

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

Ордена Ленина Гидрометеорологический
научно-исследовательский центр СССР

РУКОВОДСТВО ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ ПРОГНОЗАМ

Выпуск 1

Долгосрочные прогнозы
элементов водного режима
рек и водохранилищ



ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

Ордена Ленина Гидрометеорологический
научно-исследовательский центр СССР

РУКОВОДСТВО ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ ПРОГНОЗАМ

Выпуск 1

Долгосрочные прогнозы элементов
водного режима рек и водохранилищ



Ленинград
Гидрометеониздат
1989



Одобрено
Центральной методической комиссией
по гидрометеорологическим прогнозам
Госкомгидромета СССР
30 марта 1988 г.

Утверждено
Председателем Государственного комитета СССР
по гидрометеорологии Ю. А. Израэлем
3 апреля 1988 г.

Предисловие

Со времени выхода в свет первого издания Руководства по гидрологическим прогнозам прошло 25 лет. За эти годы исследования и практические разработки в области гидрологических прогнозов получили дальнейшее развитие. Значительно расширился объем оперативного обеспечения гидрологическими прогнозами народнохозяйственных организаций и предупреждениями об опасных гидрологических явлениях. Все более широкое развитие получает математическое моделирование гидрологических процессов и машинная обработка гидрометеорологической информации.

Настоящее второе издание Руководства по гидрологическим прогнозам, так же, как и первое, подготовлено в Гидрометцентре СССР как практическое пособие для гидрологов, работающих в области прогнозов, с учетом накопленного опыта и достижений последних лет, получивших достаточную апробацию в оперативной практике службы гидрологических прогнозов. Оно может быть полезным и для специалистов, работающих в других областях гидрологии, а также для преподавателей и студентов при работе по курсу гидрологических прогнозов.

Новое издание состоит из трех выпусков, два из которых посвящены прогнозам элементов водного режима рек и один — прогнозам ледовых явлений на реках и водохранилищах. Подготовка его выполнена под руководством и общей редакцией Е. Г. Попова.

Данный выпуск Руководства посвящен долгосрочным прогнозам стока равнинных и горных рек, притока воды в водохранилища и прогнозам расходов и уровней воды в период межени. В соответствии с целевым назначением Руководства теоретические вопросы и методические основы прогнозов в этом выпуске изложены сжато в той мере, в какой это необходимо для их практического освоения и понимания путей дальнейшего возможного совершенствования методики прогнозов. Большое внимание в выпуске уделено вопросам обработки и объективного анализа данных наблюдений и оценке погрешностей определения исходных характеристик.

Главы 1—6, 14 и 15 написаны Е. Г. Поповым, раздел 2.5 главы 2 — Е. П. Чемеренко, главы 7, 8 и 10 — А. И. Афанасьевым, главы 9, 11 и 13 — В. М. Мухиным, глава 12 — А. И. Афанасьевым и В. М. Мухиным. Большой вклад в подготовку материалов для настоящего выпуска Руководства внесла Е. С. Змиева. В подготовке материалов и оформлении примеров и иллюстраций принимали также участие: Ю. В. Горбунов, В. В. Евдокимова, В. И. Моисеева и Н. К. Шемякина.

Редактор выпуска Е. Г. Попов.

Введение

Гидрологические прогнозы в самом общем понимании представляют собой определение (предвычисление) с той или иной заблаговременностью различных элементов гидрологического режима, основанное на знании закономерностей развития природных процессов, определяющих соответствующие явления в конкретных физико-географических условиях. Разработка методов гидрологических прогнозов и обеспечение этими прогнозами различных отраслей народного хозяйства является одной из основных задач гидрологического обслуживания народного хозяйства страны.

Главными факторами, определяющими потребность в гидрологических прогнозах, являются большая изменчивость элементов режима рек от года к году и требования на них со стороны плановой системы народного хозяйства. Эти требования обусловили то, что становление и развитие государственной службы гидрологических прогнозов в нашей стране началось уже в первые послевоенные годы и на несколько десятилетий опередило развитие подобных служб в наиболее развитых капиталистических странах.

Потребность в различного рода гидрологических прогнозах возрастает с каждым годом по мере развития гидроэнергетики, водного хозяйства и транспорта, ирригации и водоснабжения, создания автоматизированных систем управления водными ресурсами и в конечном счете определяется особенностями режима рек, спецификой водохозяйственных систем и их целевым назначением. Комплексные водохозяйственные системы с многолетним и сезонным регулированием стока наиболее заинтересованы в необходимых для планирования долгосрочных (сезонных, квартальных и месячных) прогнозах его величин. В таких же прогнозах заинтересованы ирригация и водный транспорт. Большое народнохозяйственное значение имеет заблаговременное предупреждение об опасных и неблагоприятных гидрологических явлениях, которые необходимы для принятия мер по защите жизни людей, материальных ценностей и снижению ущерба, наносимого такого рода стихийным явлениям.

Характер гидрологического режима и изменчивость его элементов непосредственно связаны с климатом и изменчивостью погодных условий на территории речных бассейнов. В силу этого в гидрологии в отличие от таких наук, как физика и химия, в основе развития которых лежали и лежат лабораторные эксперименты, приходится использовать данные гидрометеорологических наблюдений непосредственно в природе. Ограниченные возмож-

ности постановки таких наблюдений, связанные со сложностью, неравномерностью природных процессов и многообразием физико-географических условий, являются главной причиной того, что, имея в общем правильное физическое представление о гидрологических процессах в целом, гидрология пока не может дать достаточно полного математического их описания и рассчитывать их с высокой степенью точности.

Основные метеорологические элементы (осадки, температура воздуха) в определенных масштабах времени носят характер стохастических переменных и обуславливают аналогичный характер зависящих от них гидрологических характеристик. Это, естественно, отражается на методологии и возможностях гидрологических прогнозов и обуславливает существенную роль в них элемента вероятности.

Все переменные факторы, определяющие речной сток, его распределение во времени и другие элементы водного режима рек и озер с точки зрения возможностей прогнозов делятся на две категории:

а) известные (начальные) факторы, которые определяют уже сложившиеся к моменту выпуска прогноза условия в речном бассейне и могут с той или иной степенью точности быть определены или оценены по данным гидрометеорологических наблюдений;

б) неизвестные (будущие) метеорологические факторы, влияние которых сказывается в течение периода заблаговременности прогнозов и вносят в них большую или меньшую неопределенность.

Отсюда следует, что реальные (практические) возможности долгосрочных прогнозов стока и других элементов водного режима существенно различны в различных климатических условиях и зависят в конечном счете от степени влияния на сток метеорологических условий за период заблаговременности прогноза. Чем меньше влияние неизвестных в момент выпуска прогноза факторов, тем меньше обусловленная ими неопределенность и тем больше возможностей для гидрологических прогнозов и наоборот.

В принципе наиболее благоприятные условия для долгосрочных прогнозов сезонного стока имеют место в зонах, где основным источником питания рек служит снег, аккумулируемый в течение холодного периода. Это в первую очередь относится к высокогорным бассейнам в природной зоне, где снеготаяние длится несколько месяцев, а вклад осадков в формирование стока за этот период относительно мал. В таких условиях возможны прогнозы стока заблаговременностью от 6 до 12 месяцев. Для равнинных рек преимущественно снегового питания прогнозы сезонного талого стока возможны заблаговременностью 2—4 месяца в зависимости от размеров речного бассейна. Однако и в этих условиях возможности долгосрочных прогнозов таких элементов водного режима, как распределение стока во времени, максимальный

расход или уровень половодья, значительно более ограничены в силу более существенного влияния текущих метеорологических факторов на эти элементы.

В зонах муссонного и субтропического климата, где основным источником питания рек являются жидкие осадки, возможности долгосрочных прогнозов сезонного стока и других элементов режима при современных ограниченных возможностях метеорологических прогнозов остаются пока крайне ограниченными.

Степень влияния будущих условий погоды является, однако, отнюдь не единственным фактором, определяющим практическую возможность долгосрочных прогнозов стока и других элементов водного режима рек и озер. В силу эмпирического характера методов этих прогнозов их реальные возможности зависят в конце концов от наличия, объема и качества гидрометеорологических данных наблюдений за достаточно продолжительный период времени.

Существенное значение при разработке методов прогнозов стока имеют различия физико-географических и морфометрических характеристик речных бассейнов, которые в значительной мере и определяют локальный характер практических приемов прогнозов. Ограниченность этих данных также затрудняет решение задачи прогнозов, вносящих дополнительную неопределенность. В силу указанного обстоятельства при решении задач гидрологических прогнозов принято различать два понятия — метод и методика прогнозов.

Под методом прогнозов понимается общий подход к решению задачи, вытекающий из физической сущности тех процессов, которые определяют интересующее явление или элемент гидрологического режима. Например, метод водного баланса, применяемый в прогнозах сезонного стока, или статистический метод. В отличие от более общего понятия метода прогнозирования, под методикой, или способом прогнозов, понимаются непосредственно расчетные приемы (формулы, графические построения, алгоритмы и программные средства), разработанные на основе того или другого метода для конкретного водного объекта или территории.

Характерной особенностью режима большинства рек Советского Союза является наличие годичного цикла в ходе стока, состоящего из периода высоких вод, обусловленного таянием накопленного за зиму снега и приходящегося на весенний или весенне-летний сезон, и периода низких вод (межени), приходящегося на летне-осенний и зимний сезон, когда питание рек осуществляется преимущественно за счет подземных и отчасти дождевых вод. Имеются также реки преимущественно дождевого питания. К ним относятся реки Дальнего Востока, на которых основной период высоких вод обусловлен летними муссонными дождями.

Регулирование стока с помощью водохранилищ является наиболее радикальным средством утилизации водных и энергетических ресурсов рек. Однако в силу большой изменчивости стока от года к году и в пределах его годичного цикла оно нуждается

в гидрологических прогнозах. Не менее важны гидрологические прогнозы и по незарегулированным рекам.

Наиболее важными массовыми видами долгосрочных гидрологических прогнозов в настоящее время являются:

- прогнозы сезонного, квартального и месячного притока воды в крупные водохранилища и к гидроэлектростанциям;

- прогнозы стока горных рек в районах орошаемого земледелия за вегетационный (апрель—сентябрь) и более короткие (месяц, декада) периоды;

- прогнозы максимальных расходов и уровней половодья и паводков;

- прогнозы средних и минимальных месячных уровней воды по судоходным рекам;

- прогнозы меженного стока.

Основой перечисленных выше видов прогнозов являются:

- а) воднобалансовый физико-статистический метод, вытекающий из закономерностей формирования тало-дождевого стока в речных бассейнах;

- б) статистический метод, включая простейшую корреляцию, и более сложные методы, позволяющие давать вероятностные прогнозы интересующих элементов водного режима в реальном масштабе времени.

Природа гидрологических процессов такова, что не только оправдывает, но и требует применения методов математической статистики и теории вероятностей при разработке и оценке эффективности практических приемов прогнозов, а также вероятностного выражения самих прогнозов. Относительная роль случайности в долгосрочных гидрологических прогнозах находится в прямой зависимости от их заблаговременности. Эта роль, которая определяется на основании статистического анализа погрешностей проверочных прогнозов, является, как уже отмечалось, одним из решающих факторов практических возможностей самих прогнозов. Значения погрешностей и распределение их вероятности определяет ту максимальную заблаговременность прогнозов, при которой последние не теряют своей практической значимости.

Из сказанного следует, что в принципе прогноз не может быть представлен одним значением ожидаемой переменной, а должен выражаться в вероятностной форме, т. е. содержать указания на вероятность различных по значению погрешностей. Отсюда вытекает и принцип оценки эффективности методов и конкретных методик гидрологических прогнозов.

В общем случае методика долгосрочного прогноза может считаться практически эффективной только в том случае, когда погрешности прогнозов существенно меньше равновероятных отклонений предсказываемой переменной от своего среднего или другого постоянного значения. В противном случае прогнозы теряют практический смысл, так как потребитель может иметь те же погрешности, ориентируясь всякий раз на среднее или

другое (более выгодное) постоянное значение интересующей его переменной.

Вероятностная форма выражения гидрологических прогнозов и надежность способов определения вероятности их погрешностей играют важную роль в практическом использовании долгосрочных прогнозов в народном хозяйстве, в частности, при планировании. Что касается самого выражения прогнозов, то они могут представляться в двух вероятностных формах:

а) в виде доверительного интервала, в пределах которого с заданной вероятностью заключено ожидаемое значение предсказываемой переменной;

б) в виде интегрального распределения вероятности превышения различных значений предсказываемой переменной или, как часто говорят, обеспеченности ожидаемых ее величин.

Таким образом, задача правильного выражения прогнозов стока сводится к отысканию в каждом конкретном случае функции распределения погрешностей. Такая задача во многих случаях решается далеко не просто. Более подробно эти вопросы рассмотрены в Наставлении по службе прогнозов, раздел 3, часть I — Прогнозы режима вод суши.

Вопросам гидрологических прогнозов посвящено большое число публикаций, в том числе и учебники для ВУЗов и техникумов. Цель Руководства по гидрологическим прогнозам состоит в систематизации и более доступном изложении опыта разработки методики различных видов прогнозов, в частности, в данном выпуске — долгосрочных прогнозов стока и других элементов его режима, которое служило бы пособием для практических работников службы гидрологических прогнозов.

Часть I

ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ

ВЕСЕННЕГО СТОКА РАВНИННЫХ РЕК

Глава 1. Закономерности и факторы весеннего стока равнинных рек

1.1. Весеннее половодье и его элементы

Весеннее половодье — характерная особенность годового водного режима равнинных рек СССР, обусловленная быстрым таянием накопленного за зиму снега. При относительно небольшой продолжительности половодья сток за этот период составляет 50—70 % годового, а в отдельных районах — даже более 80 %. Расходы воды в период половодья в сотни раз превышают меженные, поэтому оно сопровождается разливами рек. В многоводные годы эти разливы приобретают иногда характер стихийных бедствий, нанося большой ущерб народному хозяйству.

Основными элементами, которые характеризуют половодье и представляют наибольший интерес, являются: сток за половодье, максимальный расход, наивысший уровень, время их наступления и время начала половодья. Сток и другие характеристики половодья отличаются большой изменчивостью от года к году, поэтому заблаговременные их прогнозы приобретают особый интерес.

Сток за половодье, который часто именуют также объемом половодья или в более общем понимании весенним стоком, в отличие от других элементов половодья может выражаться в трех различных единицах, а именно: в единицах слоя на площадь бассейна (мм), в единицах объема (м^3 или км^3) и в виде среднего секундного расхода воды на период половодья ($\text{м}^3/\text{с}$). Единицы слоя предпочтительнее для воднобалансовых расчетов и разработки методики прогнозов, поскольку в этих же единицах выражаются осадки, запасы воды в снеге, испарение. Ряд потребителей (гидроэнергетика, водное хозяйство) предпочитают объемные единицы или средние расходы воды, в которых они ведут свои расчеты, связанные с планированием и управлением водными ресурсами.

Весенний сток как термин имеет некоторую условность в том смысле, что этим подчеркивается не столько собственно календарный период, сколько генезис стока, т. е. факт его формирования за счет весеннего таяния снега. В низовьях таких крупных рек, как Волга, Обь, половодье захватывает значительную часть лета.

Это связано с географическим положением и размерами речных бассейнов, т. е. продолжительностью стекания весенних талых вод.

О диапазоне изменений стока за половодье в многолетнем разрезе дают представление следующие цифры. В засушливо-степной зоне (Заволжье, Северный Казахстан) минимальный и максимальный сток за половодье может различаться в 14—18 раз, в степной зоне европейской части СССР (бассейн Дона, Оки) и в центральной ее полосе — в 6—8 раз, а в более северных районах — в 3—4 раза. Характеристикой изменчивости стока, как и других элементов половодья, является коэффициент вариации, вычисляемый по данным многолетних наблюдений. Большой изменчивостью отличаются также максимальные расходы и уровни половодья.

Если определение стока за половодье требует выполнения специальных расчетов, с учетом средних суточных расходов воды, и не лишено некоторого субъективизма, то другие элементы половодья могут определяться непосредственно из данных наблюдений за уровнем воды. Однако и такое определение не лишено погрешностей. Так, например, погрешности в определении максимального уровня и расхода половодья чаще всего связаны с заторами льда и пониженной точностью гидрометрических данных в периоды ледохода. Определение начала половодья и сроков прохождения максимума стока выполняется достаточно уверенно. Более затруднительно определение сроков окончания половодья. Это сказывается в некоторой мере на точности определения стока за половодье. Однако возникающие по этой причине погрешности в большинстве случаев относительно невелики.

Более подробно вопросы определения стока и других элементов половодья рассматриваются в следующей главе.

1.2. Общие закономерности и факторы весеннего стока

Половодье, которое мы наблюдаем в замыкающих створах речных бассейнов, представляет собой чрезвычайно сложное многофакторное явление, определяемое целым комплексом взаимосвязанных во времени природных процессов, а именно: поступления (подачи) воды на поверхность бассейна за счет таяния снега и осадков, процессов поглощения, задержания и потерь этой воды, процессов стекания ее избытка в русловую сеть и по ней к замыкающему створу. К этому добавляется еще приток в русловую сеть подземных вод, постоянно питающих реки.

Сложность этих процессов определяется уже тем, что протекают они на обширных пространствах в условиях неоднородности и многообразия физико-географической среды (рельеф, почва, растительный покров, глубина залегания подземных вод), а кроме того отличаются еще неравномерностью во времени. Однако при всей сложности количественного описания природных процессов

формирования талого и дождевого стока физическая их суть и взаимосвязь в общем достаточно ясны. Что же касается трудностей, то связаны они главным образом с ограниченностью или отсутствием массовых данных, необходимых для всестороннего анализа, математического моделирования и параметризации процессов применительно к различным физико-географическим условиям.

Все факторы, определяющие процессы формирования стока в речном бассейне делятся на две категории: на относительно постоянные физико-географические и на переменные гидрометеорологические факторы. К числу первых относятся размеры, конфигурация бассейна, его геологическое строение, рельеф и связанные с ним густота и рисунок гидрографической сети, уклоны поверхности и русел, почвенный и растительный покров, озерность и заболоченность бассейна.

Переменными факторами являются запасы воды в снеге, осадки (их количество и интенсивность), теплообмен, определяющий интенсивность таяния снега и испарение, водопоглотительная способность бассейна. Эти факторы в конечном счете и определяют изменчивость стока и других элементов половодья. Определенное влияние на сток оказывают также антропогенные факторы, т. е. факторы, вызывающие изменение условий формирования стока под воздействием хозяйственной деятельности человека.

С физической точки зрения любой речной бассейн представляет собой своего рода динамическую систему, схематически показанную на рис. 1.1, которая в самом общем виде отражает генезис стока, т. е. закономерности его формирования. Представленная на рисунке блок-схема охватывает все основные процессы в их взаимосвязи и не требует особых пояснений. Добавим лишь, что эта система подчиняется закону сохранения массы.

Применительно к речному бассейну этот закон выражают в виде уравнения водного баланса, которое может быть записано с различной степенью детализации в отношении участвующих в формировании стока факторов. Если из общего весеннего стока исключить сток, обусловленный независимым от поступления воды на поверхность подземным питанием, то уравнение водного баланса речного бассейна за период половодья может быть записано в следующем виде:

$$S + x - (I + A + Z) - Y = 0, \quad (1.1)$$

где S — запас воды в снеге и ледяной корке на поверхности почвы к моменту начала таяния; x — дополнительные осадки, участвующие в формировании половодья; I — суммарная инфильтрация талой и дождевой воды в почву; A — количество воды, задержанной на поверхности бассейна; Z — суммарные потери воды на испарение за период половодья; Y — тало-дождевой сток за половодье.

Суммарные потери на испарение складываются из испарения с поверхности снега и стекающей по склонам и руслам воды.

Из всех входящих в уравнение баланса переменных только русловой сток, запас воды в снежном покрове и осадки могут непосредственно измеряться и быть оценены с той или иной степенью точности. Остальные составляющие баланса или не измеряются в массовом порядке (испарение) или физически не могут быть измерены непосредственно. Это относится к суммарной инфильтрации, поверхностному задержанию, а также подземному стоку.

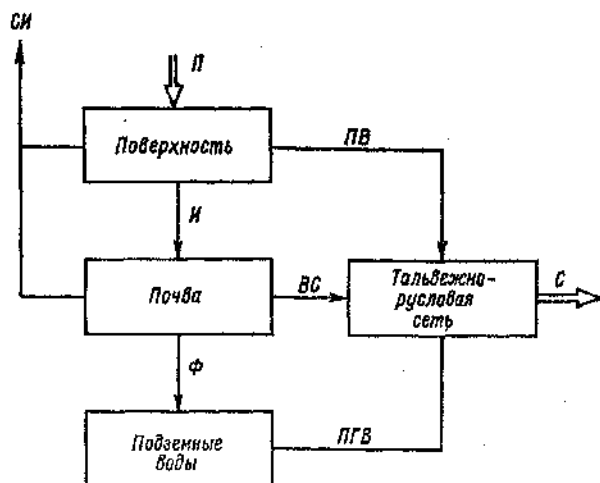


Рис. 1.1. Речной бассейн как динамическая система.

Как следует из уравнения (1.1), только суммарную потерю стока в каждом конкретном речном бассейне можно определить как разность между общим количеством поступившей воды и стоком за половодье. Точность такого определения, естественно, целиком зависит от точности оценки составляющих водного баланса. Между тем для прогнозов стока важно знать не только относительную роль каждой составляющей потерь стока, но и взаимосвязь их между собою.

Потери воды на испарение за время снеготаяния, как показывают экспериментальные данные и расчеты, относительно невелики. Невелико также испарение с водной поверхности русловой сети ввиду относительной малости испаряющей площади. В связи с этим колебания испарения от года к году в большинстве случаев не могут оказать решающего влияния на колебания весеннего стока, который в каждом году определяется тремя главными факторами: количеством снега, аккумулированного в течение зимы в речном бассейне, количеством осадков, выпавших в период формирования половодья, и водопоглотительной способностью речного бассейна. Последняя, как показывает опыт, во многих райо-

нах может меняться в весьма широких пределах. Возможность заблаговременной оценки водопоглотительной способности речных бассейнов в значительной мере определяет возможность долгосрочных прогнозов стока за половодье. При наличии данных о запасах воды в снежном покрове и осадках задача прогноза стока сводится в конечном счете к оценке суммарных потерь, т. е. количества воды, которое будет поглощено почвой, задержано на поверхности речного бассейна и потеряно на испарение.

Суммарные потери стока за половодье вполне соизмеримы со стоком, а в некоторых зонах и в неблагоприятные годы даже значительно превышают его.

В качестве показателя соотношения весеннего стока и его потерь в гидрологии часто используют такую характеристику, как коэффициент стока, представляющий собой отношение стока за половодье (за вычетом подземной составляющей и дождевого стока, вызванного осадками после схода снега) к запасу воды в снежном покрове и ледяной корке на поверхности почвы, сложенному с осадками за время снеготаяния. Среднее значение этого коэффициента на европейской части СССР изменяется в широких пределах. Так, в засушливо-степной зоне оно меньше 0,30, в степной — от 0,3 до 0,55, в лесостепной — от 0,4 до 0,7, в лесной — от 0,65 до 0,85. Дополнение до единицы приведенных значений характеризует относительные суммарные потери стока.

Говоря о коэффициенте стока как об относительной характеристике, следует подчеркнуть, что его репрезентативность в большой мере зависит от точности исходных величин, по которым он определяется. Поэтому при разработке методики прогнозов стока лучше пользоваться непосредственно стоком, его потерями и поступлением воды на поверхность бассейна, учитывая при этом возможные погрешности определения этих переменных.

Изучение закономерностей водопоглощения в речных бассейнах (инфильтрации в почву и поверхностного задержания) и особенностей этих процессов в различных географических условиях является ключевой проблемой разработки и совершенствования методики прогнозов речного стока.

1.3. Водопоглощение и потери талых и дождевых вод

Как уже отмечалось, причиной того, что не вся вода, поступающая на поверхность бассейна, стекает в реку, являются инфильтрация ее в почву и задержание на поверхности бассейна в разного рода очагах задержания, таких, как крупные некапиллярные поры верхнего слоя почвы, различные по размерам и глубине отрицательные формы микрорельефа и целые водосборы замкнутых низин, болот, бессточных озер и прудов. Специфика формирования весеннего талого стока состоит в том, что почва в этот период находится, как правило, в мерзлом состоянии. Поэтому

интенсивность и сам процесс инфильтрации талой воды в почву в этот период существенно отличаются от инфильтрации дождевой воды летом и осенью.

Микрорельеф равнинных бассейнов представляет собой систему различных по размеру и емкости понижений. Поэтому прежде чем попасть в русловую сеть, стекающая талая вода должна заполнить эти емкости. Неравномерное их распределение по площади является при этом весьма важным фактором, влияющим на процесс формирования потерь талого стока. Хорошо увлажненная мерзлая почва близка к водонепроницаемой, но в состоянии задерживать в крупных некапиллярных порах своего верхнего слоя большее или меньшее количество талой воды прежде, чем начнется сток. Физически это равносильно задержанию воды в понижениях микрорельефа. Поэтому в условиях равнинных бассейнов потери талого стока во многих случаях связаны с поверхностным задержанием.

Недостаточно увлажненная почва, наоборот, может впитывать талую воду с большей или меньшей скоростью. Если эта скорость не превышает интенсивности поступления воды, то заполнение поверхностной емкости происходит за счет избытка поступления воды над просачиванием. Общее количество поглощенной бассейном воды складывается при этом из суммарной инфильтрации и поверхностного задержания. При наличии в речном бассейне бессточной площади к этому добавляется вся вода, которая поступила на эту площадь.

1.3.1. Неравномерность поверхностной емкости и ее роль в формировании стока

Поверхностное задержание воды зависит от характера речных бассейнов. При прочих равных условиях оно больше в бассейнах с более плоским рельефом и меньше в бассейнах с холмистым хорошо расчлененным рельефом. Зависит оно также от типа почвы, ее структуры и от характера обработки сельскохозяйственных угодий. Например, лесная дерново-подзолистая почва благодаря рыхлости горизонта (A_1) и слабой водопроницаемости подстилающих его подзолистого и иллювиального горизонта (B) задерживает воду аналогично понижениям, емкость которых равна свободной пористости (водовместимости) горизонта A_1 и вододерживающей способности лесной подстилки.

Неравномерное распределение поверхностной емкости по площади является фактором, который определяет неодновременное начало стока с различных частей бассейна и изменение (увеличение) действующей площади по мере увеличения суммарного поступления (подачи) воды на поверхность бассейна.

Определить инструментально распределение поверхностной емкости на обширных пространствах реальных бассейнов практически не представляется возможным. Но общее поверхностное задержание можно приближенно определить из уравнения водного

баланса, пользуясь данными наблюдений за годы, когда почва была заведомо водонепроницаема или весьма близка к этому состоянию. Наиболее уверенно это можно сделать в зоне вечной мерзлоты при наличии, разумеется, надежных данных о запасах воды в снеге, осадках и стоке за половодье.

Роль неравномерного распределения поверхностной емкости в формировании стока проще всего показать на численном примере.

Емкость отдельной депрессии или их серии, выраженная в миллиметрах слоя на весь бассейн, определяют из соотношения

$$\varepsilon = \varphi S, \quad (1.2)$$

здесь S — слой воды (мм), необходимый для заполнения емкости (слой заполнения); $\varphi = f/F$, где f — площадь депрессии (или водосбора), F — площадь всего бассейна.

Таблица 1.1

Пример расчета поверхностного задержания по заданному распределению емкости в речном бассейне

Распределение площади		Емкость $\varepsilon = \varphi_i S_i$ мм	Интегральная площадь $\Phi(S) = \sum \varphi_i$	Поверхностное задержание $A(S) = \sum \varphi_i S_i$
доля площади φ_i	слой заполнения S_i мм			
0,1	10	1	0,1	1
0,5	20	10	0,6	11
0,2	30	6	0,8	17
0,1	40	4	0,9	21
0,08	50	4	0,98	25

При отсутствии инфильтрации слой заполнения S равнозначен суммарной подаче воды, а при наличии инфильтрации — избытку суммарной подачи воды над суммарной инфильтрацией ($X - I$) в нижние слои почвы.

Теоретически для определения поверхностного задержания и действующей площади достаточно знать только распределение относительной площади в зависимости от слоя заполнения $\varphi(S)$. Пример расчета приведен в табл. 1.1. Здесь для простоты распределение $\varphi(S)$ дано в дискретном виде (графы 1—2). В графе 3 даются вычисленные значения емкости на соответствующей доле площади; в графе 4 указана интегральная доля площади или относительная действующая площадь при подаче воды $X > S_i$. Наконец, в графе 5 приведены интегральные значения поверхностного задержания в миллиметрах.

Как видно из примера, при неизменном распределении поверхностной емкости потери стока на поверхностное задержание являются функцией суммарной подачи воды на поверхность бассейна. Вид этой функции целиком определяется характером распределения $\varphi(S)$. Из данных табл. 1.1 видно, что с увеличением

слоя суммарной подачи воды растут действующая площадь и потери стока на поверхностное задержание, асимптотически приближаясь к своим предельным значениям: $\Phi(S)$ к единице или

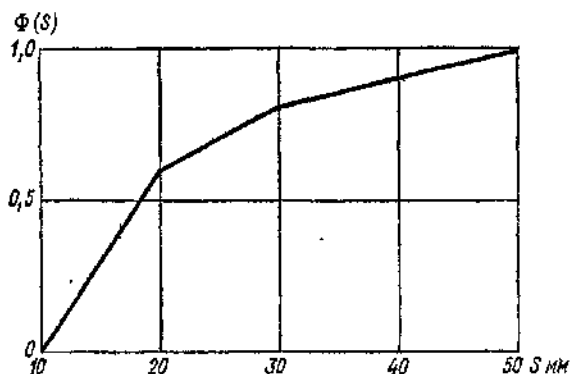


Рис. 1.2. Интегральное распределение действующей площади как функция слоя заполнения.

некоторому значению, меньшему единицы, если в бассейне имеется какая-то доля постоянно бездействующей площади, а $A(S)$ к $A_{\text{макс}}$ — к максимальному значению поверхностного задержания (рис. 1.2 и 1.3).

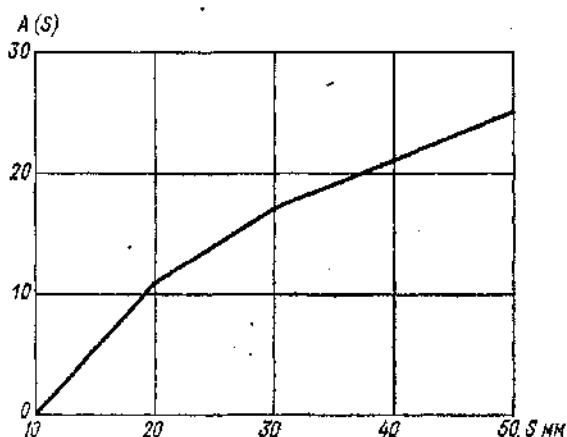


Рис. 1.3. Слой поверхностного задержания как функция слоя заполнения.

Степень предшествующего увлажнения речных бассейнов может в определенной мере сказываться на изменении поверхностной емкости, а следовательно на величине поверхностного задержания. Это обстоятельство должно учитываться при разработке методики прогнозов весеннего стока равнинных рек.

Общее поверхностное задержание зависит не только от рельефа, но и от географических зон, а также от характера почв, лесистости и заболоченности речных бассейнов. Хотя данных по оценке поверхностного задержания пока еще недостаточно, опыт экспериментальных исследований водно-физических свойств почв, инфильтрации воды в мерзлую почву, наблюдений за стоком с площадок, а также опыт исследований в области прогнозов весеннего стока позволяют судить о порядке этих величин в различных физико-географических условиях.

Так, в зоне вечной мерзлоты, например для бассейна Верхнего Вилюя, максимальная поверхностная емкость составляет около 30 мм. Для рек лесной зоны европейской части СССР (бассейн Северной Двины) минимальное значение этой емкости составляет около 40 мм. В степной черноземной зоне в условиях достаточно расчлененного рельефа общая поверхностная емкость может достигать 20 мм. Что касается распределения емкости по площади, то о нем можно судить лишь исходя из общих представлений о характере рельефа и микрорельефа речных бассейнов.

В любом речном бассейне некоторую долю его площади занимает русловая сеть, где нет других потерь воды, кроме испарения, но эта площадь относительно мала. Можно также с уверенностью сказать, что в сильно расчлененных бассейнах большие по объему емкости поверхностного задержания занимают меньшую площадь, а бессточные площади могут быть пренебрежимо малы. В плоских же слабо расчлененных бассейнах, наоборот, доля бессточной площади может быть значительной и ее нельзя не учитывать при воднобалансовых расчетах и прогнозах стока.

Существенную роль в поверхностном задержании талой воды играют распахка и ее характер. Именно пахота с учетом особенностей рельефа является одной из наиболее действенных мер задержания талых вод в агротехнических целях или в целях борьбы с водной эрозией, может оказывать значительное влияние на весенний сток. Это уже стало заметным в зоне освоенных целинных земель в Северном Казахстане.

1.3.2. Инфильтрация воды в мерзлую почву

Инфильтрация воды в мерзлую почву — явление физически весьма сложное. Кроме гравитационных и молекулярных сил, под воздействием которых происходит нисходящее движение воды в порах почвы, существенное влияние на него оказывают тепло-физические процессы, обусловленные изменением агрегатного состояния как почвенной влаги, так и проникающей в почву талой воды и вызывающие изменение льдистости почвы.

Основными факторами, определяющими льдистость, а следовательно степень водопроницаемости мерзлой почвы, являются ее начальная влажность, температура и связанная с ними глубина промерзания. Не менее важным фактором является сама почва, ее тип, механический состав, структура и связанные с этим водно-

физические характеристики. Наиболее важными из этих характеристик являются пористость, эффективные радиусы пор и их распределение, удельная поверхность частиц, наименьшая и полная влагоемкость, влажность завядания, а также содержание органических веществ и коллоидный состав [25]. Существенную роль в изменении степени водопроницаемости почвы играет также явление ее заплывания, связанное с большим содержанием мелких глинистых частиц и слабой водостойкостью структурных агрегатов почвы.

Степень водопроницаемости почвы характеризуется интенсивностью инфильтрации или скоростью впитывания, выражаемой слоем воды, просочившейся в почву в единицу времени, например мм/мин, мм/ч или мм/сут. Общее количество просочившейся воды, которое часто именуют инфильтрацией, определяют произведением интенсивности инфильтрации i на время T , равное продолжительности поступления воды:

$$I = iT. \quad (1.3)$$

Поскольку продолжительность поступления талой воды на поверхность почвы в речном бассейне определяется запасом воды в снеге и интенсивностью его таяния ($T=S/h$), то потери стока на инфильтрацию непосредственно связаны с этими факторами и поэтому их нельзя рассматривать в отрыве от процесса снеготаяния.

Вопросам инфильтрации воды в мерзлую почву посвящено большое число исследований экспериментального (полевого и лабораторного) и теоретического плана. Хотя многие из этих исследований не имеют прямого отношения к решению задачи прогнозов талого стока, их опыт значительно расширяет физические представления о процессе тепловлагопереноса в мерзлой почве, в том числе и о путях решения задачи прогнозов. Вместе с тем следует подчеркнуть, что гидрология пока еще не располагает достаточно широкими экспериментальными данными, характеризующими действительную интенсивность инфильтрации или степень водопроницаемости различного типа почв, а также методами ее прямого расчета, удовлетворяющими требованиям прогнозов талого стока в реальных бассейнах.

Коротко остановимся на том, что более или менее определенно известно об инфильтрации талой воды в мерзлую почву и ее интенсивности как характеристике водопроницаемости почвы. Интенсивность инфильтрации талой воды в мерзлую почву значительно меньше интенсивности инфильтрации дождевой воды в летнее время. Это обусловлено не только закупоркой льдом значительной (в зависимости от влажности) части почвенных пор еще до начала снеготаяния, но и теплофизическими процессами, о которых уже шла речь выше, влекущими за собой увеличение льдистости почвы [25, 30].

Проникающая в мерзлую почву талая вода замерзает в крупных порах, а выделяющееся при этом тепло затрачивается на

повышение температуры почвы и замерзания связанной воды в мелких порах. При соответствующем соотношении начальной влажности и отрицательной температуры почвы в процессе инфильтрации может происходить полная закупорка водопроводящих пор, т. е. образование водонепроницаемого слоя в почве. Описанный процесс играет особенно важную роль в тонкодисперсных почвогрунтах (суглинков, глина), содержащих значительное количество связанной воды, которая, как известно, замерзает и оттаивает при отрицательных значениях температуры. Значительные затраты тепла на таяние связанной (практически неподвижной) почвенной влаги приводит к тому, что повышение температуры мерзлых тонкодисперсных почвогрунтов не сопровождается существенным увеличением их водопроницаемости вплоть до полного оттаивания.

Материалы наблюдений и экспериментальные данные [25] говорят о том, что водонепроницаемый слой образуется, как правило, в верхнем слое почвы и не только в период снеготаяния, но может образоваться и во время зимней оттепели. Образовавшийся таким путем водонепроницаемый слой может сохраняться до весны и в период снеготаяния. Помимо осенних осадков и оттепелей на изменение влажности верхнего слоя почвы в течение зимы влияет также миграция влаги к фронту промерзания. В зонах избыточного увлажнения при высоком стоянии грунтовых вод подтягивание влаги из нижних горизонтов почвы к границе мерзлого слоя может приводить даже к переувлажнению почвы.

Образование во время оттепели ледяной корки на поверхности почвы определенно свидетельствует о большой льдистости последней и наличии в ней водонепроницаемого слоя.

Степень водопроницаемости мерзлых почв меняется в широких пределах. Известно, что мерзлая почва становится водонепроницаемой при увлажнении до полевой влагоемкости. Однако даже при этом в самом верхнем наиболее структурном ее слое остается 20—25 % свободных крупных некапиллярных пор. Таким образом, верхний 3—4-сантиметровый слой почвы в состоянии за короткое время поглотить и удержать 5—15 мм воды. Явление переувлажнения (разжижения) самого верхнего тонкого слоя мерзлой почвы во время снеготаяния характерно для тяжелых суглинистых почв и служит показателем их водонепроницаемости. Хорошим косвенным признаком водопроницаемости мерзлой почвы служит степень ее цементации (твердость), зависящая от влажности и температуры. Сильно сцементированная слитная почва, которую трудно рубить топором, является водонепроницаемой. Слабо сцементированная почва не представляет собой столь слитного тела, легко поддается лопате и может интенсивно впитывать воду.

Характерной особенностью поглощения талых вод обладают подзолистые и особенно лесные дерново-подзолистые и торфяно-подзолистоболотные почвы. Это связано с наличием у таких почв очень рыхлого верхнего горизонта (A_1), бесструктурного слоя подзола и плотного иллювиального горизонта (B). В мерзлом

состоянии последний становится практически водонепроницаемым, о чем свидетельствует образование на нем верховодки. В то же время водопроницаемость перегнойноаккумулятивного горизонта A_1 и в мерзлом состоянии остается настолько высокой, что практически всегда потенциально превышает возможную интенсивность поступления талой воды. По этим причинам количество воды, которую способна поглотить такого типа почва, определяется главным образом водовместимостью верхнего ее горизонта и лесной подстилки и равносильно поверхностному задержанию.

Из изложенного выше следует, что для определения суммарного водопоглощения почвой в бассейне в целом важно знать распределение в нем различных типов почв и их водно-физические свойства, начальную влажность, температуру и глубину промерзания. Последняя является косвенной характеристикой температуры почвы, но зависит в некоторой мере и от ее влажности. При прочих равных условиях менее влажная почва промерзает глубже, чем хорошо увлажненная. Это объясняется тем, что при замерзании более влажной почвы выделяется больше тепла. Это и ограничивает глубину проникновения в почву отрицательной температуры. Как показывают опыты [25, 30], глубина промерзания сказывается на продолжительности сохранения водонепроницаемого слоя в почве.

Для разработки методики расчета водопоглощения и талого стока исключительно важно иметь правильное представление о действительной интенсивности инфильтрации и диапазонах возможного ее изменения для различных типов почв при различном их состоянии. Это весьма важно для сопоставления с интенсивностью снеготаяния и поступления талой воды на поверхность почвы, так как соотношение этих интенсивностей определяет существенное различие в процессе формирования потерь стока.

Физически действительная интенсивность инфильтрации (когда она не равна нулю) может быть или меньше интенсивности поступления ($i < h$), или только равна последней ($i = h$). В первом случае сток формируется за счет избытка воды над просачиванием, и общие потери стока, а следовательно и сам сток, должны зависеть от интенсивности инфильтрации и продолжительности поступления воды. Во втором случае в силу большой водопроницаемости почвы вся поступающая вода поглощается с той интенсивностью, с какой она поступает до тех пор, пока не заполнится свободная емкость и, если последняя на какой-то площади больше запаса воды в снеге, то эта площадь останется бессточной. Отсюда ясно насколько важно для расчетов стока различать тип водопоглощения и знать или иметь возможность оценивать размеры бессточной площади.

Экспериментальные данные об интенсивности инфильтрации в сравнении с интенсивностью поступления талой воды для различных типов почв при различной их влажности, температуре и глубине промерзания пока весьма ограничены. Нет и достаточно отработанного метода расчета тепловлагопереноса в мерзлой

почве, пользуясь которым можно было бы провести соответствующие численные эксперименты.

Приближенная оценка средней интенсивности инфильтрации воды за период снеготаяния, выполненная для степных рек Южного Заволжья и бассейна Дона [28, 50], показывает, что при среднем увлажнении почв она может составлять в целом для бассейна около 5 мм/сут, при высоком 0,5—1,0 мм/сут, а при низком 12—14 мм/сут. Цифры эти, конечно, приблизительные в силу тех погрешностей, которые неизбежны при определении как суммарных потерь на просачивание, так и приведенной продолжительности поступления воды (из-за погрешностей в оценке изменений открытости речного бассейна снегом в ходе снеготаяния).

Процесс поглощения речным бассейном жидких осадков, выпадающих в период формирования весеннего стока, имеет свою специфику. Последняя состоит в том, что в период снеготаяния, когда бассейн еще в значительной мере покрыт снегом, поглощение, задержание и потери дождевой воды идут так же, как и талой воды, поскольку почва до схода снега остается, как правило, еще мерзлой; с освобождением от снега бассейна и размораживанием почвы существенно меняется процесс инфильтрации выпадающих осадков; резко повышаются испарение и впитывающая способность почвы. В силу этого относительные потери жидких осадков на спаде половодья возрастают, а их вклад в формирование весеннего стока с течением времени снижается. Это особенно резко проявляется в степной и лесостепной зонах, где почва быстрее оттаивает и просыхает. В лесной зоне из-за продолжительного периода переувлажненного состояния почвы это снижение вклада осадков проявляется в меньшей мере.

Указанную специфику потерь дождевых вод важно иметь в виду и учитывать в воднобалансовых расчетах, при выделении талой и дождевой составляющих весеннего стока и при разработке практических приемов прогнозов стока за половодье. К сожалению эмпирические данные, позволяющие достаточно уверенно характеризовать закономерности изменения поглощения дождевых вод на спаде половодья, очень ограничены и весь этот важный с точки зрения долгосрочных прогнозов стока вопрос остается пока мало изученным.

1.4. Интегральные уравнения водопоглощения и стока

В условиях, когда недостаток натуральных данных (т. е. непосредственных гидрометеорологических наблюдений) сильно ограничивает возможности эмпирического изучения таких сложных явлений, как водопоглощение и сток в речных бассейнах, а результаты лабораторных и полевых экспериментов не могут отразить неравномерность и многообразие природных процессов, весьма важную роль приобретает теоретическое исследование этих

явлений хотя бы на упрощенных моделях речного бассейна. Только теоретическая модель как форма абстрактного обобщения накопленного опыта и знаний дает возможность независимо от наличия материалов наблюдений исследовать и выразить эти явления во взаимосвязи с причинными факторами и на основе анализа и численных экспериментов получить представление о том, какого вида зависимости могут быть реально использованы для расчетов и прогнозов стока при существующей системе наблюдений. Результаты теоретического исследования имеют тем большую практическую значимость, чем полнее и правильнее положенная в его основу модель бассейна отражает природные процессы.

Теоретической основой расчета потерь талых вод и весеннего стока является достаточно общая модель речного бассейна, как динамической системы (рис. 1.1) с неравномерным распределением поверхностной емкости и переменной инфильтрационной способностью его почвенного покрова. Такая модель, неограниченная особыми допущениями в отношении поверхностного задержания, его распределения и интенсивности инфильтрации, дает возможность получить общий вид уравнений интегрального стока для различных моделей водопоглощения [51, 52].

1.4.1. Емкостная модель водопоглощения

Под емкостной моделью или типом водопоглощения понимается такой, когда при любой интенсивности поступления талой воды ее сток с любой части бассейна начинается только после заполнения определенной емкости и дальнейших ее потерь (кроме испарения) на этой площади уже не происходит. К этому типу относится чисто поверхностное задержание воды при полностью водонепроницаемой почве, а также поглощение в бассейнах, сложенных легко проницаемыми почвогрунтами с близким залеганием водоупора, когда при любой интенсивности поступления воды ее сток начинается и становится возможен только после заполнения свободных пор почвы и замкнутых понижений рельефа и микрорельефа. Хотя при этом поступление воды в почву имеет место, но физически этот случай аналогичен поверхностному задержанию.

Как следует из примера, приведенного в табл. 1.1, выраженные в миллиметрах суммарные потери стока для этой модели водопоглощения являются функцией суммарной подачи воды и распределения емкости в бассейне. Но поскольку свободная емкость в речном бассейне может меняться в зависимости от предшествующего увлажнения, уравнение водопоглощения записывается в следующем более общем виде:

$$P(X, U) = [1 - \Phi(X, U)]X + A(X, U), \quad (1.4)$$

где X — суммарная подача воды, мм; $\Phi(X, U)$ — действующая площадь в долях единицы; $A(X, U)$ — количество воды, задержанной на действующей площади и равное заполненной емкости, мм;

U — влажность почвы или косвенный показатель увлажнения бассейна.

Уравнение суммарного стока вытекает из условия водного баланса

$$Y(X, U) = X\Phi(X, U) - A(X, U). \quad (1.5)$$

Уравнения (1.4) и (1.5) нелинейны, так как в силу неравномерного распределения емкости нелинейной функцией является

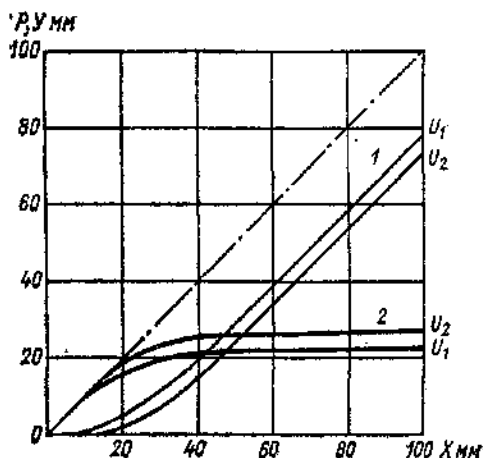


Рис. 1.4. Общий вид воднобалансовых зависимостей стока (1) и его потерь (2) как функций суммарного слоя поступившей воды (X) и предшествующего увлажнения бассейна (U), $U_1 > U_2$.

действующая площадь $\Phi(X)$ (рис. 1.2). В принципе эта функция может выражаться или задаваться как в дискретном виде

$$\Phi(X) = \sum \varphi_i(S), \quad (1.6)$$

(где S — слой заполнения, мм), так и в виде непрерывной интегральной функции

$$\Phi(X) = \int_0^X \varphi(S) dS. \quad (1.7)$$

Аналогично и слой поверхностного задержания $A(X)$ может представлять собой как дискретную (рис. 1.3) так и непрерывную интегральную функцию

$$A(X) = \int_0^X S\varphi(S) dS. \quad (1.8)$$

Общий вид зависимостей $P(X, U)$ и $Y(X, U)$ показаны на рис. 1.4.

Как следует из уравнения (1.5), функция $\Phi(X, U)$, представляющая собой относительную действующую площадь, является

производной этого уравнения и может определяться путем его дифференцирования

$$dY/dX = \Phi(X, U). \quad (1.9)$$

Отсюда следует, что уравнение стока (1.5) может быть записано в другой, интегральной форме

$$Y = \int_0^X \Phi(X, U) dX. \quad (1.10)$$

Поскольку относительная действующая площадь не может быть больше единицы, максимальный угол наклона эмпирической зависимости $Y(X, U)$ не может превышать 45° . Это важно помнить при графическом построении эмпирических воднобалансовых зависимостей стока от снегозапасов, которые пока чаще всего используются для прогнозов.

Из уравнений (1.9) и (1.10) непосредственно вытекает и общее выражение для расчета водоотдачи речного бассейна в единицу времени (y_t , мм/сут)

$$y_t = \Phi(H_t, U) h_t, \quad (1.11)$$

где h_t — подача воды в t -ю единицу времени, мм/сут; H_t — суммарная подача воды на этот момент времени, мм.

Уравнение (1.11) оправдливо при полном покрытии бассейна снегом. С появлением проталин коэффициент водоотдачи, естественно, должен равняться разности между относительной действующей площадью на момент времени t и относительной величиной освободившейся от снега площади на тот же момент времени.

Общее выражение для коэффициента стока η вытекает из уравнения (1.5)

$$\eta = Y/X = \Phi(X, U) - A(X, U)/X. \quad (1.12)$$

Как видно из уравнения (1.12), коэффициент стока при емкостном типе водопоглощения является при заданном увлажнении бассейна нелинейной возрастающей функцией суммарного поступления воды, т. е. растет с увеличением запаса воды в снеге. Вид этой функции определяется характером распределения емкости (рис. 1.5). В общем случае при $X \rightarrow \infty$ $\eta \rightarrow 1$.

1.4.2. Инфильтрационно-емкостная модель водопоглощения

При этом типе водопоглощения поверхностный сток формируется за счет превышения интенсивности поступления (подачи) воды над интенсивностью ее просачивания. Последнее длится в течение всего периода поступления воды и сток может происходить только с площадей, на которых суммарный избыток воды $(X - I)$ превышает поверхностную емкость.

При наличии просачивания воды в почву (когда $i < h$) для заполнения поверхностной емкости требуется тем больший слой суммарной подачи воды, чем больше суммарная инфильтрация. Этот слой S' зависит от соотношения интенсивности поступления h и инфильтрации воды i

$$S' = S/(1 - i/h), \quad (1.13)$$

где S — слой заполнения емкости при отсутствии просачивания.

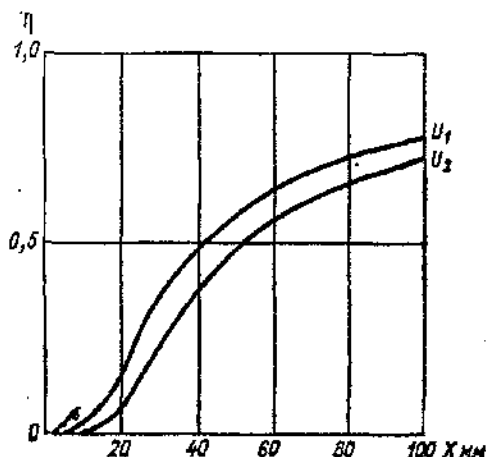


Рис. 1.5. Общий вид зависимости коэффициента стока от суммарного поступления воды (X) и предшествующего увлажнению бассейна (U), $U_1 > U_2$.

Формула (1.13) показывает, как сильно может меняться слой заполнения даже при небольшой поверхности емкости. Например, при отношении $i/h = 0,8$ он увеличивается в 5 раз. Это в свою очередь должно сильно сказываться на величине действующей площади, а следовательно, и на самом стоке.

Уравнение суммарных потерь для инфильтрационно-емкостной модели водопоглощения получает следующий вид:

$$P = (1 - \Phi)(X - I) + A, \quad (1.14)$$

где I — суммарное просачивание, мм; Φ — действующая площадь (в долях единицы), которая в данной модели зависит от избытка воды ($X - I$); A — поверхностное задержание на действующей площади (мм), которое также зависит от ($X - I$).

Из условий баланса суммарный слой стока равен

$$Y = \Phi(X - I) - A. \quad (1.15)$$

Уравнение (1.15) может быть записано и в другом виде

$$Y = \Phi(1 - I/X)X - A \quad (1.16)$$

или

$$Y = \Phi(1 - i/h)X - A. \quad (1.17)$$

Приведенные уравнения справедливы для равномерного по бассейну поступления и просачивания воды. Графический вид

зависимости, выражаемой уравнениями (1.16) и (1.17), показан на рис. 1.6. И в этом случае расчеты выполнены для распределения емкости, приведенного в табл. 1. Как следует из уравнений (1.16) и (1.17), производная в любой точке каждой кривой равна относительной действующей площади при данном значении X . При больших значениях I/X , как видно на рис. 1.6, действующая площадь резко уменьшается, в связи с чем резко возрастают потери стока.

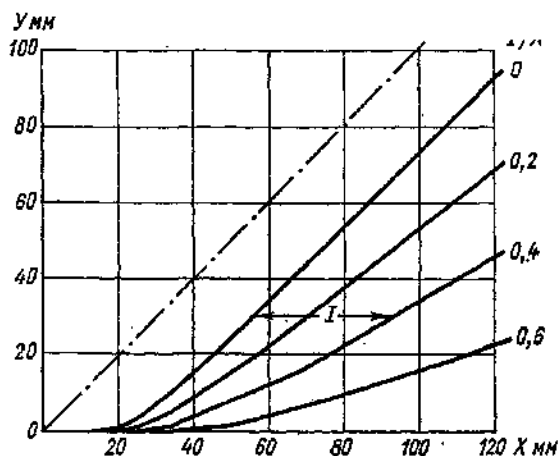


Рис. 1.6. Общий вид воднобалансовой зависимости стока от суммарного поступления воды (X) и отношения суммарной инфильтрации (I) к суммарному поступлению.

Из уравнения (1.15) следует, что при заданном распределении емкости суммарная инфильтрация равна разности

$$I = X_2 - X_1, \quad (1.18)$$

где X_2 — суммарная подача воды, дающая сток Y при наличии впитывания; X_1 — суммарная подача воды, дающая такой же слой стока при отсутствии впитывания (рис. 1.6). Из этого следует, что если для бассейна можно эмпирически установить зависимость $Y=f(X)$, отвечающую условиям, когда имеет место только поверхностное задержание, то суммарный слой впитывания I , как показано выше, может быть определен в первом приближении без риска его преувеличения за счет неизбежных затрат воды на поверхностное задержание и неучета непостоянства действующей площади.

В реальных природных условиях могут быть бассейны, где определенно превалирует один или другой из рассмотренных выше типов водопоглощения. Но может иметь место и их сочетание.

Теоретически для такого случая уравнение стока записывается в следующем виде:

$$Y = \alpha [\Phi_1 X - A_1] + (1 - \alpha) [\Phi_2 (1 - I/X) X - A_2], \quad (1.19)$$

где α — доля площади бассейна, на которой имеет место емкостный тип водопоглощения; Φ_1 и Φ_2 — функции распределения действующей площади соответственно на тех частях бассейна, где имеют место емкостный и инфильтрационно-емкостный типы водопоглощения. Уравнение (1.19) показывает, как важно для водно-балансовых расчетов иметь возможно более детальные картографические и физические характеристики речных бассейнов, которые определяют тип водопоглощения: рельеф, почву и ее водно-физические свойства, растительный покров, заболоченность.

Частным случаем инфильтрационно-емкостной модели водопоглощения является и такая, когда в зависимости от распределения и состояния почв на какой-то части бассейна образуется водонепроницаемый слой и имеет место емкостный тип водопоглощения, а другая часть бассейна в силу высокой водопроницаемости почв оказывается совсем бессточной. Уравнение стока для такого случая также нетрудно записать на основе рассмотренных ранее уравнений при том же допущении о равномерности суммарной подачи воды

$$Y = \alpha (U, \Theta) [X\Phi(X, U) - A(X, U)], \quad (1.20)$$

где α — доля площади бассейна, на которой образуется водонепроницаемый слой почвы; Θ — температура почвы; остальные обозначения прежние.

1.4.3. Косвенные характеристики водопоглотительной способности речных бассейнов

Главными характеристиками водопроницаемости мерзлых почв, как уже говорилось, являются их влажность и температура, поскольку именно они определяют льдистость почвы и степень закупорки льдом водопроводящих пор. В зонах избыточного увлажнения при большой заболоченности речных бассейнов водопоглотительная способность последних определяется также свободной емкостью болотных массивов, которая может меняться от года к году в зависимости от количества осенних осадков и зимних оттепелей.

К сожалению непосредственные наблюдения за влажностью и температурой почвы на разных глубинах во многих случаях отсутствуют или недостаточны для прямых расчетов тепловлагопереноса площадей, на которых образуется водонепроницаемый слой, и количества поглощенной воды [25]. Отсутствуют также прямые наблюдения за водным режимом болотных массивов, глубиной грунтовых вод. По этим причинам весьма важное место в практике прогнозов весеннего стока занимают косвенные

характеристики или показатели степени водопроницаемости почв и водопоглотительной способности речных бассейнов в целом.

В качестве таких показателей используются: вычисленная приближенными способами влажность почвы, глубина промерзания почвы, льдистость, дефицит влаги в промерзшем слое почвы, степень цементации почвы, а также осенний паводочный сток, уровень грунтовых вод и некоторые другие. Физические соображения и имеющийся опыт говорят о том, что в условиях, когда может превалировать инфильтрационно-емкостный тип водопоглощения (области недостаточного и неустойчивого увлажнения), льдистость и доля площади с водонепроницаемым слоем почвы представляются наиболее показательными характеристиками водопоглотительной способности речных бассейнов. В зонах избыточного увлажнения и вечной мерзлоты, где превалирует поверхностное задержание, в качестве показателей общего увлажнения бассейнов могут служить не только запасы влаги в почве, но и осенний сток в отношении к норме.

Более подробно вопросы косвенных показателей водопоглотительной способности речных бассейнов рассматриваются в последующих главах.

1.5. Закономерности и факторы формирования гидрографа половодья

1.5.1. Основные факторы формирования гидрографа половодья

Ход половодья во времени, который характеризуется изменением расходов в замыкающем створе и принято называть гидрографом половодья $Q(t)$, определяется целым комплексом сложных взаимосвязанных между собой процессов, протекающих в конкретных физико-географических условиях каждого речного бассейна. Главными из этих процессов являются: снеготаяние, определяющее ход подачи талой воды на поверхность бассейна, поглощение и отдача воды на сток и стекание воды по поверхности, тальвежной и русловой сети бассейна. Каждый из указанных процессов зависит от физико-географических условий данного бассейна.

Снеготаяние (его интенсивность и продолжительность), зависящее от запасов снега и метеорологических условий, определяет прежде всего сроки начала половодья и в большей или в меньшей мере влияет на форму гидрографа половодья, его максимальный расход и уровень, время их наступления и общую продолжительность половодья. Это влияние определяется размерами и физико-географическими условиями речного бассейна.

Весьма важным фактором формирования гидрографа половодья является процесс стекания воды, который непосредственно связан с климатом, размерами и физико-географическими характеристиками речного бассейна и в первую очередь определяет

общую продолжительность половодья и в значительной мере форму его гидрографа. Чем больше размеры речного бассейна, тем больше общая продолжительность половодья и тем в меньшей мере на его форме сказывается короткопериодная неравномерность в ходе снеготаяния, связанная с суточным ходом и изменчивостью метеорологических условий. Поэтому в крупных речных бассейнах значительно реже имеют место нарушения обычной одномодальной формы гидрографа половодья. В относительно небольших речных бассейнах с большой (по отношению ко времени добегания воды) продолжительностью снеготаяния, наоборот, гидрограф половодья может часто иметь многомодальную форму. Этому способствует также частичная залесенность бассейнов, особенно когда она близка к 50 %. Перебоя в снеготаянии в этом случае влекут за собой более существенные разрывы в стоке талой воды с открытых и залесенных частей речного бассейна и формирование двухмодальных гидрографов половодья.

Что касается процессов поглощения и отдачи на сток талой воды, то они определяют главным образом общий объем и максимальный расход половодья и в меньшей мере сказываются на вариации формы его гидрографа. Общие закономерности водопоглощения были рассмотрены ранее. Поэтому дальше речь пойдет лишь о тех закономерностях, которые непосредственно относятся к формированию гидрографа половодья в речном бассейне в целом и важны с точки зрения возможностей долгосрочных прогнозов таких элементов половодья, как максимальные расходы, уровни и распределение стока во времени.

Неравномерность формирования стока во времени и по площади речного бассейна является, как уже было сказано, основным фактором, который в большей или меньшей мере сказывается на форме гидрографа половодья и обуславливает изменчивость последней от года к году. В силу изменчивости снеготаяния, связанной с изменчивостью метеорологических условий, с одной стороны, и неоднородностью физико-географических условий самих речных бассейнов, с другой, форма гидрографа половодья является, строго говоря, теоретически неповторимой. Это, однако, не означает, что в целом в формировании гидрографа половодья отсутствуют какие-либо закономерности. Они, конечно, есть и физически в общем очевидны, но в силу недостатка необходимых для этого данных слишком сложны и неопределенны с точки зрения возможностей теоретического их описания с помощью двумерных дифференциальных уравнений и практического решения последних. По этой причине практически гидрология опирается пока на упрощенные и значительно схематизированные модели расчета гидрографов половодья и пользуется осредненными значениями исходных величин и параметров в такого рода моделях.

Следует также отметить, что во многих случаях на высоте максимальных уровней половодья сказываются заторы льда. Последние особенно часты на реках, вскрытие которых происходит с верховьев и распространяется вниз по течению. Чаще всего

это реки, текущие с юга на север, для которых заторы льда — типичное явление их весеннего ледового режима. Максимальные уровни, обусловленные заторами льда при вскрытии, очень часто не совпадают по времени с прохождением максимальных расходов половодья, что значительно снижает возможность долгосрочных прогнозов последних.

1.5.2. Линейная модель формирования гидрографа весеннего половодья

Стекающая с речного бассейна талая вода проходит длинный и сложный путь, прежде чем достигнет замыкающего створа. Концентрируясь на склонах в мелкие ручейки, временно накапливаясь за снежными перемычками, она стекает в ближайшие тальвеги, а по ним в ручьи и реки. Различная длина пути, который проходит вода с различно удаленных частей бассейна, неодинаковые скорости ее движения и регулирующее действие емкости русловой сети являются факторами, обуславливающими неодновременность прохождения воды через замыкающий створ и характерную форму волны половодья и паводков в каждом бассейне. Типичной формой такой волны является одномодальный асимметричный гидрограф. Продолжительность ветви его подъема, как правило, меньше продолжительности ветви спада, что обусловлено более или менее длительным периодом замедленного снижения расходов воды в конце половодья.

Основными факторами, влияющими на форму гидрографа половодья, являются, как уже отмечалось, размеры бассейна, его конфигурация, рельеф, густота речной сети, почвенный и растительный покров. Относительное постоянство этих характеристик в каждом бассейне определяет соответствующее подобие формы гидрографов половодья, вызываемых достаточно дружным (бесперебойным), относительно равномерным по площади бассейна снеготаянием точно также, как и подобие паводков, вызываемых кратковременными равномерными по площади дождями. Эта закономерность и используется в теоретическом обосновании практических расчетов добега воды в речных бассейнах.

В основе широко используемой теоретической модели формирования и расчета гидрографа половодья и паводков лежат две предпосылки:

- 1) допущение об относительной стабильности присущего каждому бассейну распределения во времени паводочного стока, вызванного кратковременной (единичной) подачей воды на его поверхность,
- 2) принцип последовательного суммирования масс воды, одновременно достигающих замыкающего створа при формировании сложных гидрографов, вызываемых длительной (более одной единицы времени) подачей воды, или, говоря математическим языком, принцип суперпозиции, т. е. последовательного наложения элементарных паводков.

Начало этой теории (модели) было заложено в России Н. Е. Долговым и А. Н. Костяковым еще в дореволюционные годы. Последующее ее развитие шло на основе двух идентичных по своей физической сути подходов — методе изохрон и методе единичного гидрографа. Математическое выражение теории изохрон применительно к расчету притока воды в русло (склонового стока) было дано М. А. Великановым более 50 лет назад [7] в виде интеграла

$$q(t) = \int_0^t y(t-\tau) \frac{\partial \omega}{\partial \tau} d\tau, \quad (1.21)$$

где y — интенсивность водоотдачи бассейна; t — время от начала водоотдачи; τ — время добегания воды к руслу; $\partial \omega / \partial \tau$ — распределение межизохронных площадей по времени добегания.

В дальнейшем интеграл свертки стал применяться непосредственно к расчету гидрографа стока в замыкающем створе бассейна, а его конечно-разностная (алгебраическая) форма для дискретно заданных во времени водоотдачи (y) и функции добегания $r(\tau)$ получила название генетической формулы стока

$$Q_t = \sum_{\tau=t-(\tau-1)}^{\tau=t} r_{\tau} y_{t-(\tau-1)}, \quad (1.22)$$

вытекающей из принципа суперпозиции.

Функция добегания стока $r(\tau)$ в этой формуле призвана отражать присущую данному бассейну последовательность прохождения воды через замыкающий створ. Она может выражаться как в виде безразмерной функции времени (в долях единицы), так и в виде единичного гидрографа, соответствующего слою водоотдачи, равной 1 мм (т. е. в м³/с на 1 мм стока). Напомним, что индекс $t-(\tau-1)$ в уравнении (1.22) представляет собой формулу для определения порядкового номера тех единиц времени, за которые суммируется водоотдача в замыкающем створе, т. е. для развертывания (1.22) в линейный многочлен.

С появлением ЭВМ интеграл свертки (1.21), записываемый в более общей форме

$$Q(t) = \int_0^t y(t-\tau) r(\tau) d\tau, \quad (1.23)$$

получил широкое применение для расчета сложных гидрографов талого и дождевого стока с использованием непрерывных аналитических функций добегания, представленных или в виде безразмерного распределения, или в виде мгновенного единичного гидрографа. Отыскание параметров этих функций относительно легко выполняется на ЭВМ путем подбора, т. е. пользуясь различными процедурами оптимизации.

Из уравнений (1.22) и (1.23), выражающих линейную модель формирования гидрографа половодья и паводков, следует, что

в условиях бесперебойного снеготаяния между слоем стока и максимальным расходом половодья должна существовать линейная зависимость. Теоретически такая зависимость неоднозначна, так как максимальный расход зависит в определенной мере еще и от продолжительности снеготаяния. Это наглядно видно из уравнения максимального расхода половодья, вытекающего из линейной модели

$$Q_{\text{макс}} = U_{\text{макс}}(\tau, T)Y, \quad (1.14)$$

где Y — слой стока за половодье, мм; $U_{\text{макс}}(\tau, T)$ — символическое обозначение максимальной ординаты единичного гидрографа как функции времени добегания τ и продолжительности водоотдачи T , м³/(с·мм).

Как показывает теоретический анализ, влияние на максимальный расход продолжительности отдачи основной массы талой воды не столь велико, как влияние стока за половодье, что и дает определенную возможность для долгосрочных прогнозов этого важного элемента водного режима, пользуясь зависимостью $Q_{\text{макс}} = f(Y)$. Наиболее тесная связь между стоком и максимальным расходом половодья имеет место на реках с большой амплитудой колебаний стока и сравнительно коротким периодом снеготаяния (водоотдачи), например, на реках степной и лесостепной зон. Наименее выражена эта связь на небольших реках в районах с большой продолжительностью снеготаяния и большим количеством весенних осадков. Перебои в снеготаянии и выпадение дождей осложняют процесс формирования стока и влекут за собой частое нарушение указанной выше зависимости.

В заключение отметим еще один фактор, который оказывает влияние на форму гидрографа половодья. Это — рельеф бассейна. Хорошо расчлененный со значительными уклонами рельеф способствует, при прочих равных условиях, более быстрому стеканию талой воды. Более плоский рельеф и, в частности, больша́я заболоченность бассейнов способствует, наоборот, более растянутому половодью. Однако следует иметь в виду, что в условиях очень плоского рельефа при относительно низком стоке половодье может носить весьма интенсивный характер и отличаться резким подъемом и спадом расходов. Это связано с временным задержанием талой воды самим снежным покровом, ее накоплением и последующим быстрым сбросом. Такая картина характерна, например, для степных рек бассейна верхнего Тобола, где при общем пониженном весеннем стоке половодье отличается не только кратковременностью, но и большой интенсивностью подъема и спада, особенно в годы с хорошим предшествующим увлажнением почвы.

Из сказанного со всей очевидностью следует, что наименее определенной, а следовательно и наиболее трудной является задача долгосрочного прогноза распределения стока половодья во времени, т. е. его гидрографа. Влияние будущих метеорологических факторов на формирование последнего настолько велико,

а их ход во времени настолько многообразен, что самый простой прием декадного осреднения не обеспечивает во многих случаях положительных результатов по причине одной лишь изменчивости сроков начала половодья. При отсутствии надежного долгосрочного метеорологического прогноза единственная возможность гидрологического прогноза состоит в типизации распределений стока половодья по некоторым метеорологическим признакам и уменьшении заблаговременности.

Глава 2. Источники и обработка данных, используемых при разработке методики прогнозов весеннего половодья

2.1. Состав и источники данных

Главными источниками данных, необходимых при разработке методик прогнозов стока и других элементов половодья для конкретных водных объектов, являются многолетние материалы сетевых гидрологических и метеорологических наблюдений, данные наблюдений за влажностью и промерзанием почвы и целый комплекс физико-географических материалов, характеризующих особенности речных бассейнов. К числу последних относятся морфометрические и гидрографические характеристики, геоботанические и почвенные карты и описания, картографические материалы, материалы по геологии и гидрогеологии, а также материалы сельскохозяйственного характера (распашка территории и др.). Таким образом, материалы водного кадастра, метеорологических наблюдений и климата в совокупности с физико-географическими данными составляют ту информационную базу данных, которая необходима для анализа условий формирования весеннего половодья и разработки методики прогнозов для конкретных бассейнов или территорий.

Физико-статистический метод прогнозов весеннего стока базируется на эмпирическом определении параметров водно-балансовых или чисто корреляционных зависимостей. В связи с этим особое значение при разработке методики прогнозов приобретает статистическая однородность и репрезентативность рядов данных, используемых при разработке методики прогнозов и, разумеется, точность самих измерений и определяемых по ним гидрологических и метеорологических характеристик.

Однородность рядов может нарушаться по ряду причин: в связи с изменением методики измерений, переносом и изменением числа пунктов наблюдений за элементами гидрометеорологического режима, антропогенными воздействиями на природную среду, такими, как регулирование стока, безвозвратное изъятие воды, вырубка лесов, изменение агротехники и др. Поэтому обработке

данных должны предшествовать тщательный их анализ и детальное ознакомление с природными условиями, определяющими формирование стока. Это в первую очередь относится к таким переменным как снежный покров, осадки, влажность и глубина промерзания почвогрунтов, уровни грунтовых вод и др.

Общая схема обработки и обобщения материалов гидрометеорологических наблюдений включает четыре главных этапа:

1) определение и выявление всех исходных данных гидрометеорологических наблюдений;

2) ознакомление с методикой измерения всех интересующих элементов гидрометеорологического режима, имевшими место изменениями и оценка, по возможности, точности определения каждого из этих элементов;

3) определение приемов, позволяющих приводить данные, полученные одним способом, к данным наблюдений, полученным другим способом, с тем, чтобы получить более однородный временной ряд данных наблюдений;

4) вторичная обработка данных в виде определения интересующих характеристик, например, средних по бассейнам снегозапасов и осадков, стока за половодье и его составляющих и др.

2.2. Определение элементов половодья и составляющих весеннего стока

Для определения параметров воднобалансовых или корреляционных зависимостей требуется не менее чем 25-летний ряд наблюдений. Важно при этом установить, насколько принятый период наблюдений за стоком показателен для данного бассейна. Для этого прежде всего сравнивают среднее значение стока, его дисперсию, а также экстремальные значения с такими же характеристиками, определенными по более длинному ряду. При отсутствии такого ряда на данной реке привлекаются данные наблюдений по рекам-аналогам. Пользуясь ими, можно установить годы, в которые наблюдались наибольшие и наименьшие значения стока. Желательно, чтобы в принятый для разработки методики ряд входили годы по водности весны, близкие к наибольшим и наименьшим значениям.

Сток за период половодья, как и за любой заданный период времени, может выражаться, как уже ранее отмечалось, в виде среднего расхода ($\text{м}^3/\text{с}$), объема (м^3 или км^3), а также в миллиметрах слоя на площадь бассейна. Для воднобалансовых расчетов и анализа предпочтительнее единицы слоя, поскольку в этих единицах выражаются осадки, запасы воды в снежном покрове, испарение.

Для определения стока за период половодья пользуются данными о средних суточных расходах воды, помещаемыми в гидрологических ежегодниках. Задача состоит в первую очередь в установлении сроков начала и конца половодья и в исключении из общего объема половодья того базисного стока, который обуслов-

лен притоком подземных вод за период половодья, и не связан с поступлением талой и дождевой воды на его поверхность в данную весну.

Определение даты начала половодья, как правило, не представляет трудности. За нее принимается дата заметного увеличения расхода. Более затруднительно установить дату окончания половодья. В зонах избыточного увлажнения, например, в конце половодья нередко проходят дождевые паводки. Относить такие паводки к весеннему половодью не всегда целесообразно, так как условия поглощения осадков после схода снега могут сильно отличаться от условий поглощения талых и дождевых вод в период снеготаяния. Исключение стока дождевых паводков выполняется обычно путем расчленения гидрографа, пользуясь типовыми кривыми спада половодья. Такие кривые устанавливаются по данным наблюдений за те годы, когда спад половодья не осложнен наложением на него дождевых паводков.

Грунтовое питание за период половодья выделяется обычно путем «срезки» гидрографа половодья на величину устойчивого предвесеннего расхода воды (Q_r). Таким образом, слой стока за половодье (мм) вычисляется по формуле

$$Y = \frac{86,4}{F} \sum_1^N (Q_i - Q_r), \quad (2.1)$$

где под знаком суммы стоят средние суточные расходы воды за вычетом расхода грунтового питания; F — площадь речного бассейна, км²; N — продолжительность половодья, сут.

Задача определения весеннего стока в каждом году является далеко не простой и требует особого внимания в отношении учета частных особенностей в каждом отдельном бассейне. Большую помощь при решении этой задачи оказывают комплексные графики с нанесением на них температуры воздуха, осадков, гидрографа весеннего половодья, дат схода снега в поле и в лесу. Они помогают определять даты начала и конца половодья, расход грунтового питания, а также выделять дождевые паводки.

Приблизительное значение средней квадратической погрешности определения стока за половодье вычисляют по формуле, вытекающей из формулы (2.1)

$$\sigma_Y = \frac{86,4 N}{F} \sqrt{\sigma_Q^2 + \sigma_{Q_r}^2}, \quad (2.2)$$

где σ_Q и σ_{Q_r} — соответственно средние квадратические погрешности определения ежедневных расходов воды в период половодья Q и расхода грунтового питания Q_r . Эти погрешности определяют по правилам статистики с учетом точности кривых расходов и точности определения зимних расходов. Следует иметь в виду, что вычисленная по формуле (2.2) средняя квадратическая погрешность зависит от правильности определения σ_Q и Q_r и нередко может быть приуменьшенной за счет ошибок определения дат

конца половодья и расхода грунтового питания. Но эта дополнительная ошибка не может быть очень большой.

В зонах, где в формировании весеннего стока значительную роль играют жидкие осадки, т. е. дождевой сток, при анализе важно хотя бы приблизительно оценить талую и дождевую составляющие весеннего стока. Это имеет существенное значение при разработке методики долгосрочного прогноза весеннего стока и оценке качества методики. При существующей ограниченности

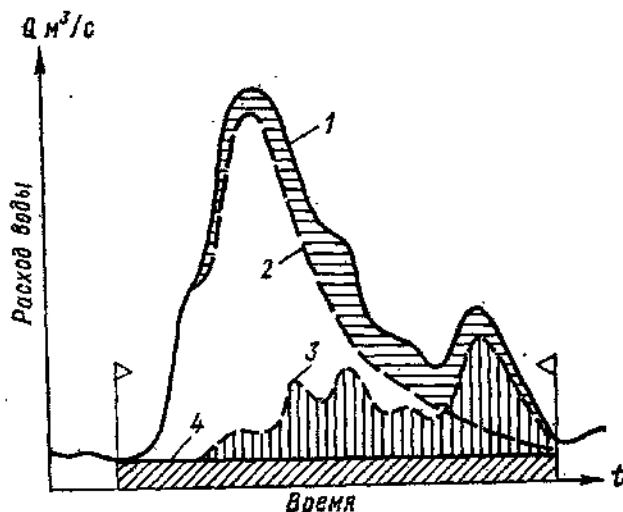


Рис. 2.1. Гидрограф весеннего стока (1) и его талая (2), дождевая (3) и подземная (4) составляющие.

данных наблюдений такая задача становится часто недостаточно определенной, особенно в условиях частично залесенных бассейнов. Для ее решения нет стандартных рецептов. В каждом случае требуется индивидуальный анализ. Трудности состоят в раздельной оценке талой и дождевой составляющих весеннего стока, в частности в оценке коэффициентов дождевого стока и их изменения во времени. Наглядное представление о сложности задачи определения составляющих весеннего стока дает рис. 2.1.

Для больших рек одна из возможностей приближенного выделения дождевой составляющей основывается на использовании данных о стоке относительно небольших рек. По этим данным и данным о талом стоке можно приблизительно определить значения коэффициентов стока, а зная их для различных частей бассейна и количество осадков, определить хотя бы приблизительно дождевую составляющую весеннего стока. Следует подчеркнуть, что такого рода оценки связаны с большими трудностями и нередко могут страдать субъективизмом.

Представление о приблизительных значениях средних коэффициентов дождевого стока после схода снега дают табл. 2.1 и 2.2,

полученные в результате проведенных исследований. Как видно из данных таблиц, коэффициенты дождевого стока зависят не только от времени выпадения после схода снега, но и от количества самих осадков.

Если данные наблюдений позволяют определить хотя бы приблизительно дождевой сток с открытых и залесенных площадей, то приблизительный его слой в бассейне в целом вычисляется по формуле среднего взвешенного

$$Y_d = \alpha Y_{дл} + (1 - \alpha) Y_{пл}, \quad (2.3)$$

где $Y_{дл}$ и $Y_{пл}$ — сток соответственно с залесенной и полевой частей водосбора, α — залесенность.

Не менее трудной является задача определения лесного и полевого стока из-за недостатка данных наблюдений, которые

Таблица 2.1

Средние значения коэффициентов дождевого стока после схода снежного покрова

Осадки, мм	Декада от даты схода снежного покрова					
	первая		вторая и третья		четвертая	
	поле	лес	поле	лес	поле	лес
Бассейн Ветлуги (лесистость 70—80 %)						
10	0,08	0,15	0,00	0,08	0,00	0,00
20	0,26	0,30	0,10	0,15	0,03	0,04
30	0,38	0,40	0,17	0,20	0,05	0,08
40	0,44	0,47	0,22	0,24	0,10	0,12
50	0,49	0,51	0,25	0,28	0,12	0,16
60	0,53	0,56	0,29	0,31	0,14	0,18
Бассейн рек Москвы и Угры (лесистость 20—50 %)						
10—20	0,14	—	0,02	—	—	—
20—40	0,30	—	0,05	—	—	—

Таблица 2.2

Средние значения коэффициентов дождевого стока для рек северных и западных районов европейской части СССР после схода снежного покрова

Осадки, мм				
16—30	31—40	41—60	61—80	81—100
Первая декада после схода снежного покрова ($T \leq 10$ сут)				
0,0	0,1	0,2	0,4	0,4
Вторая декада и последующие ($T > 10$ сут)				
0,0	0,0	0,0	0,1	0,2

позволяли бы вполне надежно определять запасы воды в снеге и действительный сток с открытой и лесной части бассейнов или соответствующие коэффициенты стока. В таких условиях, как показывает теоретический анализ, при разработке методики прогноза весеннего стока разделение его на полевой и лесной не оправдывает себя, так как более надежные результаты получаются, если пользоваться средним взвешенным запасом воды в снеге в целом в бассейне и соответственно общим стоком за половодье.

2.3. Определение притока воды в водохранилища и озера

С развитием гидроэнергетики и регулирования стока прогнозы притока воды в водохранилища и к гидроэлектростанциям вошли в число наиболее важных для народного хозяйства прогнозов. Некоторые озера с постройкой плотин уже превратились в крупные водохранилища. Прогнозы сезонного притока в некоторые озера необходимы также в связи с прогнозами максимального уровня их наполнения.

Как и сток незарегулированной реки, приток воды в водохранилище или озеро за период весеннего половодья или иной заданный период времени может выражаться в тех же трех единицах. Для водохозяйственных и энергетических расчетов предпочтение отдается выражению притока в виде среднего расхода или в объемных единицах. Что же касается разработки методики прогнозов притока за период половодья, то для этой цели выражение притока в единицах слоя остается более предпочтительным по тем же причинам, что и в случае незарегулированных рек.

При определении притока воды в водохранилища различают два случая. Первый, когда ежегодный приток определяют по гидрометрическим данным в створе будущей плотины, т. е. за период до создания водохранилища. Этот случай ничем не отличается от уже рассмотренного определения весеннего стока на незарегулированной реке.

Другой случай относится к определению притока по гидрометрическим данным уже после создания водохранилища или каскада водохранилищ на одной реке. Это относится к определению притока воды в период эксплуатации водохранилищ, в частности, для оценки оправданности прогнозов.

Учитывая специфику водохранилищ как своего рода искусственных озерных образований, эксплуатационникам и гидрологам приходится различать несколько понятий притока воды. В первую очередь это **естественный приток** — общий объем поступившей в водохранилище (или озеро) воды и **полезный приток** — сумма естественного притока с осадками, выпавшими на зеркало водохранилища (или озера), за вычетом потерь на испарение и фильтрацию.

При наличии каскада водохранилищ на одной реке важную роль приобретают прогнозы незарегулированного притока в каждое из них. Этот **незарегулированный приток** определяют как боковой приток с промежуточной водосборной площади. Иногда его называют притоком к акватории водохранилища, если речь идет о промежуточном или нижнем по течению водохранилище каскада. Наконец, для электростанций, не имеющих значительных стокорегулирующих водохранилищ, интерес представляет такая переменная величина как **полезно-используемый приток воды**, определяемый с учетом естественных расходов реки и максимальной водопропускной способности всех турбин гидроэлектростанции.

С постройкой крупных водохранилищ всегда возникают большие или меньшие трудности в отношении определения притока воды в них. Особенно это касается суточного притока, что обусловлено неизбежным нарушением существовавшей ранее системы гидрометрических наблюдений с одной стороны, а с другой — недостаточным и несвоевременным развитием этих наблюдений в условиях существования водохранилища. Определение с достаточной точностью суточного притока воды в крупные водохранилища требует значительно более развитой гидрометрической сети, а кроме того дополнительных гидрометеорологических наблюдений на самих водохранилищах (уровень, осадки, испарение), необходимых для воднобалансовых расчетов. Следует подчеркнуть, что определение притока воды для каждого водохранилища является индивидуальной задачей, относительная сложность и трудность которой связаны с особенностями его морфометрии питания и системы гидрометрических и других наблюдений.

В принципе определение притока воды в водохранилище (озеро) как естественного, так и полезного за заданный отрезок времени может быть выполнено двумя путями: с использованием данных о стоке питающих водохранилище (озеро) рек, или пользуясь уравнением водного баланса водохранилища. Первый путь позволяет определять непосредственно естественный приток, поэтому для определения полезного притока в этом случае необходим дополнительный расчет потерь воды. Второй путь дает возможность непосредственно определять полезный приток, но для перехода от него к естественному притоку также необходим дополнительный расчет потерь воды.

Энергетику и водное хозяйство в первую очередь интересуют прогнозы квартального и месячного притока воды в водохранилища или к гидроэлектростанциям. Поэтому практически чаще приходится определять именно эти календарные характеристики притока, а не сток за период половодья. Это несколько упрощает задачу, так как при этом отпадает необходимость определять даты начала и конца половодья, что в условиях регулирования стока сделать еще труднее, чем на незарегулированных реках. Однако при этом полностью не отпадает необходимость определения стока за половодье. Во многих случаях это бывает необходимо для ана-

лиза при разработке методики прогноза притока за II (весенний) квартал.

2.3.1. Определение притока воды по данным о стоке питающих водохранилище рек

В общем случае для расчета используют уравнение

$$\bar{Q}_T = \bar{Q}'_T + \bar{q}_T, \quad (2.4)$$

где $\bar{Q}_T$ — общий приток воды за время T , м³/с; $\bar{Q}'_T$ — суммарный сток рек, по которым имеются данные о расходах воды; $\bar{q}_T$ — неконтролируемый гидрометрическими измерениями приток воды чаще всего за счет относительно небольших рек.

Суммарный измеренный сток разумеется должен быть приведен к одной дате с учетом продолжительности добегания воды от соответствующих входных гидрометрических створов и при необходимости трансформации расходов на участках пробега воды от этих створов до водохранилища. Степень трансформации расходов зависит от протяженности участков, морфометрии русел и пойм. При больших скоростях течения и отсутствии широкой поймы трансформация на сравнительно коротких участках реки невелика и часто соизмерима с точностью определения самих расходов, поэтому ее можно не учитывать.

Как следует из уравнения (2.4), неконтролируемый приток $\bar{q}_T$ определяет собой систематическое (в сторону занижения) отклонение измеряемого притока от общего фактического его значения. Это отклонение непостоянно во времени. Наибольшим оно должно быть в период половодья в связи с фазовой несинхронностью стока с больших и малых водосборов. Это вносит дополнительную неопределенность и усложняет задачу при практическом использовании уравнения (2.4) для расчетов суточного притока воды.

Единственным путем для оценки неучитываемого гидрометрическими измерениями притока является метод аналогии. Другими словами, распространение установленного тем или иным путем модуля стока с гидрометрически освещенной части водосбора на гидрометрически неосвещенную его часть и последующего вычисления расхода воды по этому модулю с помощью уравнения

$$q(t) = \frac{f_n}{k} \left(\frac{Q_1}{f_1} + \frac{Q_2}{f_2} + \dots + \frac{Q_k}{f_k} \right) = \frac{f_n}{k} \sum_{i=1}^k \frac{Q_i}{f_i}, \quad (2.5)$$

где $q(t)$ — средний суточный приток, м³/с; f_n — неосвещенная гидрометрическими наблюдениями площадь водосбора, км²; $Q_1, Q_2, \dots, Q_k$ — расходы воды в створах с гидрометрическими наблюдениями, м³/с; $f_1, f_2, \dots, f_k$ — соответствующие площади водосбора до этих створов, км²; k — число частных бассейнов.

Аналогично рассчитывают и среднее значение притока воды за тот или другой период времени T

$$\bar{q}_T = \frac{f_n}{k} \sum_1^k \frac{\bar{Q}_{T,i}}{f_i}, \quad (2.6)$$

где $\bar{Q}_{T,i}$ — средние расходы воды за период T в гидрометрических створах; остальные обозначения прежние.

Порядок расчета суточного (на дату t) притока по уравнению (2.4) покажем на примере.

Дано. Расход воды во входном створе на главной реке $Q'(t - T) = 1800$ м³/с (время добегания $\tau = 1$ сут), $f_n = 10\,000$ км², $f_1 = 1000$ км², $f_2 = 2000$ км², $Q_1 = 20$ м³/с, $Q_2 = 30$ м³/с, $\tau_1 = \tau_2 < 1$ сут.

Вводя уравнение (2.5) в уравнение (2.4) и подставляя соответствующие числовые значения, находим:

$$Q(t) = 1800 + \frac{10\,000}{2} \left(\frac{20}{1000} + \frac{30}{2000} \right) = 1975 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Точность таких расчетов при прочих равных условиях тем ниже, чем больше рассредоточен приток и чем относительно больше гидрометрически неосвещенная площадь. Но даже при хорошей гидрометрической освещенности водосбора выбор подлинных рек-аналогов для определения модуля стока представляет собой сложную задачу, которая, строго говоря, неразрешима при малой гидрометрической освещенности бассейна [36, 37]. Более подробные сведения о приемах определения не учитываемого гидрометрическими измерениями естественного притока в водохранилища можно найти в книге Нежиховского [45].

Описанный метод не учитывает притока грунтовых вод, поступающих непосредственно в водохранилище или озеро. Но связанные с этим погрешности относительно невелики.

В принципе средняя квадратическая погрешность определения притока воды по уравнению (2.4) может быть найдена по известной формуле

$$\sigma_n^2 = \sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \dots + \sigma_k^2 + \sigma_q^2, \quad (2.7)$$

где $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_k$ — средние квадратические погрешности определения расходов воды в заданных гидрометрических створах; σ_q — средняя квадратическая погрешность оценки притока с неосвещенной измерениями части бассейна. Практически выполнить такой расчет невозможно, если неизвестна фактическая точность определения расходов воды в каждом гидрометрическом створе и погрешность σ_q . В таком случае можно лишь оценить порядок возможных погрешностей, задаваясь различными значениями средних квадратических погрешностей определения расходов воды.

Как видно из уравнения (2.7), при прочих равных условиях средняя квадратическая погрешность определения притока воды

в водохранилище должна возрастать с увеличением числа входных гидрометрических створов. Из этого же уравнения следует, что оценка точности определения естественного суточного притока воды в каждое водохранилище представляет собой индивидуальную задачу, в которой должны конкретно учитываться надежность и точность кривых расходов воды по каждому гидрометрическому створу. Труднее всего, как уже отмечалось, оценить погрешность определения притока с гидрометрически неосвещенной площади.

2.3.2. Определение притока воды в водохранилища методом водного баланса

Полезный приток воды в водохранилище проще всего определять по уравнению водного баланса

$$\bar{Q}_{\text{пр}} = \bar{Q}_c + \Delta W / \Delta t, \quad (2.8)$$

где $\bar{Q}_{\text{пр}}$ — полезный приток за расчетный период времени, $\text{м}^3/\text{с}$; $\bar{Q}_c$ — средний сбросной расход из водохранилища за этот же период, $\text{м}^3/\text{с}$; ΔW — изменение объема воды в водохранилище, м^3 ; Δt — расчетный интервал времени, с.

Теоретически уравнение (2.8) справедливо для любого отрезка времени. Практически же расчетный интервал времени определяет требуемая точность расчета притока воды. Последняя в большой мере зависит от точности измерения входящих в уравнение величин и особенно от точности определения изменения объема воды в водохранилище, т. е. в конечном счете от площади последнего, точности измерения среднего уровня водохранилища и от длительности расчетного интервала времени. Насколько велики могут быть погрешности за этот счет легко показать на примере. Так, для Вилюйского водохранилища, площадь зеркала которого равна 2000 км^2 , погрешность в определении изменения уровня только на 1 см влечет за собой погрешность в изменении объема воды в нем, равную $2 \cdot 10^7 \text{ м}^3$. Для суточного интервала времени это приводит к погрешности в определении притока, равной $230 \text{ м}^3/\text{с}$. В межениный период такая погрешность в несколько раз, а то и на порядок превышает естественный суточный приток. Для более крупных водохранилищ, таких, как Куйбышевское, Рыбинское, погрешности будут еще больше, пропорционально их площади. При вычислении среднего притока за декаду они уменьшаются в 10 раз, а за месяц — в 30 раз.

Как следует из уравнения (2.8), для расчетов полезного притока воды в водохранилище необходимо иметь кривую его объемов $W = f(H)$, а также надежную методику определения сбросных расходов через турбины и водосливы. Для очень больших водохранилищ руслового типа, как например, для Куйбышевского, объем воды в нем вычисляют не сразу для всего водохранилища, а по отдельным его участкам.

Кривые объемов выражают обычно в громоздком табличном виде. Для постоянного пользования ими их удобнее представлять

в аналитическом виде линейно-кусочной аппроксимации, т. е. в виде отрезков прямых, выражаемых простой линейной формулой вида

$$W = aH + b, \quad (2.9)$$

где H — уровень воды, а a и b — параметры, определяемые для каждого линейного отрезка кривой объемов.

В табл. 2.3 дан пример линейно-кусочной аппроксимации кривой объемов для Вилюйского водохранилища.

Таблица 2.3

Параметры кривой объемов Вилюйского водохранилища (линейно-кусочная аппроксимация)

Диапазон уровня H в абс	a	b	Диапазон уровня H в абс	a	b
237—238	1,669	—372,902	243—244	2,134	—484,821
238—239	1,734	—388,372	244—245	2,219	—505,561
239—240	1,800	—404,146	245—246	2,309	—527,611
240—241	1,877	—422,626	246—247	2,397	—549,259
241—242	1,962	—443,111	247—248	2,486	—571,246
242—243	2,048	—463,923	248—249	2,576	—593,562

Приведенные в табл. 2.3 параметры позволяют, пользуясь формулой (2.9), вычислять объем воды (км^3). При такой аппроксимации удобно вести и расчеты изменений объема по формулам: в пределах одного диапазона уровня

$$\Delta W = a \Delta H, \quad (2.10)$$

где ΔH — изменение уровня в этом диапазоне, м;

при больших изменениях — как разность конечного и начального объема воды

$$\Delta W = W_K - W_H = a_K H_K - a_H H_H + b_H - b_K, \quad (2.11)$$

где H_H и H_K — соответственно начальный и конечный уровень воды в м абс; a_H , b_H и a_K , b_K — соответствующие им параметры линейно-кусочной аппроксимации кривой объемов (табл. 2.3).

Для определения естественного притока необходимо учитывать дополнительное поступление, изъятие и потери воды:

1) за счет дополнительного изменения объема, вызванного осадками и испарением

$$Q_W = (x - E) \omega / \Delta t, \quad (2.12)$$

где x — осадки на зеркало водохранилища; E — испарение с его поверхности; ω — площадь зеркала водохранилища; Δt — расчетный интервал времени, с;

2) за счет расхода воды на водозабор $Q_{\text{в}}$, шлюзование судов $Q_{\text{ш}}$ и потерь на фильтрацию $Q_{\text{ф}}$

$$Q_{\text{н}} = Q_{\text{в}} + Q_{\text{ш}} + Q_{\text{ф}}. \quad (2.13)$$

Наиболее трудноопределимой составляющей притока воды в водохранилища и озера является непосредственный приток подземных вод. Расчет полезного притока по уравнению (2.8) избавляет от необходимости оценки этой составляющей.

В принципе средняя квадратическая погрешность расчета полезного притока воды по уравнению водного баланса водохранилища (2.8) может быть определена по формуле

$$\sigma_{\text{ш}} = \sqrt{\sigma_{\text{с}}^2 + m^2 \sigma_{\Delta W}^2}, \quad (2.14)$$

где $\sigma_{\text{с}}$ и $\sigma_{\Delta W}$ — средние квадратические погрешности определения соответственно сбросных расходов и изменения объема воды в водохранилище за расчетный период Δt ; $m = 1/\Delta t$.

Погрешность $\sigma_{\Delta W}$, как уже отмечалось, зависит от точности определения среднего уровня водохранилища. При линейно-кусочной аппроксимации кривой объемов эту погрешность рассчитывают по формуле

$$\sigma_{\Delta W} = \sqrt{2} k(H) \sigma_H. \quad (2.15)$$

Здесь σ_H — средняя квадратическая погрешность измерения среднего уровня водохранилища; $k(H) = a(H)/\Delta t$, где a — угловой коэффициент спрямленного отрезка кривой объемов.

Как следует из формулы (2.15), погрешность $\sigma_{\Delta W}$ меняется в зависимости от наполнения водохранилища, но при относительно малой кривизне функции объема $W(H)$ разница в ее значениях не очень велика. Например, для Вилюйского водохранилища в диапазоне рабочего изменения его уровня (H) от 240 до 246 м абс. $\sigma_{\Delta W}$ возрастает при одной и той же точности измерения уровня приблизительно на 20 %. Появление множителя $\sqrt{2}$ в формуле (2.15) обусловлено тем, что при определении изменения объема воды в водохранилище используют два измеренных значения уровня водохранилища.

При всей простоте формулы (2.15) определение погрешности $\sigma_{\Delta W}$ невозможно, если неизвестна погрешность определения среднего уровня водохранилища σ_H . Оценить последнюю далеко не просто, особенно при ограниченном числе постов на больших водохранилищах, где требуется определение среднего взвешенного уровня. Обычно этот уровень определяют по формуле [45]

$$\bar{H} = a_1 \bar{H}_1 + a_2 \bar{H}_2 + \dots + a_n \bar{H}_n, \quad (2.16)$$

где $\bar{H}_1, \bar{H}_2, \dots, \bar{H}_n$ — средние арифметические значения уровня соответственно на 1, 2, ..., n участках водохранилища; $a_1, a_2, \dots, a_n$ — весовые коэффициенты для соответствующих участков.

В этом случае дисперсию погрешности определения среднего взвешенного уровня водохранилища вычисляют по формуле вида

$$\sigma_H^2 = a_1^2 (\sigma_1 / \sqrt{m_1})^2 + a_2^2 (\sigma_2 / \sqrt{m_2})^2 + \dots + a_n^2 (\sigma_n / \sqrt{m_n})^2, \quad (2.17)$$

где $m_1, m_2, \dots, m_n$ — число постов на соответствующих участках водохранилища; $\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_n$ — средние квадратические погрешности измерения уровня на постах.

Рассмотрим другой возможный прием определения полезного суточного притока воды в водохранилище. Он сводится к следующему. Сначала по уравнению водного баланса (2.8) вычисляют средний за декаду или средний за месяц полезный приток. После этого находят отношение вычисленного таким путем полезного притока к среднему значению притока, вычисленному за тот же период по сумме расходов воды впадающих в водохранилище рек. Далее, пользуясь этим отношением как коэффициентом пропорциональности и зная значения суммы расходов впадающих рек за сутки, вычисляют для каждого дня средний суточный полезный приток воды в водохранилище

$$Q_{\text{уп}}(t) = \alpha_j Q'(t), \quad (2.18)$$

где $Q'(t) = \sum_1^n Q_i(t)$ — суммарный (по n рекам) приток с освещенной гидрометрическими измерениями площади водосбора за данные сутки, $\text{м}^3/\text{с}$; α_j — коэффициент пропорциональности для данной декады или месяца, вычисляемый как отношение:

$$\alpha_j = \left[\sum_1^T Q_c(t) + \beta \Delta W(T) \right] / \left(\sum_1^T Q'(t) \right). \quad (2.19)$$

Здесь $\sum_1^T Q_c(t)$ — сумма сбросных расходов воды за расчетный период T (декада или месяц); $\Delta W(T)$ — изменение (с учетом знака) объема воды в водохранилище за тот же период, м^3 ; β — коэффициент для выражения изменения объема, эквивалентного сумме расходов, равный $1/86400$; $\sum_1^T Q'(t)$ — сумма расходов воды с освещенной гидрометрическими измерениями площади (суммарный приток); j — индекс декады или месяца, за который ведут расчет суточного притока.

Описанный прием имеет то преимущество, что позволяет с большей надежностью определить суммарный полезный приток, а при сбалансированности испарения и осадков на зеркало водохранилища приток, близкий к естественному. Вместе с тем, как и метод аналогии, он не может в полной мере учитывать асинхронность притока с неосвещенной измерениями части площади водосбора. Поэтому результаты расчета суточного притока будут тем ближе к действительности, чем относительно большая площадь водосбора

освещена гидрометрическими измерениями. Расчеты целесообразно выполнять по месячным интервалам, поскольку суммарный приток по уравнению водного баланса для месяца определяется точнее, чем для декады. Неизбежные при таком расчете скачки суточных расходов при переходе от месяца к месяцу сглаживаются путем осреднения. Основное ограничение описанного приема состоит в том, что суточные значения притока можно рассчитать только по истечении декады или месяца.

Полезно используемый приток воды к гидроэлектростанциям чаще всего определяют в меженьный период. Методика его расчета описана в главе 15.

2.4. Определение количества воды, участвующей в формировании весеннего половодья

Источниками вод, формирующих весеннее половодье на реках, являются запас воды в снежном покрове, накопленном к началу снеготаяния, осадки, выпадающие в период формирования половодья, и подземные воды. Приток последних в малой степени связан с весенним поступлением воды. Поэтому при определении составляющих водного баланса речного бассейна за период половодья важно, как уже отмечалось, выделить сток, обусловленный собственно подземным питанием, т. е. не связанный с поступлением талой и дождевой воды. Что касается количественного соотношения между запасами воды в снежном покрове и участвующими в формировании половодья осадками, то оно существенно зависит от климатических условий и от года к году. Тем не менее почти повсеместно, где длительная зима характеризуется устойчивым снежным покровом, запас воды в нем является главным источником весеннего стока. В связи с этим сведения о снежном покрове особенно важны, как исходные данные при разработке методики долгосрочных прогнозов стока за половодье, а их обработка и анализ являются одним из основных этапов таких работ.

2.4.1. Определение запасов воды в снежном покрове и ледяной корке

Способы измерений снежного покрова на равнинах менялись неоднократно. Первые речные наблюдения за высотой снега на площадках метеостанций были организованы еще в дореволюционной России и сохранились до настоящего времени. Для гидрологических целей эти наблюдения, однако, представляют мало интереса. Первые снегомерные съемки на ограниченном числе станций начали проводить с 1924 г. Измерения высоты и плотности снега вели по замкнутому треугольному маршруту с периметром, равным 3 км. Регулярные массовые снегосъемки на сети станций ведутся с 1935 г. До 1963 г. их проводили в поле по замкнутому треуголь-

ному маршруту с периметром, равным 1 км. В период 1963—1965 гг. вместо них были введены линейные маршруты протяженностью 2 км, а на ряде станций и протяженностью 1 км.

Снегомерные съемки в лесу получили развитие с 1940 г. Их методика и число станций также менялись с течением времени. В начале 50-х годов были введены дополнительные снегомерные съемки в балках и оврагах, а также съемки запасов воды в ледяной корке на поверхности почвы. В 60-х годах проводилась разработка и испытание принципиально нового метода самолетной «гамма-съемки» запасов воды в снеге, основанной на измерении естественного «гамма-излучения» почвы. Однако этот особенно важный для малонаселенных районов способ снегосъемок не получил пока еще достаточно широкого распространения.

Изменения в методике наблюдений, введенные в 1963—1965 гг., привели к определенному нарушению однородности рядов данных о высоте снежного покрова, его плотности и о запасах воды в снежном покрове. Поэтому проблема увязки рядов наблюдений, накопленных до 1963—1965 гг., и данных за последующие годы должна занимать важное место в обработке и анализе материалов снегомерных наблюдений по отдельным станциям. Изменение числа снегомерных станций и переносы маршрутов существенно сказываются на точности и неоднородности рядов данных о запасах воды в снежном покрове, осредненных по речным бассейнам. Все это требует совместного анализа данных за различные периоды в целях проверки рядов на однородность и оценки точности определения средних для бассейна запасов воды в снежном покрове.

Обобщенные данные по снежному покрову для европейской части СССР за период с 1936 по 1960 г. приведены в работе [27], которая содержит ежегодные данные в виде карт распределения максимальных запасов воды в снежном покрове и запасов их на 28/II, а также ряд других сведений о снежном покрове. В основу построения этих карт были положены материалы снегомерных съемок в поле по треугольным маршрутам. Количество станций менялось от 660 в 1937 г. до 2600 в 1960 г. Начиная с 1955 г. данные снегомерных съемок публикуются в метеорологических ежегодниках. На основании этих данных можно составлять аналогичные карты распределения запасов воды в снежном покрове, высоты и плотности снега, определять сроки образования и схода снежного покрова и некоторые другие характеристики снежного покрова в поле и в лесу.

Что касается снегомерных работ в лесу, то, как уже отмечали, их стали вести позже и по объему они уступают полевым снегосъемкам. Это создает известное затруднение при определении общих запасов воды в снеге в бассейнах лесной зоны за более ранние годы. Выполненные различными авторами сопоставления запасов воды в снежном покрове в поле и в лесу показывают, что отношение этих запасов $k_3 = S_3/S_n$ меняется в довольно широких пределах в зависимости от возраста, густоты и видового состава леса и не остается постоянным от года к году, так как существен-

ное влияние на это отношение оказывает количество и характер оттепелей в начале зимы. По этой причине в условиях недостатка данных снегосъемок в лесу важное значение для прогнозов весеннего стока приобретает тщательный анализ соотношения полевых и лесных снегозапасов в целях более надежного определения общих запасов воды в снежном покрове в речных бассейнах.

Результаты выполненных в различные годы исследований говорят о том, что запас воды в снежном покрове в лиственных и сме-

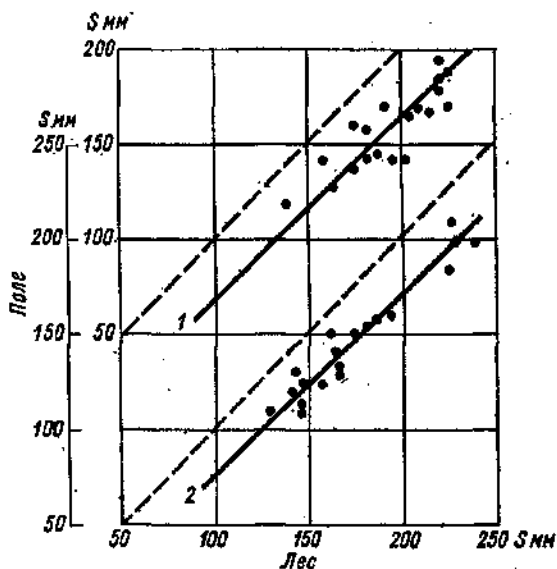


Рис. 2.2. Соотношение средних запасов воды в снежном покрове в поле и в лесу в бассейнах рек Вычегды (1) и Сухоны (2).

шанных лесах обычно больше, чем в поле, на 10—20 %. В районах с частыми оттепелями отношение $k_{\text{л}}$ в среднем составляет 1,3, а в отдельные годы может быть и существенно больше. Для хвойных лесов $k_{\text{л}}$ составляет 1,1—1,15, а в еловых густых лесонасаждениях оно может быть близким к единице, а иногда и меньше.

При анализе снегомерных данных в поле и в лесу важно знать и учитывать сведения о характере лесных участков снегосъемки. Для этого лучше использовать данные наблюдений после 1965 г., так как к этому времени накопилось достаточно материалов снегосъемок по лесным маршрутам, а также данных самолетных «гамма-съемок», дифференцированных по видам ландшафта. Целесообразно сравнивать не только данные по станциям, но и осредненные значения снегозапасов, вычисленные для района или речного бассейна по данным полевых и лесных маршрутов. На рис. 2.2 для примера приведены графики связи средних значений максимальных запасов воды в снеге по лесным и полевым участ-

кам в бассейнах Вычегды и Сухоны. В районах с частыми оттепелями последние существенно влияют на соотношение снегозапасов в поле и в лесу. Пользуясь данными снегосъемок в поле и в лесу, можно установить приближенную зависимость значения разности запасов воды в снежном покрове в лесу и в поле от суммы положительных значений температуры воздуха за время оттепелей, которая характеризует убыль запаса воды в снеге на открытой местности за счет таяния. В лесу во время оттепелей снег тает очень слабо. Пример зависимости превышения снегоза-

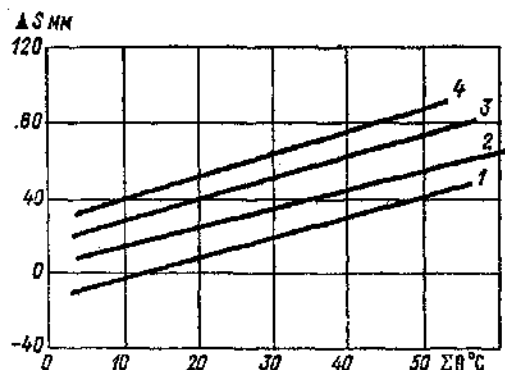


Рис. 2.3. Превышение снегозапасов в лесу над снегозапасами в поле в зависимости от суммы средних суточных значений температуры воздуха за время зимних оттепелей

1 — лес еловый средней густоты, 2 — сосновый средней густоты, 3 — смешанный лес с преобладанием хвойных пород, 4 — смешанный с преобладанием лиственных пород.

пасов в лесу над снегозапасами в поле в конце оттепельных зим от суммы положительных значений средней суточной температуры воздуха за период снегонакопления показан на рис. 2.3.

Выявление такого рода зависимостей, которые могут быть использованы для оценки снегозапасов в лесу, — задача сложная, так как температура воздуха во время оттепелей лишь приближенно характеризует количество стаявшего снега, а слабые оттепели лишь приводят к уплотнению последнего. Поэтому случаи, когда оттепель сопровождается отдачей талой воды из снега, лучше всего устанавливать путем сравнения количества талой воды, образовавшейся при оттепели, с водоудерживающей способностью снега. Оттепели, при которых первая величина оказывается меньше второй не должны приниматься во внимание при определении суммы градусов положительной температуры воздуха.

Образование ледяной корки на поверхности почвы (под снегом) — явление характерное для районов с частыми и значительными оттепелями. Образуется она во время оттепелей чаще в конце

зимы при хорошем предшествующем увлажнении почвы, т. е. при слабой водопроницаемости последней. Как показывают наблюдения, чаще всего ледяная корка не бывает сплошной, т. е. покрывает почву местами и только в поле. В лесу образование ледяной корки — явление очень редкое и не охватывает значительных площадей.

Запас воды в ледяной корке в отдельные годы является существенной прибавкой к запасам воды в снежном покрове, а иногда (в степных условиях) даже может превышать их. Например, в бассейне р. Медведицы весной 1955 г. максимальный запас воды в снежном покрове составил около 25 мм, а запас воды в ледяной корке достигал порядка 65 мм. Ледяная корка, кроме того, препятствует впитыванию талой воды в почву и снижает в некоторой мере поверхностное задержание талой воды. Запас воды в ледяной корке обычно суммируют с запасом воды в снежном покрове и эту сумму рассматривают как одну независимую переменную.

До 1949 г. основным источником сведений о толщине ледяной корки и степени покрытия ею полей служили материалы наблюдений на сравнительно небольшом числе агрометеорологических станций. Малочисленность измерений не позволяла достаточно точно определять толщину ледяной корки на полях, прилегающих к станции, и степень покрытия почвы ледяной коркой оценивалась лишь качественно по следующей шкале: корка залегает местами, почти сплошная, сплошная. С 1949 г. на станциях, расположенных в южной, западной и центральной частях европейской части СССР, систематически производят специальные съемки ледяной корки, залегающей на поверхности почвы. Съемки производят 2 раза за зиму — 24/I и 24/II.

В 1961 г. в Центральном институте прогнозов были составлены карты толщины ледяной корки, степени покрытия ею поверхности почвы, а также карты распределения запасов воды в ледяной корке на европейской части СССР. За период с 1937 по 1954 г. такие карты составлены по материалам наблюдений агрометеостанций. За период с 1949 по 1960 г. использованы данные специальных съемок ледяной корки, при этом из съемок за 24/I и 24/II брали ту из них, которая предшествовала дате максимального запаса воды в снежном покрове. После 1960 г. толщину ледяной корки определяют регулярно на всех снегомерных маршрутах в точках измерения плотности снежного покрова.

Данные по общему запасу воды в снежном покрове и в ледяной корке опубликованы в метеорологических ежегодниках. Форма таблиц позволяет выделить, если это необходимо, из общего запаса воды запас воды в ледяной корке. При использовании данных снегомерных съемок необходимо хорошо представлять способы измерения снегозапасов, знать годы, когда происходила смена методов измерения снежного покрова и, когда в опубликованных данных дается запас воды только в снежном покрове, в какие годы в общие запасы включены запасы воды в ледяной корке.

Погрешность в определении среднего запаса воды в снежном покрове на маршруте относительно невелика и составляет обычно несколько процентов. Однако она может быть и более значительной, особенно при наличии наста на поверхности снега и ледяных прослоек, за счет снижения точности измерения плотности снега. Более важное значение для оценки снегозапасов в бассейне имеет репрезентативность снегомерных маршрутов. Если маршрут выбран неудачно и является явно нерепрезентативным, например, снег систематически сносится с него во время метелей или, наоборот, откладывается, это отражается на точности оценки снегозапасов в речном бассейне, особенно когда снегомерная сеть редка.

Обработку материалов снегомерных съемок начинают с тщательного анализа данных по каждой станции. На этом этапе обработки надо обращать особое внимание на данные о плотности снега. Все случаи значительного изменения плотности снега между двумя соседними по времени съемками должны подвергаться всестороннему анализу. При этом рекомендуют сравнивать данные снегомерных съемок, произведенных соседними станциями, и сопоставлять по каждой станции изменения толщины и плотности снежного покрова с изменениями температуры воздуха, осадков и толщины снежного покрова. Большую пользу при критическом анализе данных снегомерных съемок по каждой станции приносят данные о метелях. Если на рассматриваемой территории имеются станции, систематически дающие заниженную толщину снежного покрова или ненадежные данные о плотности снега, то они по возможности должны быть выявлены при завершении первого этапа анализа данных снегомерных съемок.

В процессе критического анализа для каждой станции устанавливают декады, в которые запас воды в снежном покрове достигал своего максимума в данном году. В ряде районов на протяжении зимы вследствие оттепелей может отмечаться не один максимум запаса воды в снежном покрове. В таких случаях для каждой станции декаду максимального запаса воды в снежном покрове выбирают с учетом изменения расходов воды на ближайших к станции малых реках. Необходимо, чтобы эта декада приходилась на период, предшествующий началу половодья.

Второй этап обработки начинают с картирования данных снегомерных съемок. Картируют толщину, плотность и запас воды в снежном покрове на отдельные даты. Кроме того, для каждого года наносят на карты декады максимального запаса воды в снежном покрове и соответствующие данные о толщине снега, его плотности и запасе воды в снежном покрове. Затем анализируют данные снегомерных съемок по картам высоты и плотности снега, а также запаса воды в снежном покрове. В процессе этого анализа сопоставляют значения всех трех характеристик снежного покрова во времени и по площади. Особое внимание уделяют при этом данным о плотности снега, изменения которой рассматривают в тесной связи с накоплением запасов воды в снежном покрове.

Конечная цель такого анализа состоит в выявлении нерепрезентативных участков и ненадежных измерений.

Последний этап обработки данных снегомерных съемок состоит в построении карт распределения запаса воды в снежном покрове с проведением изолиний через 10 или 20 мм. Следует отметить, что в отдельные годы даже небольшие возвышенности могут оказывать заметное влияние на количество выпавшего снега. Проводя изолинии на карте, надо учитывать рельеф бассейна и исключать явно нерепрезентативные данные.

Средний запас воды в снежном покрове для заданного бассейна определяют по карте изолиний известными в гидрологии способами. Если изолинии на карте не проведены, то при сравнительно равномерном расположении станций средний запас воды в снежном покрове по всему бассейну можно вычислить как среднее арифметическое из данных снегосъемок, относящихся к этому бассейну. Если станции расположены очень неравномерно, то, пользуясь известными приемами, надо определить весовые коэффициенты для каждой станции и вычислить затем среднее взвешенное значение запаса воды в снежном покрове. В районах сильно расчлененных балками и оврагами снегомерные съемки на полевых участках дают нередко преуменьшенный запас воды в снежном покрове за счет сноса ветром части снега в овраги.

По данным специальных снегосъемок снегозапасы в балках и оврагах перед началом снеготаяния в 2—4 раза превышают снегозапасы на полевых снегомерных участках. Учитывая это, иногда для более правильной оценки суммарных потерь стока необходимо вводить поправки в средний запас воды в снежном покрове в бассейне, вычисленный по данным только полевых снегосъемок, пользуясь формулой

$$S = S_n + (S_o + S_n) \mu, \quad (2.20)$$

где S_n — средний запас воды в снежном покрове по данным полевых снегомерных маршрутов, мм; S_o — средний запас воды в снеге в балках и оврагах, мм; μ — относительная (в долях единицы) площадь оврагов и балок.

Значение S_o рекомендуют определять по данным специальных съемок в балках и оврагах, которые проводят с 1952 г. Значение μ берут из справочных данных или определяют по крупномасштабной карте. Таков порядок и требования в отношении ручной обработки данных. Вопросы машинной обработки данных о снежном покрове, в частности, объективный анализ полей характеристик снежного покрова и вычисления их средних по площади значений будут рассмотрены в п. 2.5.

Метод авиационной «гамма-съемки» снежного покрова основан на определении ослабления естественного гамма-излучения почвы, вызываемого наличием снега на ее поверхности. Поскольку ослабление этого излучения вызывают атомы водорода, входящие в состав воды при любом ее состоянии (снег, лед), то гамма-съемка с помощью соответствующей аппаратуры позволяет определять

непосредственно запас воды в снежном покрове. Для такого рода съемок нужно знать начальный фон естественного излучения почвы при отсутствии снежного покрова и проводить последующие замеры излучения при наличии снега. По ослаблению излучения находят запас воды в снежном покрове в миллиметрах.

Более подробное изложение метода дано в Указаниях по производству самолетной гамма-съемки снежного покрова [74].

Гамма-съемка снежного покрова позволяет проводить измерения на больших площадях и более детально. Однако этот метод, не говоря о его дороговизне, имеет свои ограничения, затрудняющие широкое его применение. Одним из ограничений является зависимость начального фона излучения почвы от влажности верхнего ее слоя, а следовательно, он может меняться в течение зимы, особенно в оттепельных районах. Это снижает точность измерений снегозапасов. Возможности проведения съемок зависят также от погоды и чисто технических факторов, определяющих возможности применения авиационных средств в мало обжитых районах.

Погрешности в определении слоя воды в снеге в бассейне по данным измерений на отдельных маршрутах складываются из погрешностей измерения на участке снегосъемки и погрешностей вычисления среднего слоя. Как уже говорилось, средняя квадратическая погрешность определения запаса воды на участке снегосъемки относительно невелика и может быть оценена по формуле

$$\sigma_s^2 = \bar{d}^2 \sigma_h^2 + \bar{h}^2 \sigma_d^2, \quad (2.21)$$

где $\bar{d}$ и $\bar{h}$ — соответственно средние значения плотности и толщины снега на снегомерном участке; σ_d и σ_h — средние квадратические погрешности средних значений плотности и толщины снега.

Погрешности вычисления среднего запаса воды в снежном покрове в бассейне значительно больше погрешностей измерения на участках снегосъемок. Значение их зависит от степени неравномерности залегания снега и от плотности сети снегомерных пунктов. В первом приближении относительная (в процентах) средняя квадратическая погрешность может быть оценена по формуле

$$\delta_s = 100 C_v / \sqrt{n}, \quad (2.22)$$

где C_v — коэффициент вариации снегозапасов в бассейне; n — число снегомерных пунктов.

Приведенная формула исходит из допущения об отсутствии зависимости между измеренными снегозапасами в пунктах снегосъемок, которое, однако, далеко не всегда справедливо. В частности, применительно к сравнительно небольшим бассейнам, в пределах которых может иметь место высокая корреляция между измеренными на станциях снегозапасами. В таких случаях для оценки погрешностей определения среднего запаса воды в снежном покрове применяют при наличии достаточных данных более строгий статистический метод.

2.4.2. Распределение снежного покрова и определение сроков начала его таяния и схода

Неравномерность распределения снежного покрова в пределах речных бассейнов и неоднородность ландшафтов являются важными факторами, влияющими на формирование талого стока. В частности, на такие его характеристики, как сроки начала снеготаяния и схода снега, неодновременность начала водоотдачи тающим снегом и изменение покрытости бассейна снегом в процессе его таяния. Зная эти характеристики, можно достаточно точно определить составляющие водного баланса за период половодья, распределение влажности и промерзание почвы и ряд других показателей, учет которых необходим при разработке методики прогнозов весеннего стока. Многие из этих характеристик нельзя отнести к числу регулярно наблюдаемых на сети гидрометеорологических станций, и их определяют или оценивают посредством других данных наблюдений — метеорологических, гидрометрических или агрометеорологических.

Существующая система снегомерных наблюдений и густота сети станций, на которых эти работы ведутся, не позволяет определять фактическое распределение по площади запасов воды в снеге в каждом конкретном речном бассейне. Поэтому судить о характере этого распределения приходится только на основании ограниченного опыта сплошных или маршрутных снегосъемок, выполнявшихся в исследовательских целях на сравнительно небольших площадях.

Распределение снежного покрова на местности имеет свои особенности, которые определяются, с одной стороны, длительностью периода снегонакопления, а с другой — ветровым режимом. Как легкоподвижная масса снег находится под постоянным воздействием ветра. Поэтому его распределение на местности отнюдь не является случайным, а тесно связано с особенностями рельефа, микрорельефом, с характером и распределением растительности. Тем не менее данные непосредственных измерений в виде сплошных снегосъемок обнаруживают распределение снеготалых запасов, весьма близкое к распределению случайных переменных. Это объясняется тем, что подобно тому, как в распределении глубины водоема непосредственно отражается рельеф его дна, так и в распределении запасов воды в снеге отражается все многообразие неровностей микрорельефа земной поверхности, которые замечаются благодаря ветровому переносу снега. Отличие, однако, заключается в том, что на это распределение накладывается еще влияние макрорельефа и распределения растительного покрова, который создает препятствия для ветрового переноса снега и определяет особенности отложения последнего.

Учитывая вышесказанное, теоретически интегральная функция распределения запасов воды в снеге на полностью покрытой сне-

гом площади водосбора должна выражаться в виде интеграла следующего вида:

$$\Psi(S) = \int_0^S \psi(S) dS. \quad (2.23)$$

В этом выражении дифференциальная функция распределения $\psi(S)$ представляет собой относительную (в долях единицы) площадь, на которой запас воды в снеге равен заданному слою S , а ее интеграл $\Psi(S)$ равен относительной площади, на которой этот запас меньше или равен этому слою S , т. е. аналогичен понятию обеспеченности. Уравнение (2.23) должно поэтому удовлетворять условию

$$\Psi(S) = \int_0^{S_{\max}} \psi(S) dS = 1, \quad (2.24)$$

где $S_{\max}$ — максимальное значение запаса воды в снеге на данной площади.

Строго говоря, нижним пределом интегрирования должно быть некое минимальное значение запаса воды в снеге. Однако практически его можно принимать равным нулю, так как в естественных условиях всегда имеются такие места, где слой снега равен или весьма близок к нулю, например относительно крутые склоны южной экспозиции.

Из уравнения (2.23) следует, что средний слой воды на заданной площади выражается следующей интегральной функцией:

$$\bar{S} = \int_0^{S_{\max}} S \psi(S) dS. \quad (2.25)$$

Опыт исследований распределения снеготпасов на местности с использованием данных сплошных и маршрутных снегосъемок показал [28], что в первом приближении оно может быть выражено через известную интегральную функцию гамма-распределения

$$\Psi(S) = \alpha^\alpha S^{\alpha-1} e^{-\alpha S} / \Gamma(\alpha), \quad (2.26)$$

где $\alpha = 1/C_v^2$, а $C_v = \sigma/\bar{S}$ (здесь σ — среднее квадратическое отклонение, $\bar{S}$ — средний по площади запас воды в снеге).

Для центрального района европейской части СССР наиболее подходит $C_v = 0,45$ при $C_s = 2 C_v$.

Изменение интегральной функции распределения снеготпасов по площади при различных значениях коэффициента вариации приведено на рис. 2.4.

По функции распределения снеготпасов находят степень покрытости территории снегом при расчетах снеготаяния и сроков

схода снежного покрова. Определение последних за достаточно длинный ряд лет необходимо при разработке методики долгосрочных прогнозов весеннего стока равнинных рек для определения количества жидких осадков за период снеготаяния и среднего многолетнего значения этих осадков. При этом надо учитывать различие в датах начала и конца снеготаяния в поле и в лесу.

Снеготаяние начинается с переходом температуры воздуха через 0°C . Поэтому определение дат его начала по метеорологи-

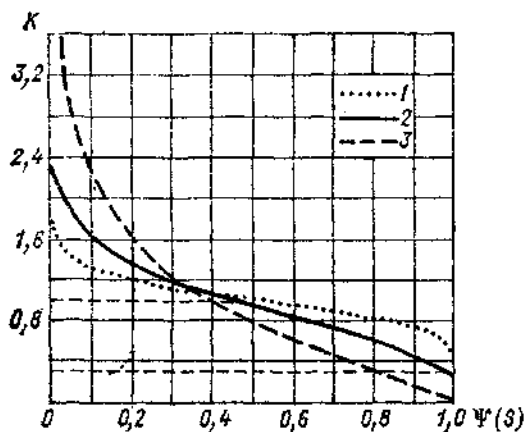


Рис. 24. Интегральные кривые распределения снегозапасов (в долях среднего) для трех значений C_{σ} , равных 0,22 (1), 0,45 (2) и 0,9 (3) при $C_{\beta}=2C_{\sigma}$.

ческим данным не вызывает больших трудностей. Что же касается дат схода снега в поле и в лесу, то для их определения необходимы более подробные данные и часто их специальный анализ. К числу метеорологических данных наблюдений относятся также данные о покрытости снегом открытых окрестностей метеорологической станции и дата разрушения снежного покрова. За последнюю принимается день, когда покрытость местности снегом равна 50 %. За дату схода снежного покрова рекомендуется принимать день, когда покрытость снегом составляет 10—20 %. За период с 1936 по 1960 г. даты схода снежного покрова в поле обобщены в Атласе карт снежного покрова европейской части СССР, изданном Центральным институтом прогнозов [27].

Даты схода снежного покрова в лесах существенно отличаются от таковых в поле. Запаздывание схода снега в лесу меняется от года к году в довольно широком диапазоне в зависимости от метеорологических условий снеготаяния. Так, в смешанных лесах с преобладанием лиственных пород запаздывание схода снега по сравнению с полем в среднем составляет 10 сут при диапазоне от 4 до 18 сут (рис. 2.5). Эти данные получены на основании проводившихся в свое время специальных наблюдений над снеготаянием и стоком талых вод. Еще большая разница в датах схода снега наблюдается в хвойных и смешанных лесах с преобладанием еловых насаждений.

Недостаток данных непосредственных наблюдений за сходом снежного покрова обуславливает необходимость их приближенного определения путем расчета стаявания снега в поле и в лесу с учетом неравномерности его залегания на открытых пространствах и различия в интенсивности таяния в лесах разного типа. Такого рода расчеты основываются на метеорологических данных с использованием приближенных функций распределения запасов воды в снеге в поле и в лесу и распределения по площади различного типа лесов и их густоты.

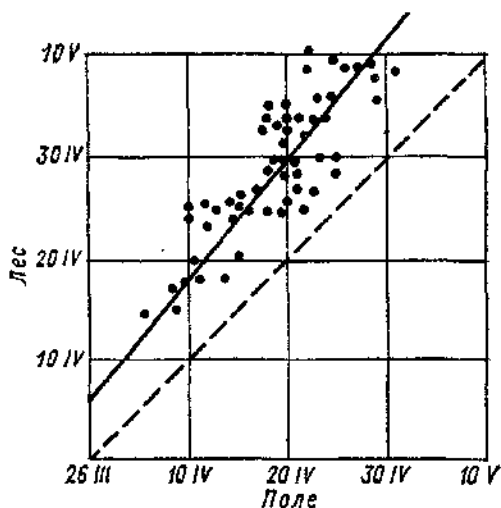


Рис. 2.5. Соотношение дат схода снежного покрова в поле и в смешанном лесу с преобладанием лиственных пород.

Теория снеготаяния базируется на законе сохранения энергии (тепловой баланс) и приближенных расчетах различных элементов теплообмена — солнечная радиация, длинноволновое излучение, конвективный теплообмен, испарение и конденсация, жидкие осадки, теплообмен с подстилающей почвой. Метод и практические приемы расчетов снеготаяния подробно изложены в работах П. П. Кузьмина [38] и в учебных курсах по гидрологии и гидрологическим прогнозам [3, 52].

В связи с ограниченностью необходимых для расчета данных при определении дат схода снежного покрова в поле и в лесах можно пользоваться и менее сложными приближенными способами расчета снеготаяния. Простейшим из таких способов является расчет по средней суточной температуре воздуха, пользуясь постоянными коэффициентами стаявания, эмпирически установленными для открытой местности и различного типа лесов (табл. 2.4). Определить средние значения коэффициентов стаявания для поля и леса не так сложно. Для этого, пользуясь данными наблюдений за прошлые годы, находят зависимость между максимальными запасами воды в снежном покрове и суммами значений положительной температуры воздуха до даты разрушения

снежного покрова. Такого рода зависимости носят линейный характер. Коэффициент стаивания определяют как угловой коэффициент прямой, выражающей эту зависимость. Для установления зависимости лучше использовать данные за годы с бесперебойным снеготаянием и годы, когда оно не имело длительных перебоев. Для преимущественно залесенных бассейнов (лесистость 70—100 %) максимальный запас воды в снежном покрове определяют по данным снегосъемок в лесу, а при малой лесистости (менее 30 %) — по данным снегосъемок в поле. При этом получаем

Таблица 2.4

Значения коэффициентов стаивания

Характеристика леса	k_s мм/°С
Густой хвойный лес (полнота 0,8—1,0)	1,4—1,5
Хвойный лес средней густоты (полнота 0,6—0,7) и густой смешанный лес	1,7—1,8
Изреженный хвойный лес и лиственный лес средней густоты	2,5—4
Открытая местность	5

одно значение коэффициента стаивания для всего бассейна. Для бассейнов с лесистостью 50—60 % коэффициенты стаивания лучше определять для поля и леса отдельно. Строго говоря, коэффициенты стаивания должны в некоторой мере зависеть от календарного времени в связи с увеличением солнечной радиации. Наиболее заметно это в условиях антициклональной погоды, когда таяние идет за счет более интенсивного радиационного притока тепла в дневные часы при относительно более низкой средней суточной температуре воздуха за счет низкой ночной температуры. Поэтому более показательной характеристикой снеготаяния является средняя дневная температура воздуха, по которой определяют коэффициент стаивания.

Для расчетов суточного стаивания снега при определении дат схода снежного покрова в поле можно также пользоваться номограммой, учитывающей, кроме средней суточной температуры воздуха, календарное время. Такая номограмма приведена в вып. 3 настоящего Руководства. Для той же цели могут быть использованы приближенные формулы расчета снеготаяния (мм) раздельно за дневные и ночные часы [52]:

за дневную половину суток

$$m_d = 6,2(1 - \beta) \Theta_{\max} + 0,65v_d(t_d - 0,5) - 1,4\Theta_{\min}, \quad (2.27)$$

за ночную половину суток

$$m_n = 0,65v_n(t_n - 0,5) - 1,4\Theta_{\min}, \quad (2.28)$$

где t_d и t_n — средние значения температуры воздуха, °С; v_d и v_n — средняя скорость ветра соответственно за дневной и ночной

периоды суток, м/с; $\Theta_{\text{макс}}$ — разность между максимальной и средней суточной температурой воздуха, которая косвенно характеризует приток лучистой энергии, °С; $\Theta_{\text{мин}}$ — разность между средней суточной и минимальной температурой воздуха, косвенно характеризующая потери тепла на излучение, °С; β — альбедо снежного покрова.

При расчетах по формулам (2.27) и (2.28) сутки считают с 19 ч предшествующего дня до 19 ч последующего дня, а средние значения температуры воздуха и скорости ветра определяют за три срока: для ночи за 19, 1 и 7 ч; для дня — за 7, 13 и 19 ч. Альбедо снежной поверхности в первые 1—2 сут снеготаяния составляет 0,7—0,6; в период стаивания основной массы снега 0,55—0,45 и в дни таяния остатков снега 0,35—0,25.

Приведенные формулы имеют ряд ограничений, которые следует иметь в виду при расчетах снеготаяния. Разность температур $\Theta_{\text{макс}}$ и $\Theta_{\text{мин}}$ является неплохим показателем радиации и излучения при нормальном суточном ходе температуры воздуха. В конце периода снеготаяния разность $\Theta_{\text{макс}}$ не следует брать более 4 °С при сплошной облачности, более 7 °С — при переменной облачности и более 10 °С — при ясной погоде. Во всех случаях, когда при расчете снеготаяния за ночные часы получают отрицательные значения, его принимают равным нулю. При наличии соответствующих данных следует пользоваться более полными формулами [38], в которых непосредственно учитывают облачность. Затрату тепла на прогрев снега до 0 °С (мм) целесообразно учитывать только при перебойном таянии, когда наблюдалась очень низкая температура воздуха. Для этого используют формулу

$$m' = 0,05S\bar{t}, \quad (2.29)$$

где S — запас воды в снеге, мм; $\bar{t}$ — средняя отрицательная температура толщи снега, которую в первом приближении принимают равной средней температуре воздуха.

Вычисленную по (2.29) величину вычитают из слоя стаивания, рассчитанного за дневные часы. Учитывая приближенность расчетов, в целях их упрощения можно стаивание первого дня принимать равным нулю, т. е. считать за потерю тепла на прогрев снежной толщи до 0 °С.

Поскольку снежный покров на местности залегает неравномерно, при расчете дат схода снега необходимо учитывать его распределение по площади, выражаемое в виде нормированной кривой обеспеченности (рис. 2.4), где запас воды в снеге выражают в долях среднего его значения в бассейне ($k = S/\bar{S}$). Порядок расчета покажем на примере распределения, представленного кривой обеспеченности 2 на рис. 2.4 ($C_v = 0,45$, равнинные безлесные бассейны с умеренно расчлененным рельефом).

Примем за дату схода снега день, когда покрытость бассейна снегом составляет 0,1, или 10 %. Пользуясь кривой обеспеченности, находим, что этой покрытости отвечает запас воды в снеге, равный $1,6\bar{S}$ мм. Зная этот запас и коэффициент стаивания k_s ,

легко вычислить сумму значений положительной температуры воздуха, необходимую для стаивания данного запаса, а пользуясь метеорологическими данными наблюдений, определить дату, на которую приходится стаивание снега в данном году. Например, при $\bar{S}=100$ мм $1,6\bar{S}=160$ мм; при коэффициенте стаивания $k_S=$

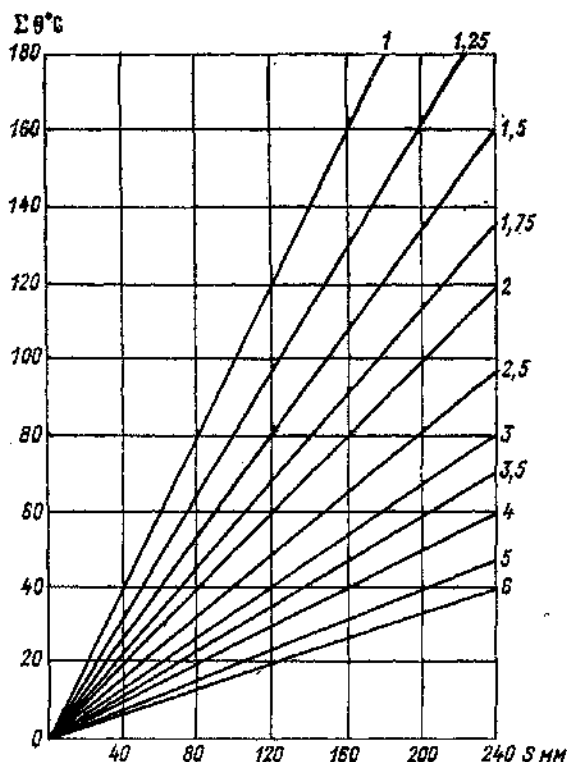


Рис. 2.6. Номограмма для определения суммы средней суточной температуры воздуха, необходимой для стаивания заданного запаса воды в снежном покрове.

У линий — значения коэффициента стаивания (в мм/°С).

$=5$ мм/°С находим необходимую сумму значений положительной средней суточной температуры воздуха $160 : 5 = 32^\circ$. Далее, зная эту сумму, по ходу средней суточной температуры находим дату, на которую она накапливается. Аналогично ведут расчет по формулам суточного стаивания и его суммирование. За дату схода снега в этом случае принимают дату, на которую растает указанный выше запас снега. При расчетах по коэффициентам стаивания легко построить номограмму для определения необходимой суммы значений положительной температуры воздуха (рис. 2.6).

Для достаточно крупных речных бассейнов расчет дат схода снега рекомендуется вести по станциям с последующим их осреднением или выделением зон более раннего и позднего схода снега в поле и в лесу.

2.5. Объективный анализ полей характеристик снежного покрова

2.5.1. Машинная обработка и усвоение информации

Первичная обработка данных гидрометеорологических наблюдений и приведение их к виду, необходимому или удобному для анализа, разработки методов прогнозов или непосредственного использования в оперативной работе являются трудоемким процессом, отнимающим очень много времени при выполнении обработки вручную. Появление электронной вычислительной техники открыло возможности не только для значительного облегчения, ускорения и объективизации процессов обработки и анализа информации, но и ее усвоения при решении конкретных задач.

К настоящему времени уже накоплен достаточный опыт автоматической (машинной) обработки и контроля данных о метеорологических элементах, который может быть использован и в процессе разработки приемов, предназначенных для решения аналогичных задач, возникающих в гидрологических расчетах и прогнозах. Это прежде всего относится к таким гидрометеорологическим характеристикам, пространственное распределение которых может рассматриваться как поле, обладающее неразрывностью и внутренней связностью, или говоря проще, может быть представлено в виде карты изолиний.

Машинная обработка, разумеется, возможна и для других видов информации, например, для нанесения данных на карты, построения графиков хода переменных во времени и др. В данном разделе речь пойдет только о снежном покрове, который является важнейшим фактором весеннего стока, а точнее об обработке таких его характеристик, как толщина слоя снега и запас воды в нем, т. е. об объективном анализе полей этих характеристик. Следует, однако, подчеркнуть, что аналогичные приемы объективного анализа могут быть реализованы и для полей других элементов, разумеется с учетом их специфики.

Под термином «объективный анализ» в метеорологии понимается построение поля того или другого метеоэлемента по данным измерений в ограниченном числе пунктов наблюдений, осуществляемое объективным образом, т. е. с помощью разработанной заранее системы правил — алгоритма, представляющего собой строгую последовательность вычислительного процесса, являющегося в данном случае результатом формализации тех приемов, которые используются при построении карт изолиний.

Практически под построением поля понимается определение значений интересующей переменной в некоторой заранее заданной регулярной системе точек на плоскости, например, в вершинах прямоугольников или равносторонних треугольников, используя данные измерений в пунктах наблюдений. По этим данным можно затем строить как карту изолиний, так и вычислять среднее значение и вариацию интересующего элемента, например, среднего запаса воды в снеге в пределах заданной площади водосбора.

В настоящее время имеется уже некоторый опыт проведения объективного анализа характеристик снежного покрова [80, 82]. И вполне понятно, что машинная обработка гидрометеорологической информации должна получить дальнейшее массовое развитие в самом недалеком будущем. Следует отметить, что объективный анализ полей интересующих элементов и другие виды машинной обработки гидрометеорологической информации особенно эффективны тогда, когда информационно-прогностический центр собирает и обрабатывает данные наблюдений по большой территории и для ряда элементов должны при этом строиться карты территориального (пространственного) их распределения.

Для прогнозов весеннего стока наиболее важным является объективный анализ таких полей, как запас воды в снежном покрове, почвенные влагозапасы и глубина промерзания почвы. Разработка в будущем методов гидрологических расчетов и прогнозов, основанных на использовании моделей с распределенными параметрами, невозможна без объективного анализа полей исходных данных.

2.5.2. Объективный анализ как метод обработки данных наблюдений

Объективный анализ плоского поля той или иной переменной включает обычно два этапа. Первый заключается в критическом контроле поступающих данных наблюдений с целью исключения тех из них, которые имеют явные погрешности. Второй этап представляет собой собственно объективный анализ отобранных данных в целях построения поля интересующей переменной. В оперативной практике оба этапа машинной обработки данных объединяются в едином вычислительном процессе и, как правило, с помощью одной программы.

Для контроля данных наблюдений используют несколько подходов. Наибольший интерес представляют два из них.

1. Так называемый «горизонтальный контроль», который заключается в проверке соответствия наблюденного значения элемента в заданном пункте* характеру распределения этого элемента в пределах некоторой области (применительно к плоскому полю — некоторой территории), внутри которой расположен данный пункт.

* Под заданным пунктом наблюдения (станцией) здесь и далее понимают пункт, для которого проводят проверку точности или репрезентативности наблюдений.

Значительное несоответствие может свидетельствовать о сомнительности или ненадежности наблюдений в этом пункте. Практически горизонтальный контроль сводится к интерполяции значений анализируемого элемента в точку расположения соответствующего наблюдательного пункта со стороны нескольких соседних пунктов.

Критерием надежности данных служит разность между наблюдаемым в заданном пункте и полученным с помощью интерполяции значением элемента. Следует однако отметить, что большое значение этой разности не обязательно свидетельствует о большой погрешности наблюдения в этом пункте. Причиной большого расхождения может быть погрешность измерения в одном из пунктов, данные которого используют при интерполяции. Для учета этого обстоятельства используют специальную процедуру, о которой будет сказано ниже.

2. Аналогичный контроль проводят с привлечением данных о другом элементе (или элементах), связанных с первым физически обусловленным соотношением. Данные об этих элементах и знание взаимосвязи их с анализируемым элементом является важной дополнительной информацией, помогающей осуществлять взаимный контроль.

При анализе полей характеристик снежного покрова возможность использования такого метода контроля ограничена. Но вполне эффективным представляется использование соотношения между запасами воды в снеге и толщиной слоя последнего.

Собственно объективный анализ, как уже говорилось, заключается в определении значений анализируемого элемента в узлах регулярной сетки на плоскости. Расчет этих значений проводят путем интерполирования в точки расположения узлов регулярной сетки с использованием данных измерений в соседних наблюдательных пунктах. Как следует из сказанного, интерполяция, а также связанная с ней задача оптимального выбора для этой цели наблюдательных пунктов, ближайших к интересующему пункту или узлу сетки, являются важными процедурами любой разновидности объективного анализа. Поэтому прежде чем перейти к описанию конкретных схем анализа рассмотрим вкратце эти процедуры.

2.5.2.1. Интерполяция

В объективном анализе обычно используют линейную по отношению к наблюдаемым значениям элемента интерполяцию, осуществляемую по формуле

$$f_0' = \sum_{i=1}^n \alpha_i f_i, \quad (2.30)$$

где f_0' — значение элемента, получаемое путем интерполяции в точку 0; f_i — значение элемента в i -м наблюдательном пункте из числа тех, данные наблюдений в которых используют при интерполяции ($i=1, \dots, n$); α_i — весовой коэффициент (или «вес»),

с которым данные i -го пункта входят в интерполяционную зависимость.

Выделенные для проведения интерполяции наблюдательные пункты будем в дальнейшем называть «влияющие станции».

В принципе с помощью зависимости (2.30) можно проводить также и экстраполяцию, когда точка «0» находится вне области расположения влияющих станций. Практически необходимость в экстраполяции возникает при определении с помощью зависимости (2.30) значений элемента в точках, расположенных вблизи границ рассматриваемой области. Следует, однако, иметь в виду, что точность экстраполяции при прочих равных условиях ниже, чем точность интерполяции.

Интерполяционные методы, в которых используют зависимость (2.30), отличаются друг от друга способами определения весовых коэффициентов α_i . Рассмотрим некоторые из них. При использовании метода средневзвешенного веса α_i определяют по формуле

$$\alpha_i = \varphi(\rho_i) / \sum_{i=1}^n \varphi(\rho_i), \quad (2.31)$$

где ρ_i — расстояние между i -й влияющей станцией и точкой, куда проводят интерполяцию; $\varphi(\rho)$ — некоторая непрерывная функция ρ .

Поскольку связность между измеренными значениями убывает с увеличением расстояния между точками, в качестве $\varphi(\rho)$ используют некоторую убывающую функцию. Если принять $\varphi(\rho) = \text{const}$, интерполяция сведется к определению среднего арифметического значения. Метод среднего арифметического является самым простым. Но приемлемые результаты он может давать только при большой плотности наблюдательной сети и относительной «гладкости» (равномерности) поля.

Полиномиальная интерполяция заключается в описании поля в районе расположения точки «0» полиномом n -й степени относительно координат (x, y) . Например, полиномом второй степени

$$f(x, y) = a_0 + a_1x + a_2y + a_3x^2 + a_4y^2 + a_5xy. \quad (2.32)$$

Коэффициенты этого полинома a_i определяют по данным наблюдений на влияющих станциях путем решения системы линейных уравнений. Обычно используют полином, количество членов в котором меньше числа влияющих станций. Поэтому определение коэффициентов a_i проводят с использованием метода наименьших квадратов. Можно показать, что в конечном счете полиномиальная интерполяция приводит к выражению типа (2.30).

В последнее время распространение получает так называемая сплайновая аппроксимация, при которой для описания поля используют некоторую совокупность алгебраических полиномов, удовлетворяющую значениям элемента на влияющих станциях и гарантирующую непрерывность нескольких первых по порядку производных.

Метод оптимальной интерполяции базируется на основных положениях теории случайных функций. В этом методе веса α_i определяют из условия минимума средней квадратической погрешности интерполяции

$$\sigma = \sqrt{\left(f_0 - \sum_1^n \alpha_i f_i\right)^2}, \quad (2.33)$$

где f_0 — значение элемента в точке «0».

Оптимальную интерполяцию проводят с использованием так называемой корреляционной функции поля рассматриваемого элемента R . Эта функция характеризует тесноту линейной связи между значениями элемента в двух произвольных точках поля и представляет собой коэффициент корреляции, рассматриваемый как функция координат этих точек. Таким образом, в общем случае корреляционная функция двумерного поля зависит от четырех аргументов (двух координат x_1, y_1 одной точки и двух координат x_2, y_2 другой точки).

Практически, использование корреляционной функции возможно в том случае, когда рассматриваемое поле удовлетворяет некоторым условиям, при выполнении которых число аргументов уменьшается до одного. Таким аргументом является расстояние между точками ρ . В этом случае говорят, что поле однородно и изотропно по отношению к корреляционной функции. Это означает, что коэффициент корреляции как показатель тесноты линейной связи между значениями элемента в двух любых точках не зависит ни от положения пары точек в пределах рассматриваемой области, ни от взаимного их расположения. Для реальных гидрометеорологических полей указанные условия выполнимы лишь с большей или меньшей степенью приближения.

Если принять, что рассматриваемое поле однородно и изотропно по отношению к корреляционной функции $R(\rho)$, то условие минимальности средней квадратической погрешности интерполяции (с учетом погрешности наблюдений) можно записать в виде системы уравнений, в которой неизвестными являются веса α_i :

$$\begin{aligned} \alpha_1(R_{11} + \eta) + \alpha_2 R_{12} + \dots + \alpha_n R_{1n} &= R_{01}, \\ \alpha_1 R_{21} + \alpha_2(R_{22} + \eta) + \dots + \alpha_n R_{2n} &= R_{02}, \\ &\vdots \\ \alpha_1 R_{n1} + \alpha_2 R_{n2} + \dots + \alpha_n(R_{nn} + \eta) &= R_{0n}, \end{aligned} \quad (2.34)$$

где R_{ij} — значение корреляционной функции поля рассматриваемого элемента при значении аргумента ρ_{ij} , равном расстоянию между i -й и j -й влияющими станциями; R_{0i} — то же при значении аргумента, равном расстоянию между точкой, в которую осуществляют интерполяцию и i -й влияющей станцией; η — так называемая

мая мера погрешности наблюдений, равная отношению дисперсии погрешностей измерения к дисперсии элемента (σ^2) в каждой точке (принимается обычно одинаковой для всех точек поля); n — количество влияющих станций.

Таким образом, при использовании описываемого метода интерполируют не абсолютные значения элемента, а их отклонения от нормы. Это дает возможность определять веса α_i только из условия минимума погрешности интерполяции. Применение метода возможно при наличии данных о нормах, а успешность его использования зависит от точности определения норм для каждого наблюдательного пункта.

При отсутствии норм или низкой их точности целесообразно пользоваться модификацией описанного метода — оптимальной интерполяцией с нормировкой весов, которая отличается от оптимальной интерполяции тем, что веса α_i определяют с добавлением условия $\sum_1^n \alpha_i = 1$. При этом система уравнений для вычисления весов, полученная с помощью метода определения условного минимума Лагранжа, имеет вид:

$$\begin{aligned} \alpha_1(R_{11} + \eta) + \alpha_2 R_{12} + \dots + \alpha_n R_{1n} + \lambda &= R_{01}, \\ \alpha_2 R_{21} + \alpha_2(R_{22} + \eta) + \dots + \alpha_n R_{2n} + \lambda &= R_{02}, \\ &\vdots \\ \alpha_1 R_{n1} + \alpha_2 R_{n2} + \dots + \alpha_n(R_{nn} + \eta) + \lambda &= R_{0n}, \\ \alpha_1 + \alpha_2 + \dots + \alpha_n &= 1, \end{aligned} \tag{2.35}$$

где λ — множитель Лагранжа.

Теоретически метод оптимальной интерполяции имеет преимущество перед другими методами. Во-первых, веса в выражении (2.34) определяют из условия минимума средней квадратической погрешности интерполяции. Во-вторых, в случае пониженной точности интерполяции, что может иметь место либо при увеличении погрешности наблюдений, либо при проведении расчетов для районов с редкой наблюдательной сетью, в методе оптимальной интерполяции автоматически используют дополнительную информацию о поле, содержащуюся в данных о нормах. Практически же степень достигаемого преимущества определяется точностью расчета статистических характеристик анализируемого поля, в частности тем, насколько это поле однородно и изотропно по отношению к корреляционной функции.

В принципе, имея данные о статистической структуре поля (нормы и дисперсии элемента во всех интересующих нас точках поля, корреляционная функция), для каждого рассмотренного метода теоретическим путем можно получить выражение для погрешности интерполяции, представленное в виде средней квадратической погрешности.

Например, для оптимальной интерполяции теоретическая погрешность интерполирования σ_T может быть получена по формуле

$$\sigma_T = \sqrt{\left(1 - \sum_i^n \alpha_i R_{oi}\right) D}, \quad (2.36)$$

где $D = \sigma^2$ — дисперсия элемента в рассматриваемой точке.

Поскольку для реальных полей приходится учитывать погрешность наблюдений, результат интерполяции оценивают с помощью так называемой погрешности сопоставления, в которой учитывают как погрешность интерполяции, так и погрешность наблюдений. Для оптимальной интерполяции выражение для теоретической погрешности сопоставления σ_T имеет вид:

$$\sigma_T = \sqrt{\left[\left(1 - \sum_i^n \alpha_i R_{oi}\right) + \eta\right] D}, \quad (2.37)$$

а для оптимальной интерполяции с нормировкой весов

$$\sigma_T = \sqrt{\left[\left(1 - \sum_i^n \alpha_i R_{oi} - \lambda\right) + \eta\right] D}. \quad (2.38)$$

Аналогичные формулы можно получить для других методов. Все они дают надежное представление о точности интерполирования для однородного и изотропного поля с примерно одинаковыми для всех точек случайными погрешностями наблюдений, которые можно характеризовать с помощью средней меры погрешности измерения η . Практически требования однородности и изотропности поля (по крайней мере, для приземных полей, каковыми являются, например, поля запасов воды в снеге или толщины слоя снега) могут быть выполнены с невысокой точностью. Поэтому теоретические погрешности служат лишь в качестве приближенных оценок.

Более надежное представление о точности интерполирования для реального поля может быть получено с помощью эмпирически вычисленных погрешностей сопоставления σ_s , значения которых определяют по материалам наблюдений. Для получения этих значений в точки расположения выбранных наблюдательных пунктов осуществляют интерполяцию с привлечением данных в ряде ближайших пунктов. Погрешность сопоставления Δ равна разности между наблюдаемым значением элемента и полученным путем интерполяции. Характеристикой точности интерполяционного метода является средняя квадратическая погрешность сопоставления

$$\sigma_s = \sqrt{\sum \Delta_i^2 / N}, \quad (2.39)$$

где N — число наблюдательных пунктов.

Для гидрологов представляют интерес численные значения погрешностей интерполяции характеристик снежного покрова, поскольку эти погрешности в конечном счете определяют точность,

которую следует ожидать при использовании карт изолиний этих элементов.

В табл. 2.5 представлены эмпирические погрешности сопоставления для ряда интерполяционных методов. Данные, приведенные в этой таблице, получены в результате расчетов с привлечением материалов наблюдений за запасами воды в снежном покрове и толщиной его слоя в период снегонакопления в 700 наблюдательных пунктах, расположенных в пределах равнинной части европейской части СССР. Были использованы данные 15 снегосъемок, проведенных в течение трех зим (пять снегосъемок за зиму —

Таблица 2.5

Погрешности интерполяции характеристик снежного покрова

Метод интерполяции	Толщина снежного покрова		Запас воды в снежном покрове	
	σ_s см	γ_s	σ_w мм	γ_w
Среднеарифметический	9,42	0,268	25,76	0,273
Средневзвешенный	9,32	0,264	25,66	0,272
Полиномиальный	11,50	0,325	29,60	0,314
Оптимальный	7,98	0,226	21,37	0,227
Оптимальный с нормировкой весов	9,18	0,260	25,31	0,268

Погрешности оптимальной интерполяции при различных средних расстояниях до влияющих станций:

$\bar{r} \geq 100$ км	9,85	0,278	23,15	0,245
$\bar{r} < 100$ км	6,77	0,192	20,06	0,213
$\bar{r} \leq 50$ км	5,33	0,152	10,92	0,115

с 20/I до 1/III). Кроме абсолютных погрешностей сопоставления σ_s определяли также относительные погрешности γ_s как отношение абсолютных погрешностей к средним значениям рассматриваемых элементов, определяемым по всем использованным данным (т. е. по всем станциям и за все 15 снегосъемок). Определенные таким образом средние запасы воды в снеге составили 94 мм, а средняя толщина слоя H равна 35 см.

При интерполировании путем расчета средневзвешенной величины была использована весовая функция $\varphi(\rho) = 1/(1+\rho^2)$; а при полиномиальной интерполяции — полином первой степени

$$f(x, y) = a_0 + a_1x + a_2y.$$

Как видно, эмпирические погрешности сопоставления (абсолютные и относительные) сравнительно велики. И хотя преимущество оптимальной интерполяции перед другими методами не очень значительное, оно существует и проявляется стабильно, в особенности для районов с редкой наблюдательной сетью. Для иллюстрации влияния плотности наблюдательной сети на точность интерпо-

лирования в той же табл. 2.5 приведены соответствующие значения погрешностей оптимальной интерполяции при различных средних расстояниях от точки, в которую производится интерполирование, до влияющих станций $\bar{\rho}$. Точность оптимальной интерполяции значительно снижается по мере разрежения наблюдательной сети. Еще большее снижение точности характерно для других методов. При густой сети точность всех методов примерно одинакова, а при редкой ($\bar{\rho} \geq 100$ км) точность оптимальной интерполяции заметно выше.

Объективный анализ поля максимальных запасов воды в снежном покрове в бассейне Камы с помощью метода оптимальной интерполяции дал следующие результаты. Для северной части бассейна (при среднем значении максимальных запасов $\bar{S}_{\text{макс}} = 150$ мм) средняя квадратическая погрешность $\sigma_0 = 22$ мм, а относительная погрешность $\gamma = 0,15$, для южной части бассейна ($\bar{S}_{\text{макс}} = 130$ мм) $\sigma_0 = 26$ мм, а $\gamma_0 = 0,19$.

Как видно, относительные погрешности интерполяции максимальных запасов несколько ниже погрешностей, приведенных в табл. 2.5, что в основном объясняется большими значениями $\bar{S}_{\text{макс}}$. Кроме того, величины, представленные в этой таблице, получены по данным наблюдательной сети, плотность которой ниже реально существующей (в особенности в районе северо-востока европейской части СССР). Тем не менее следует признать, что точность интерполяции характеристик снежного покрова невысока. Даже при весьма высокой плотности сети погрешность сопоставления больше 10 % среднего значения самого элемента. Значительные погрешности сопоставления можно объяснить заметным влиянием местных факторов, обуславливающих весьма пестрое распределение снежного покрова. Представленные данные свидетельствуют также о том, что точность воспроизведения полей характеристик снежного покрова ограничена и заметное повышение требует значительного увеличения плотности снегомерной сети.

2.5.2.2. Выбор влияющих станций

Процедура выбора влияющих станций является наиболее ответственной частью объективного анализа, поскольку от этого выбора в определенной степени зависит как качество контроля, так и точность восстанавливаемого поля.

Выбор влияющих станций, в сущности, осуществляется и при проведении анализа поля вручную, поскольку в процессе построения карты изолинии специалист постоянно следит за расположением точек, представляющих наблюдательные пункты, в районе проведения конкретной изолинии. При проведении анализа с помощью вычислительной техники нельзя непосредственно использовать опыт и интуицию специалиста, позволяющие ему практически совмещать два процесса (выбор ближайших станций и проведение изолинии с учетом значений элемента в точках их

расположения). Поэтому в объективном анализе выбор влияющих станций является одним из отдельных его этапов.

Практически процедура выбора заключается в выделении из множества всех наблюдательных пунктов, данные которых включены в анализ, n пунктов, наиболее близко расположенных к интересующей точке O . На первом этапе анализа точка O — это выбранная станция, на втором — узел регулярной сетки. В принципе эта задача может быть решена довольно просто — путем последовательного определения расстояний от точки O до всех пунктов наблюдения и последующего выделения пунктов, расстояние которых от точки O минимально.

Следует, однако, иметь в виду, что такой подход приводит во-первых, к неэффективным затратам машинного времени, что имеет значение при проведении анализа в оперативных условиях, а во-вторых, при выделении влияющих станций желательно, чтобы эти станции более или менее равномерно распределялись около точки О. Нецелесообразно, например, включать в число влияющих станцию, расположенную рядом с ранее выбранной станцией. Вместо нее есть смысл привлечь в число влияющих пусть и более удаленную, но характеризующую менее освещенный сектор станцию.

Получивший широкое практическое применение способ выбора влияющих станций заключается в резком ограничении района поиска. Реализуется этот способ следующим образом.

Территорию, для которой осуществляют объективный анализ, делят на равновеликие квадраты с длиной стороны, равной L . Величину L выбирают такой, чтобы в один квадрат попадало не более 2—3 станций. На рис. 2.7 точками представлена наблюдательная сеть в прямоугольной системе координат xu : при этом станции нумеруют последовательно по квадратам слева направо и сверху вниз. Последовательность нумерации в пределах каждого квадрата произвольная. Таким же образом нумеруют и сами квадраты (цифры в правых верхних углах квадратов). Данное правило регламентирует и расположение информации, использующейся при анализе — вначале размещают материалы, относящиеся к первой станции, затем — ко второй и т. д.

Наличие квадратов дает возможность построить так называемую машинную карту (МК), представляющую собой числовую последовательность, каждый член которой равен первому номеру станции из числа станций, расположенных в соответствующем квадрате. Например, машинная карта соответствующая сети, представленной на рис. 2.7, имеет вид:

1, 0, 2, 4, 0, 0, 5, 6, 7, 9, 10, 0, 11, 0, 14, 0,
15, 17, 0, 19. (2.40)

последовательности чисел (МК, координаты станций, значения элемента по данным наблюдений и т. д.) представляют в виде так называемых массивов чисел, каждому из которых присваивают определенное наименование.

Таким образом, имеем возможность выбора необходимой информации «по квадратам», поскольку с помощью МК для i -го квадрата можно определить номер первой из всех станций, расположенных в этом квадрате, как значение i -го члена МК, а также их количество.

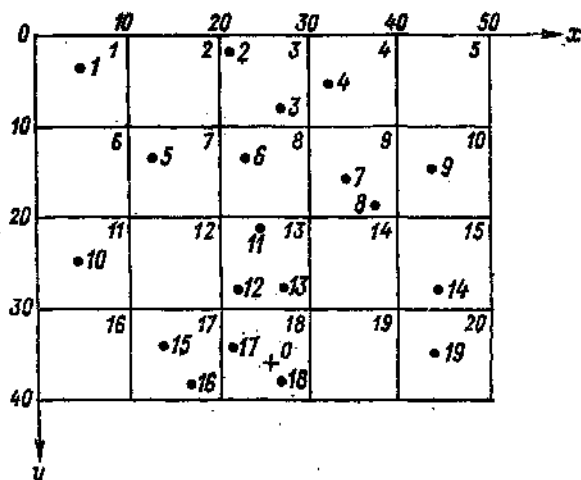


Рис. 2.7. Карта распределения наблюдательных пунктов в прямоугольных координатах (для выбора влияющих станций).

Выбор влияющих станций с помощью машинной карты проводят следующим образом. Номер квадрата N , в котором расположена точка O (на рис. 2.7 эта точка обозначена крестиком), определяют по формуле

$$N = E(y/L) m + E(x/L) + 1, \quad (2.41)$$

где x, y — координаты точки O ; L — длина стороны квадрата; $E(x/L)$ и $E(y/L)$ — соответственно целые части отношений x/L и y/L ; m — число квадратов вдоль оси x .

Имея величину N , с помощью МК можно получить необходимую информацию о станциях, расположенных в пределах этого квадрата.

Пример. Координаты точки O (рис. 2.7) равны $x=25, y=35$. Длина стороны квадрата $L=10$.

Номер квадрата, в котором находится точка O , согласно (2.41)

$$N = E(35/10) \cdot 5 + E(25/10) + 1 = 3 \cdot 5 + 2 + 1 = 18.$$

18-й член в последовательности (2.40) равен 17, а следующий значащий (не равный нулю) член равен 19. Таким образом,

в квадрате, где расположена точка O имеем две станции (19—17=2) под номерами 17 и 18. Далее с помощью порядковых номеров станций можно выбрать необходимую информацию.

Поскольку количество наблюдательных пунктов, расположенных в одном квадрате, как правило, меньше принятого числа влияющих станций n , предусматриваем привлечение станций из соседних квадратов. Это осуществляем путем последовательного изменения координат точки O по схеме $x^i = x \pm iL$, $y^j = y \pm jL$ ($i=0, 1, 2, \dots, k$; $j=0, 1, 2, \dots, k$) и определения номеров соответствующих квадратов по формуле (2.41).

	31	35	43	29	48	40	32	
	39	15	19	13	24	16	36	
	47	23	7	5	8	20	44	
	27	11	3	•1	2	10	26	
	45	21	9	4	6	22	46	
	37	17	25	12	18	14	38	
	33	41	49	28	42	34	30	

Рис. 2.8. Схема «обхода» квадратов при выборе влияющих станций.

Описанная процедура может быть прекращена, когда число выбранных станций достигнет некоторой критической величины $n_{кр} \geq n$. Из этих станций в число влияющих выбираются n ближайших.

На рис. 2.8 представлена одна из целесообразных схем «обхода» квадратов, при использовании которой можно достигнуть более или менее равномерного распределения влияющих станций вокруг точки, в которую должна быть проведена интерполяция. Следует указать, что цифры в квадратах на этом рисунке — не фактические номера квадратов машинной карты, а порядковые. Фактический номер каждого квадрата N получаем по формуле (2.41). Последовательность обхода, определяющую порядковые номера, задаем правилом изменения переменных i и j .

Предложенная процедура выбора влияющих станций универсальна в том смысле, что она может быть использована для всех точек, расположенных в пределах квадратов, представленных машинной картой. Надо только следить, чтобы получаемые значения x^i и y^j не выходили за пределы области, ограниченной совокупностью квадратов, формирующих машинную карту. Так, для района, представленного на рис. 2.7, $0 \leq x^i \leq 50$, $0 \leq y^j \leq 40$. Если эти значения выходят за указанные пределы, определение номера ква-

драта и поиск станций не производят. Такой подход дает возможность использовать описываемую схему для выбора влияющих станций вблизи границ области без каких-либо ее изменений.

Пример. В предыдущем примере было показано, как определить номера станций, расположенных в том же квадрате, в котором расположена точка O (первый квадрат на схеме 2.8). Пусть критическое количество станций $n_{кр}=6$. Тогда двух станций (17 и 18) недостаточно и надо «просматривать» соседние квадраты (см. рис. 2.7). Примем $i=1, j=0$ (x увеличиваем на L единиц, y оставляем без изменения, что соответствует переходу ко второму квадрату на схеме 2.8). Тогда $x^i=25+1 \cdot 10=35, y^j=35$. Этим координатам соответствует номер квадрата машинной карты

$$N_2 = E(35/10) \cdot 5 + E(35/10) + 1 = 15 + 3 + 1 = 19.$$

В 19-м квадрате станций нет, поскольку 19-й член МК равен нулю. Примем $i=-1, j=0$ (x уменьшаем на L единиц, y оставляем без изменения, что соответствует переходу к третьему квадрату на схеме 2.8). Тогда $x_i=25-1 \cdot 10=15, y^j=35$. Этим координатам соответствует номер квадрата машинной карты

$$N_3 = E(35/10) \cdot 5 + E(15/10) + 1 = 17.$$

Из 17-го квадрата путем обращения к МК выбираем станции 15 и 16. Суммарное количество выбранных станций четыре, что меньше шести. Поиск станций продолжается.

Примем $i=0, j=1$ (x не изменяем, y увеличиваем на L единиц, что соответствует переходу к четвертому квадрату на схеме 2.8), тогда $x^i=25, y^j=35+1 \cdot 10=45$. Как видно, значение y^j выходит за дозволенные пределы, поэтому обращение к МК не производим. Примем $i=0, j=-1$ (x не изменяем, y уменьшаем на L единиц, что соответствует переходу к пятому квадрату на схеме 2.8). Тогда $x^i=25, y^j=35-1 \cdot 10=25$. Соответствующий номер машинной карты

$$N_5 = E(25/10) \cdot 5 + E(25/10) + 1 = 10 + 2 + 1 = 13.$$

Из 13-го квадрата выбираем станции 11, 12 и 13. Так как суммарное количество выбранных станций (семь) больше шести, дальнейший «обход» квадратов прекращаем.

Такова общая схема выбора влияющих станций. Естественно, что эту схему можно усложнять, добиваясь максимально возможной равномерности распределения влияющих станций вокруг точки, в которую проводят интерполяцию. Например, при обходе первых девяти ближайших к точке O квадратов можно сначала выбирать лишь по одной станции (кроме первого квадрата, где расположены наиболее близкие станции) и только в том случае, если общее число их меньше n , выбирать оставшиеся. Так же можно поступать и далее — при выборе станций из квадратов 10—25 (см. рис. 2.8). Следует иметь в виду, что усложнение схемы выбора увеличивает потребное машинное время, что при

проведении анализа в оперативном режиме может иметь некоторое значение. Выгода, получаемая при таком усложнении (повышение точности интерполяции), может быть оценена только эмпирическим путем.

Завершая на этом описание вспомогательных процедур, перейдем к рассмотрению методов объективного анализа полей данных о снежном покрове, которые могут быть использованы в оперативной работе как для информации, так и при выпуске прогнозов. В обоих случаях поля характеристик снежного покрова, представленные в виде карт изолиний, являются важным исходным материалом, даже при относительно невысокой их точности.

При разработке методики прогнозов возникает существенная проблема относительно репрезентативности используемых данных о снежном покрове. Данные некоторых наблюдательных пунктов в силу большого влияния местных факторов (более значительного, чем на соседних станциях) недостаточно репрезентативно характеризуют условия залегания снежного покрова в районе расположения этих пунктов. В связи с этим возникает проблема выделения таких пунктов, поскольку использование данных наблюдений в них при прогнозировании может оказаться нецелесообразным. Учитывая это, рассмотрим две схемы объективного анализа данных о снежном покрове, одна из которых предназначена для построения карт изолиний, а вторая — для использования при долгосрочном прогнозе слоя стока за период весеннего половодья (и в частности при разработке методики прогнозов для конкретных водосборов).

2.5.3. Объективный анализ полей характеристик снежного покрова при построении карт изолиний

Особенностью полей характеристик снежного покрова является заметное влияние местных факторов. Это сказывается на ухудшении связности между данными наблюдений в различных пунктах, на увеличении погрешностей определения таких статистических характеристик как нормы, дисперсии, корреляционные функции и осложняет определение оценки, характеризующей точность наблюдений.

В результате влияния местных условий предположение об однородности и изотропности поля по отношению к корреляционной функции нарушается уже при малых расстояниях. Становится заметной пространственная изменчивость дисперсии элемента. Погрешность наблюдений в этих условиях приходится трактовать не столько как погрешность способа измерения (которая, например, при измерении высоты снега не должна быть заметной), сколько как результат различия условий отложения снега в разных точках поля. Поэтому проблема объективного анализа полей характеристик снежного покрова достаточно сложна как в теоретическом, так и в практическом отношении.

Рассмотрим некоторые приемы, положенные в основу объективного анализа полей запасов воды в снеге и толщины его слоя, разработанного в Гидрометцентре СССР [80, 82]. Подобные приемы могут быть использованы при разработке методов анализа полей других элементов.

Наметим круг работ, которые следует провести в процессе подготовки при создании действующего метода объективного анализа. К ним относятся:

1. Выбор системы прямоугольных координат *хоу*. Поскольку нумерацию станций и квадратов машинной карты проводят слева направо и сверху вниз, то удобно начало координат помещать в левом верхнем углу рассматриваемого района, ось *x* направлять с запада на восток, а ось *y* с севера на юг. В выбранной системе определяют координаты всех наблюдательных пунктов, привлекаемых к анализу.

2. Разбивка района на квадраты, стороны которых параллельны осям координат, и построение машинной карты типа (2.40).

3. Определение корреляционной функции поля анализируемой характеристики (запас воды в снежном покрове, толщина слоя снега). Поскольку для полей характеристик снежного покрова условия однородности и изотропности выполняются не слишком строго, целесообразно строить корреляционные функции по данным наблюдений в рассматриваемом районе. Если материала достаточно, желательно строить функции отдельно для много-снежных, средних по снежности и малоснежных лет.

В целях экономии машинного времени корреляционную функцию целесообразно представлять в виде таблицы с постоянным или переменным шагом по расстоянию (для малых расстояний, где функция, как правило, резко изменяется, целесообразно пользоваться мелким шагом, далее шаг можно увеличить). В программе должна быть предусмотрена процедура для расчета значений функции при любом значении расстояния с помощью какого-нибудь интерполяционного метода.

4. Определение норм и дисперсий рассматриваемого элемента для каждого наблюдательного пункта, который используют при анализе. Расчет этих статистических характеристик нужно проводить особенно тщательно, учитывая недостаточную длину рядов наблюдений для многих пунктов.

5. Создание таблиц (массивов) координат станций, норм, дисперсий. Последовательность записи в таблицы (массивы) определяют проведенной нумерацией пунктов.

6. Разработка специального программного блока (подпрограммы или отдельной программы) для засылки результатов наблюдений за снежным покровом в соответствующие массивы. Последовательность записи данных на технический носитель также определяют принятой нумерацией пунктов. В результате *i*-тый элемент массива данных наблюдений (равно как и массивов координат, норм и дисперсий) относят к *i*-му наблюдательному пункту. Если данные *i*-го пункта почему-либо отсутствуют, *i*-му элементу

массива данных наблюдений присваивают соответствующий признак (например, 999).

Итак, при проведении объективного анализа полей запасов воды в снежном покрове S и толщины снежного покрова H используют следующую исходную информацию, представленную в памяти машины в виде ряда массивов (указываются мнемонические наименования): 1) координаты наблюдательных пунктов (массивы x и y); 2) машинная карта (массив $МК$); 3) ординаты корреляционных функций полей запасов воды в снеге и толщины слоя снега (массивы RS и RH); 4) дисперсии запасов воды в снеге и толщины слоя снега (массивы DS и DH); 5) нормы запасов воды в снеге и толщины слоя снега (массивы NS и NH)*; 6) данные наблюдений за запасами воды в снеге и толщиной его слоя (массивы S и H).

Как указывалось выше, на первом этапе анализа осуществляют контроль исходных данных, при проведении которого удобно использовать плотность снега $d=S/10H$. Контроль данных о запасах воды в снеге и его высоте путем анализа плотности дает возможность использовать более жесткий критерий для выделения ошибочных данных, чем те, которыми приходится пользоваться при обычном горизонтальном контроле (выше было указано, что погрешности сопоставления достаточно велики). Поэтому процедуру контроля можно разделить на два этапа. Первый служит для выявления данных, вызывающих сомнение в их точности. По данным наблюдений на интересующей станции определяют плотность снега d . Можно считать, что наблюдения не содержат грубой погрешности, если выполнены условия:

$$d_n \leq d(i) \leq d_v, \quad (2.42)$$

$$|H(i) - NH(i)| \leq 3\sqrt{DH(i)}, \quad (2.43)$$

где d_n , d_v — нижнее и верхнее критические значения плотности; $d(i)$ — значение плотности по данным i -й станции; $H(i)$, $NH(i)$, $DH(i)$ — соответственно наблюдаемая толщина слоя снега, норма и дисперсия толщины на i -й станции.

Критические значения плотности для каждого района определяют эмпирически по результатам анализа материалов снего-съемок и они должны, в принципе, изменяться во времени. Например, при проведении объективного анализа полей S и H в период снегонакопления (конец января — начало марта) в описываемом методе были использованы значения $d_n=0,1$ и $d_v=0,38$, причем за пределы этих значений наблюдаемая плотность выходила не более чем в 5—7 % случаев. При анализе максимальных суммарных запасов воды в снеге (запасы плюс ледяная корка) выбор критериев усложнялся: для районов с частыми зимними оттепелями d_v пришлось брать равным 1,0.

* Необходимы в случае применения оптимальной интерполяции.

Если значение плотности заметно выходило за пределы интервала $d_n - d_v$ и к тому же не было выполнено условие (2.43), данные i -й станции браковали. Если же выброс значения $d(i)$ за границы допустимого интервала не превышал некоторого значения (также задаваемого эмпирически) при выполнении условия (2.43), то соответствующим значениям $H(i)$ и $S(i)$ присваивали признак сомнительности. Соответствующий признак присваивали также в случае отсутствия одного из элементов. Признаком сомнительности может служить знак минус, присваиваемый значению элемента, или какое-либо большое число, кратное 100, прибавляемое к нему, например 500.

На заключительной стадии первого этапа анализа выявление погрешностей проводят раздельно для H и S с помощью горизонтального контроля, который, как указывалось выше, заключается в интерполировании значений S или H со стороны влияющих станций в точку расположения проверяемого пункта. При использовании оптимальной интерполяции расчет весов α_i в зависимости (2.30) осуществляют путем решения системы (2.34). При построении системы для каждого поля (S или H) используют свою корреляционную функцию. Поскольку на предыдущей стадии контроля часть данных признана надежной, анализу подвергают лишь те данные, которые снабжены признаком сомнительности.

В качестве критерия при отбраковке используют величину β , равную отношению фактической погрешности сопоставления Δ к теоретической погрешности, полученной с помощью (2.37). Критическое значение $\beta_{кр}$, при превышении которого наблюдение бракуют, определяют эмпирически в процессе проведения серии анализов с использованием архивных материалов, в которых наличие грубых погрешностей маловероятно.

При выборе $\beta_{кр}$ следует иметь в виду, что точность интерполяции при прочих равных условиях зависит от плотности наблюдательной сети. Поэтому желательно получить несколько значений $\beta_{кр}$, каждое из которых относится к некоторому интервалу плотности сети. Практически удобно использовать косвенную характеристику плотности наблюдательной сети — теоретическую погрешность интерполяции, которая, как правило, возрастает с уменьшением плотности.

Как уже говорилось, значительная погрешность сопоставления может быть обусловлена не только наличием грубой погрешности наблюдения в интересующем пункте, но и заметной погрешностью в данных одной из влияющих станций (наличие больших погрешностей одновременно на нескольких соседних станциях маловероятно). Поэтому в том случае когда β превышает критическое значение, проводят несколько дополнительных интерполяций в точку расположения анализируемого пункта с последовательным исключением влияющих станций, данные которых имеют признак сомнительности, и привлечением вместо исключаемой станции новой, естественно, также расположенной недалеко от анализируемой. Если данные на влияющих станциях не имеют признаков

сомнительности, то исключению подвергаются станции с наибольшими интерполяционными весами α_i . Поскольку исключение станций, близких к проверяемому пункту должно, в принципе, приводить к понижению точности интерполирования, количество дополнительных интерполяций ограничивают двумя—тремя.

Если при проведении очередной интерполяции значение β становится меньше критического, принимают решение о том, что результат наблюдений в анализируемом пункте может быть использован в дальнейших расчетах (хотя ранее он был признан сомнительным). В противном случае наблюдение в этом пункте бракуют. Для проведения повторного интерполирования выбор влияющих станций должен быть организован так, чтобы число выделяемых станций превышало необходимое для интерполяции число их на 2—3 станции.

Применение горизонтального контроля для принятия окончательного решения о качестве ранее принятых сомнительных данных основано на следующих соображениях. Если погрешность сопоставления при интерполяции в точку расположения «сомнительной» станции значительна, то это является дополнительным доводом для исключения соответствующего наблюдения. Погрешность меньше критической является гарантией того, что значение анализируемого элемента, даже оставаясь сомнительным, не исказит общую картину территориального распределения элемента. В этом случае вероятно, что погрешность содержится в значении второго элемента, характеризующего снежный покров. Так как данные, признанные на первой стадии контроля надежными, не подвергаются горизонтальному контролю, уменьшается опасность искусственного сглаживания поля.

Второй этап анализа заключается в расчете значений S и H в узлах регулярной сетки. Конфигурация сетки (в частности, расстояние между узлами) определяется размерами рассматриваемой территории, а также степенью детальности, с которой будет строиться карта изолиний. Учитывая особенность рассматриваемых полей, не следует стремиться к достижению особой детальности, поскольку она может оказаться фиктивной. В Гидрометцентре СССР при проведении опытных анализов полей характеристик снежного покрова для равнинной части европейской части СССР была принята прямоугольная сетка с расстоянием между узлами, равным 50 км.

Расчет значений S и H в узлах сетки проводят следующим образом.

1. Для каждого узла, координаты которого вычисляют в зависимости от конфигурации сетки, выделяют влияющие станции, количество которых, в принципе, может отличаться от числа влияющих станций, принятого при горизонтальном контроле. Так, при проведении анализа в ГМЦ СССР число влияющих станций на первом этапе было принято равным шести, а на втором — четырем.

2. Путем решения системы (2.34) определяют веса α_i .

3. Определяют норму в узле как среднюю арифметическую норму на влияющих станциях. В том случае, когда расстояние от узла до ближайшей станции менее некоторого значения (в описываемом анализе — 25 км), в узел переносят значение нормы на этой станции.

4. С помощью (2.30) осуществляют интерполяцию значения элемента в узел сетки. Если же он расположен в непосредственной близости от влияющей станции (в описываемом анализе — на расстоянии менее 10 км), интерполяцию не проводят, а значение элемента на этой станции переносят в узел сетки.

Как видно, процедура определения значений элемента в узлах сетки мало чем отличается от процедуры, которую используют при проведении горизонтального контроля. Это обстоятельство существенно упрощает составление программы. Полученные в узлах сетки значения толщины слоя снега, а также запасов воды в снежном покрове являются исходным материалом для построения карт изолиний с помощью графопостроителя.

2.5.4. Объективный анализ полей характеристик снежного покрова при долгосрочном прогнозе весеннего стока

Специфика использования данных о снежном покрове (как, впрочем и любой другой исходной информации) в гидрологических прогнозах заключается в следующем. Исходную информацию, как правило, подвергают пространственному осреднению по территории рассматриваемых бассейнов или по их частям. К сожалению существующая плотность снегомерной сети в среднем такова, что для малых и даже средних бассейнов количество пунктов наблюдений, расположенных в их пределах, явно недостаточно для получения надежных средних значений. В связи с этим приходится привлекать данные станций, расположенных за пределами бассейнов. Поэтому роль каждой станции при вычислении среднего значения весьма велика.

С другой стороны, приходится учитывать влияние местных факторов, снижающее репрезентативность наблюдений. Поэтому, разрабатывая метод объективного анализа для гидрологических прогнозов, следует сочетать контроль точности каждого наблюдения с анализом репрезентативности наблюдений на станциях. Контроль точности наблюдений позволит отбраковывать ошибочные данные, а оценка репрезентативности даст возможность исключать из рассмотрения в процессе разработки методики прогноза данные тех станций, наблюдения на которых недостаточно информативны для прогноза.

Рассматриваемый ниже метод анализа предназначен для использования при долгосрочном прогнозе слоя весеннего стока как на стадии разработки методик, так и при выпуске прогнозов. Несмотря на то, что эта схема имеет ряд особенностей, обусловленных спецификой прогнозов, для которых она разрабатывалась,

основные приемы анализа могут быть использованы для аналогичных целей при прогнозировании других элементов или процессов.

В отличие от описанного выше метода объективного анализа характеристик снежного покрова, в котором данные за различные сроки наблюдений анализируют отдельно, в данном методе предусмотрено получение статистических характеристик точности наблюдений по данным за весь рассматриваемый период. Кроме того, в связи с тем, что при прогнозе значения характеристик снежного покрова представляются в виде средних по территории бассейнов значений, целесообразно при проведении анализа использовать методы осреднения на плоскости [21, 81].

Таким образом, принципиальными отличиями данного анализа от описанного выше являются: 1) отсутствие этапа, на котором определяют значения элемента в узлах регулярной сетки; 2) привлечение данных за весь имеющийся период наблюдений; 3) использование в процессе анализа методов площадного осреднения (а не интерполяции). В функциональном отношении анализ может быть разделен на три этапа.

1. Контроль данных о запасах воды в снежном покрове по плотности снега проводят аналогично описанному ранее. При этом привлекают наблюдения за толщиной слоя снега. В связи с тем, что в данном случае анализу подвергают поле максимальных запасов воды в снеге, верхнее критическое значение плотности принимают большим, чем в описанном выше анализе ($d_n = 0,6$), в районах с зимними оттепелями, приводящими к образованию ледяной корки, $d_n = 1,0$. Если значение плотности по данным проверяемой станции выходит за пределы интервала ($d_n - d_n$), данные этой станции бракуют.

2. На втором этапе проводят оценку репрезентативности материалов наблюдений. Для этого используют прием, который по аналогии с описанным выше можно назвать горизонтальным контролем.

Основная идея этого приема заключается в следующем. В районе расположения анализируемого наблюдательного пункта выбирают определенное количество влияющих станций (как и в описанном выше способе анализа). По данным наблюдений на этих станциях вычисляют среднее значение максимальных запасов воды в снеге для некоторой области, в пределах которой находится анализируемая станция $\bar{S}$. Для этой же области определяют среднее значение по данным наблюдений на анализируемой станции $\bar{S}_0$.

Разность между этими величинами (разность сопоставления) может быть использована в качестве показателя информативности наблюдений в рассматриваемом пункте.

Остановимся на практической реализации этой идеи.

В качестве области осреднения (назовем ее область F), принимаем круг, площадь которого при имеющейся плотности наблюдательной сети равна площади территории, приходящейся на один наблюдательный пункт (рис. 2.9), который располагается в центре этого круга. В принципе, размер круга должен быть переменным —

в зависимости от средней плотности наблюдательной сети в районе расположения анализируемой станции. Практически целесообразно пользоваться несколькими стандартными размерами для ряда диапазонов изменения этой плотности.

Процедура выбора влияющих станций, в принципе, аналогична описанной выше (см. п. 2.5.2). Следует только отметить, что в процессе выбора учитываем суммарное количество (число лет) наблюдений на каждой станции. Если объем данных окажется

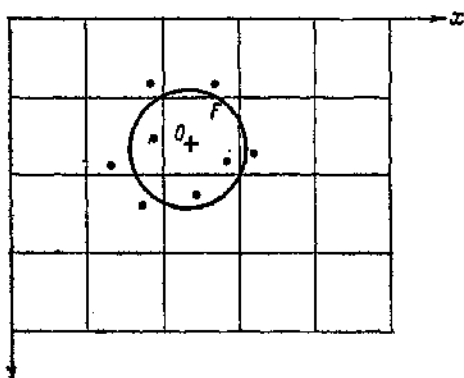


Рис. 2.9. Схема к проведению объективного анализа посредством осреднения данных по площади.

меньше некоторой величины, станцию в число влияющих не включают вне зависимости от ее расположения по отношению к анализируемой.

Следует еще указать, что если даже часть влияющих станций (или все они) расположена вне области F , среднее значение $\bar{S}$, получаемое по данным этих станций, относится к этой области.

При определении $\bar{S}$ воспользуемся методом оптимального осреднения с нормировкой весов, что позволяет при осреднении пользоваться абсолютными значениями запасов воды в снеге. Проведенные исследования показали, что оптимальное осреднение, как и оптимальная интерполяция, дает лучшие результаты по сравнению с другими методами осреднения по площади [83].

В связи с тем, что на данном этапе основной интерес представляют не собственно погрешность наблюдения, а выявление пунктов, в которых результаты наблюдений заметно отличаются от соседних пунктов в течение всего рассматриваемого периода времени, предпочтительнее использовать при анализе абсолютные значения элемента, а не отклонения от нормы. Например, если какой-либо наблюдательный пункт в течение многих лет показывает завышенные значения запасов воды в снеге по сравнению с соседними пунктами, разница в показаниях будет выглядеть рельефнее, если пользоваться абсолютными значениями запасов, а не отклонениями от норм.

Значение $\tilde{S}$ получаем по формуле

$$\tilde{S} = \sum_1^n \alpha_i S_i. \quad (2.44)$$

Эта формула аналогична (2.30). Разница заключается в способе определения весов α_i . В данном случае эти веса получают путем решения системы уравнений:

$$\begin{aligned} \alpha_1(R_{11} + \eta) + \alpha_2 R_{12} + \dots + \alpha_n R_{1n} + \lambda &= \omega_1, \\ \alpha_1 R_{21} + \alpha_2(R_{22} + \eta) + \dots + \alpha_n R_{2n} + \lambda &= \omega_2, \\ &\vdots \\ \alpha_1 R_{n1} + \alpha_2 R_{n2} + \dots + \alpha_n(R_{nn} + \eta) + \lambda &= \omega_n, \end{aligned} \quad (2.45)$$

где $\alpha_1 + \alpha_2 + \dots + \alpha_n = 1$.

Здесь переменная ω_i в правой части системы является характеристикой статистической структуры поля. Она представляет собой численное выражение тесноты связи между данными наблюдений на i -й станции и средним по области осреднения значением элемента [83, 84]. Другие обозначения указаны при описании системы (2.35).

Значение ω_i может быть получено по формуле

$$\omega_i = \frac{1}{f} \iint_F R(\sqrt{(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2}) dx dy, \quad (2.46)$$

где f — площадь области осреднения F ; R — корреляционная функция поля рассматриваемого элемента, как функция расстояния $\rho = \sqrt{(x-x_i)^2 + (y-y_i)^2}$; x_i, y_i — координаты i -го пункта наблюдения.

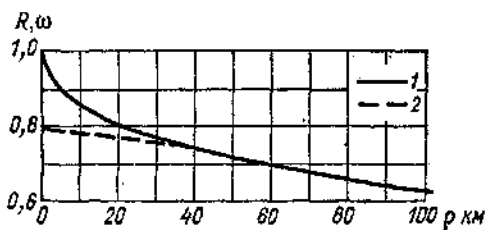
Для принятой области осреднения (круг, в центре которого расположена анализируемая станция) с помощью формулы (2.46) можно получить ω как функцию расстояния от точки расположения станции до центра области ρ и представить ее аналогично $R(\rho)$ в виде таблицы.

Тогда значения ω_i в процессе анализа получают не путем трудоемких расчетов по (2.46), а с помощью интерполяции между табличными значениями ω по значению аргумента ρ_i , равному расстоянию между i -й влияющей станцией и анализируемым пунктом.

На рис. 2.10 представлены корреляционная функция $R(\rho)$ поля максимальных запасов воды в снежном покрове и функция $\omega(\rho)$ того же поля, построенная для области осреднения, представляющей собой круг радиусом 50 км. Как видно, отличие функции $\omega(\rho)$ от корреляционной заметно в интервале расстояний от 0 до

50 км (радиус области осреднения). Практически, эту функцию можно приближенно построить, определив лишь значение $\omega(0)$ и соединив плавной кривой точку на графике корреляционной функции $R(\rho)$, соответствующую этому значению с точкой на кривой $R(\rho)$ при аргументе, равном радиусу области осреднения. С другой стороны, при наличии библиотечной подпрограммы, реализующей какой-либо метод численного интегрирования, получение $\omega(\rho)$ не представляет трудности.

Рис. 2.10. Корреляционная функция поля максимального запаса воды в снежном покрове и связи наблюдений в точке со средним значением по территории (в пределах круга радиусом 50 км) для того же поля.



Теоретическая средняя квадратическая погрешность оптимального осреднения с нормировкой весов и с учетом погрешностей наблюдений (погрешность сопоставления) может быть получена по формуле

$$\sigma_{\tau} = \sqrt{\left[\left(\mu - \sum_{i=1}^n \alpha_i \omega_i - \lambda \right) + \eta \right] D}, \quad (2.47)$$

где α_i — веса, с которыми данные i -го наблюдательного пункта входят в формулу для расчета среднего значения; η — мера погрешности наблюдения; λ — множитель Лагранжа; ω_i — характеристика связи значений элемента в точке со средним по площади его значением; D — дисперсия элемента; μ — характеристика статистической структуры поля, являющаяся количественным выражением изменчивости средних для данной области величин (дисперсия средних). Подобно ω значение μ может быть получено путем интегрирования корреляционной функции в пределах области осреднения [83, 84].

Дисперсию D практически определяют как среднее арифметическое (либо среднее взвешенное с весами α_i) значение дисперсий элемента на влияющих станциях.

Как указывалось выше, величину $\bar{S}$ сравнивают не с наблюдаемым значением S_0 в анализируемом пункте, а с рассчитанным средним значением максимальных запасов воды в снеге для области осреднения F , полученным по наблюдениям в этом пункте $\bar{S}$. Используя метод оптимального осреднения и учитывая, что анализируемый наблюдательный пункт по принятому условию

расположен в центре симметричной области, каковой является круг, для расчета $\tilde{S}_0$ получим выражение [81]

$$\tilde{S}_0 = \bar{S}_0 [1 - \omega(0)] + S_0 \omega(0), \quad (2.48)$$

где $\bar{S}_0$ — норма элемента по данным наблюдений в пункте o ; $\omega(0)$ — значение функции $\omega(\rho)$ при аргументе, равном нулю (рис. 2.10).

Разность $\Delta = \tilde{S}_0 - \bar{S}$, т. е. эмпирическую погрешность сопоставления, используют как показатель отклонения наблюдений в анализируемом наблюдательном пункте от среднего по площади значения максимальных запасов в пределах области осреднения. В принципе этот показатель в функциональном отношении аналогичен показателю Δ в описанном выше методе анализа (см. 2.5.2.1). Оба они характеризуют соответствие наблюдений в анализируемом пункте наблюдениям на соседних станциях. Для получения обоснованного вывода относительно неслучайности значительных отклонений необходимо наличие статистической характеристики разности Δ .

Как уже отмечалось ранее, большие значения Δ не обязательно свидетельствуют о наличии погрешностей в данных анализируемого пункта (погрешность здесь будем понимать в основном как проявление нерепрезентативности). Погрешность может присутствовать в данных какой-либо из влияющих станций. Поэтому статистические оценки погрешности сопоставления получаются в результате проведения аналогичных расчетов при разном составе влияющих станций.

Практически эти оценки получают следующим образом. С помощью описанной выше процедуры выбирают m станций, расположенных вблизи анализируемого пункта. Число выбранных станций m превышает число влияющих n на 4—5 станций. Выбранные станции располагаются в порядке возрастания их расстояния от анализируемого пункта. Далее из этого состава станций последовательно выбирают наборы по n станций, данные которых используют при получении средних значений. Первый набор состоит из n ближайших к анализируемому пункту станций.

Путем решения системы (2.45) определяют веса α_i и λ , затем по (2.47) — значение теоретической средней квадратической погрешности сопоставления σ_t . За те годы, когда данные о максимальных запасах имеются на всех станциях (анализируемой и влияющих), определяют значения $\bar{S}$, $\tilde{S}_0$ и разность этих значений Δ . Среднюю квадратическую эмпирическую погрешность сопоставления σ_s определяют по формуле

$$\sigma_s = \sqrt{\sum_1^n \Delta_i^2 / M}, \quad (2.49)$$

где M — число лет с наличием данных на всех станциях.

Расчеты повторяют несколько раз (в реализованном методе анализа — три раза) и при каждом расчете используют новый набор влияющих станций. Каждый последующий набор составляют следующим образом: из состава предыдущего набора исключают станцию, данные которой входят в формулу (2.44) с максимальным весом, а вместо нее добавляют ближайшую из оставшихся $m - n$ станций, ранее не входившую в число влияющих. Вероятно, повторять расчеты более трех раз нецелесообразно, поскольку при каждом последующем расчете привлекают данные все более удаленных станций, что, в принципе, должно ухудшать результаты сравнения $\bar{S}$ и $\bar{S}_0$. Таким образом, в результате проведения указанных расчетов получают четыре значения статистических характеристик погрешностей сопоставления (σ_T и σ_0), определенных при различных составах влияющих станций.

Как указывалось, основной задачей на данном этапе анализа является выделение станций, данные наблюдений на которых заметно отличаются от наблюдений на соседних станциях. Для таких станций может оказаться справедливым предположение, что условия в месте производства измерений отличаются от условий окружающей местности, в связи с чем эти наблюдения плохо отражают характер залегания снежного покрова на этой территории, которую эти станции при данной плотности наблюдательной сети должны в среднем характеризовать.

Выделение таких станций не сопровождается исключением их, а служит поводом для отнесения к разряду «сомнительных». Практически анализ проводят следующим образом.

1. Вычисляют значения отношений эмпирической среднеквадратической погрешности сопоставления к теоретической погрешности

$$\varepsilon = \sigma_{sl}/\sigma_{Tl}, \quad i = 1, 2, 3, 4.$$

Далее осуществляют сравнение значений ε_i с критическим значением ε_K , подбираемым эмпирическим путем (в описываемом методе анализа ε_K принято равным 1,5).

2. Если значение ε_1 (напомним, что это значение получено при использовании данных, наиболее близких к анализируемому наблюдательному пункту станций) оказывается меньше или равным ε_K , можно сделать вывод, что данные наблюдений в анализируемом пункте достаточно хорошо согласуются с наблюдениями на соседних станциях, т. е. этот пункт не вызывает сомнений относительно репрезентативности его наблюдений. Дальнейший анализ заключается в поиске сомнительных станций среди влияющих. Если, например, $\varepsilon_2 > \varepsilon_K$, а ε_3 и ε_4 меньше ε_K , то к сомнительным относят станции с максимальным весом α_i из второго набора. Такое решение принимают из следующих соображений: при расчетах с первым набором влияющих станций веса α_i для этой станции мог оказаться сравнительно небольшим и поэтому влияние данных этой станции не проявилось; при расчетах со вторым набором вес ее стал значительным, что сказалось на результатах; исключение

данных этой станции приводит к тому, что значения ε становятся ниже критического.

На основании аналогичных рассуждений в случае $\varepsilon_2 > \varepsilon_K$ и $\varepsilon_3 > \varepsilon_K$ к числу сомнительных относят данные станции с максимальным весом из третьего набора.

Во всех остальных случаях решение о сомнительности данных станций не принимается.

3. В случае $\varepsilon_1 > \varepsilon_K$ причиной значительных расхождений может быть нерепрезентативность наблюдений как анализируемого пункта наблюдений, так и какой-нибудь из влияющих станций. Поэтому принятие решения в данном случае является более рискованным, чем при $\varepsilon_1 \leq \varepsilon_K$.

Решения принимают при обнаружении следующих ситуаций:

а) все $\varepsilon_i > \varepsilon_K$ — к числу сомнительных относят данные анализируемой станции;

б) $\varepsilon_1 > \varepsilon_K$, остальные $\varepsilon_i < \varepsilon_K$ — к числу сомнительных относят данные станции с максимальным весом из первого набора (такое решение принимают в связи с тем, что исключение ее приводит к уменьшению погрешностей сопоставления);

в) $\varepsilon_1 > \varepsilon_K$, $\varepsilon_2 > \varepsilon_1$, $\varepsilon_3 < \varepsilon_K$ — к разряду сомнительных относят данные станции с максимальным весом из второго набора.

Во всех других случаях признак сомнительности присваивают данным анализируемой станции.

Поскольку принятие решения относительно влияющей станции связано с большим риском, чем аналогичное решение по отношению к анализируемой станции, последнее обладает приоритетом. Если данные какой-либо станции в результате анализа не вызывают сомнений относительно их репрезентативности, они не могут быть отнесены к разряду сомнительных в том случае, когда станция выступает в качестве влияющей.

Для принятия окончательного решения проводят оценку информативности данных сомнительных станций, в качестве показателя которой используют коэффициент множественной корреляции слоя стока с запасами воды в снежном покрове и влажностью почвы R . Значение этого коэффициента определяют по формуле

$$R = \sqrt{(r_{cs}^2 + r_{cv}^2 - 2r_{cs}r_{cv}r_{zv}) / (1 - r_{zv}^2)}, \quad (2.50)$$

где r_{cs} , r_{cv} , r_{zv} — коэффициенты корреляции соответственно слоя стока с запасами воды в снеге, слоя стока с влажностью почвы и запасов воды в снеге с влажностью почвы.

Окончательное решение об исключении станции из числа используемых при прогнозе принимает прогнозист на основании всех полученных при анализе материалов. Имеющийся пока ограниченный опыт показывает, что при значениях коэффициента корреляции r ниже 0,3—0,25 есть смысл исключить станцию (если, конечно, имеется возможность замены).

4. Третий этап объективного анализа, в принципе, аналогичен горизонтальному контролю в том его виде, в котором его используют в описанном в настоящем параграфе методе анализа.

Осуществляемый с помощью метода оптимального осреднения контроль данных направлен на обнаружение и исключение грубых погрешностей наблюдений для каждой конкретной реализации поля (в данном случае — поля максимальных запасов воды в снеге за какой-то год). Практически, контролю подвергаются данные, которые используются в качестве исходных при выпуске прогнозов. При работе в оперативных условиях эти данные поступают непосредственно из пунктов наблюдения, и могут содержать грубые погрешности, которые в архивных материалах практически отсутствуют. Описываемый этап анализа связан с предыдущим этапом и является в известной степени его продолжением.

Если на предыдущем этапе принимаемые решения вытекали из анализа статистических характеристик погрешностей сопоставления получаемых с привлечением данных за максимально возможный период наблюдений, то на последнем этапе решения принимают исходя из значений погрешностей сопоставления, относящихся к конкретной ситуации (как и при горизонтальном контроле в описанном выше методе объективного анализа).

При контроле используют тот набор влияющих станций, при котором на предыдущем этапе получена наименьшая ошибка ϵ_4 . В отличие от предыдущего этапа в качестве метода осреднения используют оптимальное осреднение (без нормировки весов), т. е. в данном случае рассматривают не абсолютные значения элемента, а отклонения от нормы. При этом выражение, соответствующее (2.44), имеет вид

$$\tilde{S} = \bar{S} + \sum_1^n \alpha_i (S_i - \bar{S}_i), \quad (2.51)$$

где $\bar{S}_i$ — норма запасов воды в снеге по данным i -й станции; $\bar{S}$ — норма запасов по области осреднения (практически ее получают как среднее значение $\bar{S}_i$).

Веса получают путем решения системы

$$\begin{aligned} \alpha_1 (R_{11} + \eta) + \alpha_2 R_{12} + \dots + \alpha_n R_{1n} &= \omega_1, \\ \alpha_1 R_{21} + \alpha_2 (R_{22} + \eta) + \dots + \alpha_n R_{2n} &= \omega_2, \\ &\vdots \\ \alpha_1 R_{n1} + \alpha_2 R_{n2} + \dots + \alpha_n (R_{nn} + \eta) &= \omega_n. \end{aligned} \quad (2.52)$$

Условные обозначения см. при описании системы (2.45).

Теоретическую погрешность сопоставления получают по формуле

$$\sigma_r = \sqrt{\left(\mu - \sum_1^n \alpha_i \omega_i + \eta \right) D}. \quad (2.53)$$

Обозначения см. при описании формулы (2.47).

В качестве критерия при отбраковке принимают величину β , равную отношению эмпирической погрешности сопоставления к теоретической погрешности. Для того чтобы исключить влияние погрешности наблюдений на влияющих станциях, в случае $\beta > \beta_{кр}$ проводятся повторные осреднения (два-три раза) с измененным составом станций. Так как в данном случае используют набор влияющих станций, при котором погрешность сопоставления минимальна, изменение состава заключается в исключении станций с максимальным весом без добавления новой станции. Если данные какой-либо из влияющих станций отсутствуют, новая станция также не привлекается.

Объективный анализ полей характеристик снежного покрова особенно важен при относительно малой густоте сети снегомерных пунктов. Именно его объективность дает возможность избегать субъективизма, который нередко проявляется при установлении эмпирических воднобалансовых или регрессионных зависимостей, лежащих в основе методики прогнозов стока за период весеннего половодья. Субъективизм в анализе данных о запасах воды в снежном покрове и характеристик водопоглотительной способности речных бассейнов нередко еще приводит к формально хорошим оценкам статистической эффективности методики (чаще всего на ограниченной выборке), которая в последующем не выдерживает испытания временем.

2.6. Определение осадков за период половодья

Твердые и жидкие осадки, выпадающие в период формирования половодья, оказывают большее или меньшее влияние на объем весеннего стока в зависимости от их количества и времени выпадения. Эти осадки необходимо учитывать в водном балансе при разработке методики долгосрочных прогнозов весеннего стока и при выпуске прогнозов в районах, где они играют существенную роль как стокообразующий фактор.

Условия стекания жидких (и твердых) осадков, выпадающих на поверхность тающего снега или только что освободившуюся от снега почву, близки к условиям стекания собственно талых вод. В существовании иных условиях водопоглощения формируется дождевой сток от осадков, выпадающих на уже оттаявшую почву после схода снега. Поэтому количество осадков, выпавших в период таяния снежного покрова и позже, целесообразно подсчитывать отдельно для указанных периодов, а при наличии данных также для поля и леса, если лесистость бассейна составляет 50—60 %. Подсчеты выполняют за многолетний ряд наблюдений по пятидневкам за периоды:

— от даты наступления максимального запаса воды в снежном покрове до схода снега на открытой местности (x_n);

- от даты наступления максимального запаса воды в снежном покрове до схода снега в лесу ($x'_л$);
- от даты схода снега на открытой местности до конца половодья ($x''_п$);
- от даты схода снега в лесу до конца половодья ($x''_л$).

Определение осадков по 5-дневным интервалам необходимо для анализа их динамики и динамики стока в период спада половодья.

При определении количества осадков за каждый из указанных периодов используют данные по возможно большему числу станций. Так как за сравнительно короткие промежутки времени осадки распределяются по площади неравномерно, то для облегчения анализа их целесообразно картировать. Средние значения слоя осадков для бассейна или района определяют известными способами. После этого определяют средние многолетние их значения, знание которых необходимо при выпуске прогнозов. При определении суммарных потерь талого стока осадки, выпадающие на водосбор после формирования максимума снеготаяния и до конца снеготаяния, могут быть непосредственно прибавлены к запасам воды в снежном покрове, так как условия их поглощения близки к условиям потерь талых вод. В отличие от них осадки, выпадающие на водосбор после схода снежного покрова, нельзя прямо суммировать со снеготаяниями так как в этот период они поглощаются почвогрунтами и испаряются более интенсивно.

Поэтому, если нет возможности выделить из объема весеннего стока чисто дождевой сток, формирующийся после схода снега, то эти осадки следует прибавлять к снеготаяниям, умноженным на некоторый коэффициент меньше единицы, учитывающий различие в условиях поглощения и потерь осадков. Специфика этих условий изучена недостаточно и пока нет достаточно определенных рекомендаций в отношении методики оценки значений этих коэффициентов. Этот вопрос будет рассмотрен в следующей главе в связи с методикой построения эмпирических воднобалансовых зависимостей для прогнозов весеннего стока.

2.7. Глубина промерзания почвы и определение ее характеристик

Как уже отмечалось, глубина промерзания почвы, ее температура и влажность определяют ее водопоглотительную способность. Однако сетевые наблюдения за температурой почвы в зимнее время, а также наблюдения за влажностью почвы весьма ограничены. Наиболее распространенным источником информации о зимнем состоянии почвы являются стационарные наблюдения за глубиной ее промерзания.

Систематические измерения глубины промерзания почвы на сети метеостанций начаты с 1936 г. До 1953—1957 гг. их выпол-

няли путем бурения (одновременно с отбором проб на влажность) преимущественно в поле или шурфования. С 1957 г. на метеоплощадках и полях, занятых озимыми культурами, начались измерения глубины промерзания почвы с помощью специальных мерзлотомеров. Эти наблюдения ведут в течение всего периода промерзания до полного оттаивания почвы. Сравнение результатов измерения глубины промерзания в шурфах и скважинах с измерениями мерзлотомером доказало, что мерзлотомеры завышают глубину промерзания как в поле, так и в лесу в среднем на 5—15 см. Различие в измерениях при этом, как правило, убывает с ростом влажности почвы и увеличивается с ее уменьшением и носит поэтому зональный характер. Максимальное расхождение наблюдается в зонах недостаточного увлажнения. В зоне избыточного увлажнения оно мало.

Опытным путем установлено, что глубина промерзания на местности различна и находится в обратной зависимости от толщины снежного покрова. Обнаружено также, что мерзлотомеры на метеоплощадках показывают несколько преуменьшенную глубину промерзания по сравнению с мерзлотомерами на полях, так как толщина слоя снега на метеоплощадках чаще всего выше, чем в поле. Тем не менее, учитывая, что сеть мерзлотомеров действует уже 30 лет, данные измерений по ним являются основной информацией в отношении глубины промерзания почвы.

При обработке материалов наблюдений за глубиной промерзания почвы необходимо учитывать способ и место измерения, толщину слоя снега в месте измерения. Данные наблюдений картируют на определенную дату и подвергают критическому анализу. При разработке методики прогнозов весеннего стока требуется знать наибольшую глубину промерзания перед началом снеготаяния. Поэтому картирование данных и их анализ наиболее важны именно для этого времени.

При всей пестроте распределения глубины промерзания почвы на местности осреднение данных по бассейну или определенному району позволяет, как показывает опыт, обнаружить некоторую зависимость между глубиной промерзания почвы по данным измерений на метеоплощадках и на полях с озимыми, что может служить определенной придержкой при недостатке наблюдений в поле. В бассейне Оки, например, средние значения глубины промерзания по данным измерений на полях на 25—30 см больше, чем средние значения по данным измерений на метеоплощадках. В более северных районах это различие, вероятно, будет меньше.

Существенно отличается глубина промерзания почвы в поле и в лесу. На полевых водосборах, как показывают данные наблюдений, максимальная глубина промерзания в 1,5—2 раза больше, чем на лесных. Например, по данным Подмосковной воднобалансовой станции средняя глубина промерзания почвы по съемкам за 1970—1977 гг. на полевых участках была 40—50 см, а на лесных 20—25 см. Аналогичные результаты получены Валдайской гидрологической лабораторией (рис. 2.11).

Большое влияние на глубину промерзания почвы оказывают, при прочих равных условиях, механический состав почвы и запас влаги в ней. Так, суглинистые почвы, имея более высокую влагоемкость, при прочих равных условиях промерзают на меньшую глубину, чем песчаные. Как показывают наблюдения и расчеты [11], при высоком увлажнении почвы (1,2НВ) глубина ее промерзания при прочих равных условиях меньше на 10—15 см, а при низкой влажности (0,7 НВ) соответственно больше.

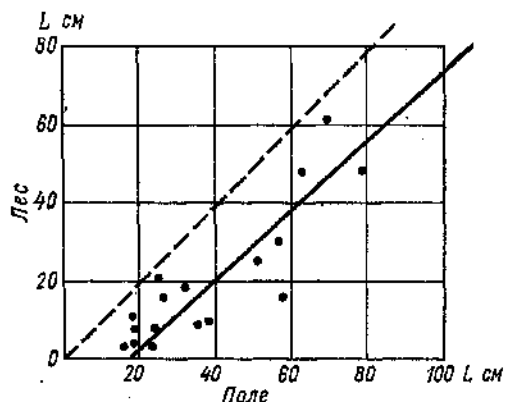


Рис. 2.11. Соотношение максимальной глубины промерзания почвы в поле и в лесу.

Более подробно порядок приближенного расчета средней глубины промерзания почвы для открытой местности изложен в монографии [25]. Следует, однако, иметь в виду, что предлагаемый метод расчета основан на ограниченных данных, полученных для бассейнов рек Вятки и Сосны и нуждается в дополнительной проверке в других физико-географических условиях.

Большое число факторов, влияющих на промерзание почвогрунтов и неоднородность почвенного и растительного покрова, обуславливают значительную пространственную изменчивость глубины промерзания почвы на местности. Коэффициент вариации ее в поле меняется от 0,3—0,4 при среднем значении глубины 50—80 см до 0,5—0,8 при средней глубине 20—30 см. В лесах коэффициенты вариации меняются от 0,4 до 1,2 при средней глубине промерзания соответственно от 50 см до 10 см. Напомним, что как относительная нормированная величина, коэффициент вариации находится по определению в обратной зависимости от средней глубины промерзания:

$$C_v = \sigma_l / \bar{l}, \quad (2.54)$$

где σ_l — среднее квадратическое отклонение глубины промерзания почвы; $\bar{l}$ — средняя по территории глубина промерзания.

Отсюда следует, что при одном и том же значении σ_l коэффициент вариации всегда будет тем больше, чем меньше среднее значение переменной. Поэтому о действительной изменчивости

глубины промерзания по площади, как и других характеристик, правильнее судить по их дисперсии σ_l^2 или среднему квадратическому отклонению σ_l . Следовательно, более правильно строить эмпирические зависимости именно этих величин от среднего значения переменной, а не коэффициента вариации. Имеющийся опыт говорит о том, что такого рода связи выражены слабо.

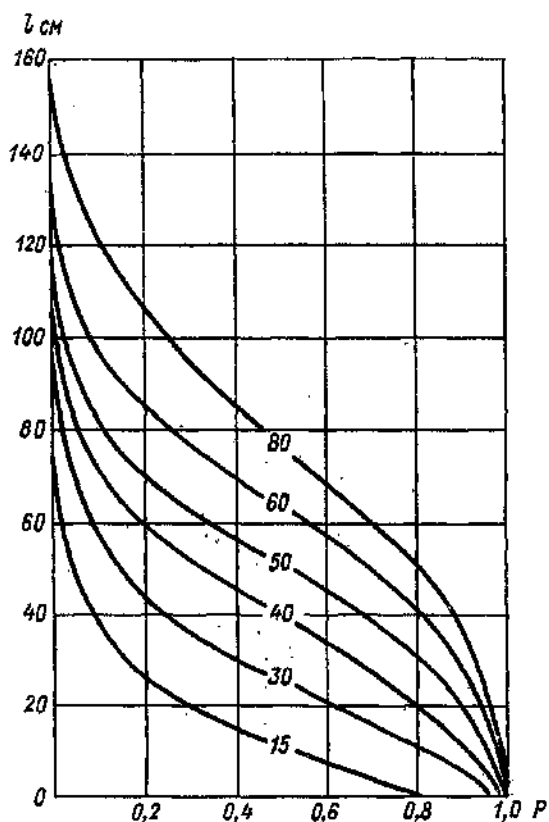


Рис. 2.12. Кривые обеспеченности глубины промерзания от среднего ее значения по площади.

При достаточном объеме данных наблюдений не составляет большого труда построить эмпирические кривые обеспеченности глубины промерзания в интересующем речном бассейне или районе, а определив коэффициент вариации, построить семейство кривых в зависимости от средней глубины промерзания (рис. 2.12).

Существующая густота наблюдательных станций не позволяет определять среднюю глубину промерзания почвы с высокой точностью. Как показывает опыт, при промерзании почвы на глубину 60 см и более погрешности в оценке средних значений могут до-

стигать 10—15 см, а при глубинах 20—40 см — 5—8 см. Весьма ограничены наблюдения за промерзанием почвы в лесах. При отсутствии наблюдений единственная возможность оценки заключается в приближенном ее расчете по метеорологическим данным, пользуясь водно-физическими характеристиками почв и данными о снежном покрове.

Современная электронно-вычислительная техника позволяет выполнять расчеты вертикального температурного профиля, а следовательно и глубины промерзания почвы, на основе решения соответствующей замкнутой системы уравнений, описывающих тепло- и влагоперенос в почве при заданном ходе теплообмена на поверхности почвы или снега и заданном начальном вертикальном распределении температуры почвы [39, 47]. Однако и эти, сложные в вычислительном отношении, расчеты являются приближенными и, в силу недостатка информации, не отличаются существенно более высокой точностью. По этой причине и в настоящее время не потеряли своего практического значения более грубые, но зато и более простые эмпирические приемы расчетов глубины промерзания почвы, основанные на использовании доступных сетевых данных наблюдений, таких как температура воздуха и толщина слоя снега [61].

Из числа приближенных приемов отметим зависимость вида

$$l = f \left(\sum_1^n \Theta_i \right), \quad (2.55)$$

в которой в качестве аргумента принимают сумму значений отрицательной температуры воздуха за период от начала морозов до даты, на которую вычисляют глубину промерзания почвы, и зависимость вида

$$l = f \left[\sum_1^n \rho(h)_i \bar{\Theta}_i \right], \quad (2.56)$$

где в качестве аргумента используют сумму произведений средних декадных значений температуры воздуха на функцию толщины снежного покрова

$$\rho = \exp(-0,039h), \quad (2.57)$$

где h — толщина снежного покрова, см.

Первая зависимость наиболее грубая, так как не учитывает наличие и толщину слоя снега. Тем не менее она достаточно ясно выражена и носит криволинейный характер. Это объясняется тем, что сумма значений отрицательной температуры воздуха за длительный период в какой-то мере косвенно отражает и толщину снежного покрова.

Вторая зависимость также криволинейна и является более тесной, так как хоть и грубо, но учитывает толщину снежного покрова. При ее построении и пользовании ею функцию $\rho(h)$

вычисляют по средним декадным значениям температуры воздуха и толщине слоя снега. Результаты расчетов по ней заметно лучше. Следует, однако, отметить, что успех построения как этой, так и первой зависимости определяется надежностью и достаточностью исходной информации о глубине промерзания почвы и о снежном покрове.

Для расчетов глубины промерзания и температуры почвы по уравнениям теплооблагоденоса необходима информация о водно-физических характеристиках различных типов почв таких, как пористость, температуро- и теплопроводность, влагоемкость, а также характеристики снежного покрова — плотность, теплопроводность. Наиболее затруднительны расчеты температуры почвы в лесу, где нет достаточных метеорологических данных.

2.8. Влажность почвы, ее измерение и определение показателей водопоглодительной способности речных бассейнов

2.8.1. Измерение влажности и определение запасов влаги в почве

Регулярные наблюдения за влажностью почвы в верхнем метровом ее слое на агрометстанциях нашей страны проводят с 1936 г. Однако на первом этапе своего развития их вели главным образом в период вегетации и на весьма ограниченном числе станций. Значительно расширены эти наблюдения были в 1956—1958 гг. В это же время измерения влажности почвы стали проводить в сроки, близкие к установлению снежного покрова, а на ряде станций и в зимние месяцы. Длительное время измерения вели на участках, расположенных на полях севооборота, т. е. не в постоянных от года к году местах. Это существенно снижало гидрологическое значение данных наблюдений.

Только с 1967 г. влажность почвы стали измерять в течение всего года на постоянных воднобалансовых участках, расположенных на залежи. На этих же участках измеряют глубину промерзания почвы, уровень грунтовых вод, ход снеготаяния, водоотдачи, испарения с почвы. Все эти данные, имеющиеся примерно по 100 станциям, опубликованы в «Материалах наблюдений опорных станций комплексной воднобалансовой и агрометеорологической сети, почвенноиспарительных и снегоиспарительных пунктов».

Наиболее развита сеть станций, измеряющих влажность почвы, в сельскохозяйственных, преимущественно южных, районах. Вне сельскохозяйственной зоны сеть станций все еще остается редкой, а в лесу наблюдения не ведутся. Данные наблюдений публикуют в агрометеорологических ежегодниках. Более обстоятельные в гидрологическом отношении наблюдения за влажностью почвы в поле и в лесу, включая зимний период, ведутся на воднобалансовых исследовательских станциях, а также были выполнены в порядке

проведения специальных экспедиций по изучению процессов формирования талого стока. Именно эти данные имеют наибольшую ценность для изучения динамики влагозапасов, их пространственной и временной изменчивости. Много важных сведений о водно-физических характеристиках почвогрунтов, динамике запасов почвенной влаги на территории СССР, режиме влажности почвы в зимний период можно найти в работах А. А. Роде, С. А. Вериги, Л. А. Разумовой [9, 56, 60].

Для долгосрочных прогнозов весеннего стока наибольший интерес представляют сведения о запасе влаги в почве к началу снеготаяния. Однако существующая система наблюдений за влажностью почвы учитывает преимущественно агрометеорологические интересы и не обеспечивает достаточных данных на конец зимы. В связи с этим приходится пользоваться данными о влажности почвы на конец осени.

Термовесовой способ измерения влажности почвы дает возможность наиболее просто выражать последнюю в относительных единицах — в процентах массы сухого вещества

$$U_s = w_1 \cdot 100/w_2, \quad (2.58)$$

где w_1 — масса воды в образце почвы, определяемая как разность массы образца до и после его сушки; w_2 — масса образца после сушки.

Эта характеристика имеет тот недостаток, что не является сравнимой в отношении содержания влаги в различных типах почв и в различных ее горизонтах по вертикали, так как абсолютный запас воды в заданном слое зависит еще и от плотности почвы. Поэтому величину влагозапаса в миллиметрах вычисляют по влажности и плотности почвы

$$W = U_s \gamma h / 10, \quad (2.59)$$

где U_s — влажность слоя в процентах сухого вещества; γ — плотность почвы в том же слое, г/см³; h — толщина слоя, см.

В соответствии с послойным измерением влажности почвы запас воды в ней, включая прочно связанную почвенную влагу, вычисляют для каждого 10-сантиметрового слоя, а затем путем суммирования определяют для слоев заданной толщины: 0—20, 0—50, 50—100 и 0—100 см. Кроме общего запаса воды широко известна и такая характеристика ее увлажнения, как запас продуктивной влаги, равный разности общего запаса влаги и того ее запаса, который соответствует влажности завядания.

Под влажностью завядания (ВЗ) понимают влажность почвы, при которой прочно связанная вода становится недоступной для растений. В первом приближении эту влажность можно вычислить путем умножения максимальной гигроскопичности на 1,34. Влажность завядания непосредственно связана с механическим составом почвогрунтов и относится к числу важных водно-физических констант наряду с такими константами, как наименьшая

(полевая) влагоемкость (НВ) и полная влагоемкость (ПВ). Значения ВЗ, НВ и ПВ, а также максимальной гигроскопичности для различных типов почв приводятся в справочниках по агрогидрологическим свойствам почв [14, 26, 71—73].

Опыт измерения влажности почвы в поле и в лесу показывает, что в среднем за год запасы влаги в метровом слое почвы в лесу больше, чем в поле за счет меньших потерь на испарение. Наибольшая разница приходится при этом на весну и первую половину лета. Поздней осенью влагозапасы в поле и в лесу в указанном слое почвы практически совпадают и близки между собой также в слое 0—50 см. Это обстоятельство благоприятствует использованию полевых данных об осенне-зимней влажности почвы при оценке влагозапасов в целом для речных бассейнов различной лесистости. В лесной зоне вследствие меньшего и более позднего промерзания почв в лесах к концу зимы наблюдается уменьшение влагозапасов в них. В итоге влагозапасы в верхнем слое почвы в лесу нередко могут быть меньше, чем в поле [11].

Используя данные наблюдений за влажностью почвы для оценки влагозапасов в речных бассейнах, важно иметь представление о погрешностях измерений и возможной точности оценок в условиях существующей густоты наблюдательной сети. Исследований по этому вопросу выполнено не так много, поэтому приводимые ниже сведения можно рассматривать лишь в качестве первого приближения. Основными факторами, определяющими погрешности определения среднего влагозапаса в заданном слое почвы речного бассейна, как и других территориальных характеристик, являются погрешности измерений в наблюдательных пунктах, изменчивость влагозапасов по площади и густота наблюдательной сети. Погрешности возрастают с ростом погрешностей измерения и пространственной неравномерности влагозапасов и особенно резко с уменьшением густоты наблюдательных пунктов.

Погрешности определения влагозапаса в метровом слое почвы для одного бурового шурфа составляют 3—7 %, т. е. порядка 10 мм. Что касается изменчивости влагозапасов по площади, то она по исследованиям С. А. Вериго, Л. А. Разумовой и по материалам воднобалансовых станций и экспедиционных наблюдений относительно невелика. При высоком увлажнении почвы весной и осенью коэффициент вариации влагозапасов в метровом ее слое в полях составляет порядка 0,1. К концу лета в связи со снижением влагозапасов коэффициент вариации увеличивается до 0,2—0,3, а при неоднородном в отношении механического состава почвенном покрове может достигать 0,3—0,35.

Кроме изменчивости влагозапасов по площади на точность оценки запаса влаги в почве может оказывать влияние также неучет изменения плотности в верхнем слое почвы, которое происходит в результате сезонной обработки сельскохозяйственных полей.

Учитывая сказанное, некоторые исследователи (А. А. Капотов и др.) приходят к выводу, что влагозапасы в метровом слое почвы для речных водосборов северо-запада, северо-востока и центра

европейской части СССР, оцениваемые по данным 3—4 агрометеостанций, определяют со средней погрешностью 20—25 мм, а в наиболее неблагоприятных условиях с погрешностями до 40—50 мм. В южной части европейской части СССР при высоком увлажнении почвы погрешности вычисления влагозапаса по данным существующей сети станций составляют 15—30 мм, т. е. порядка 5—10 % при условии, что для оценки используют осредненные для каждой станции измерения на всех ее наблюдательных участках. В зонах избыточного увлажнения достаточно хорошей характеристикой увлажнения бассейнов может служить запас влаги не только в метровом, но и в полуметровом слое почвы.

Во всех случаях степень увлажнения бассейна можно оценивать не обязательно по общему запасу воды в почве, а и по запасу так называемой продуктивной влаги, так как запас прочно связанной воды в почве практически остается постоянным. Напомним, что под продуктивной влагой в корнеобитаемом слое почвы понимают ту влагу, которая слабо связана молекулярными силами с частицами почвы и легко усваивается растениями. Запас продуктивной влаги определяют как разность между общим количеством воды в данном слое почвы и количеством воды, отвечающем влажности завядания.

В качестве характеристики степени увлажнения почвы можно использовать также данные о дефиците почвенной влаги, который равен разности между наименьшей (полевой) или полной влагоемкостью данной почвы и фактическим запасом влаги в данном ее слое. С практической точки зрения использование этой характеристики не дает преимуществ, так как для ее определения необходима дополнительная информация о влагоемкости почвы, которой часто и не хватает.

Ограниченность или отсутствие во многих случаях информации о влажности почвы обуславливает то, что непосредственно использовать ее в прогнозах весеннего и летне-осеннего стока можно далеко не везде. Однако эти данные необходимы и могут быть широко использованы для оценки репрезентативности тех или иных, в том числе косвенных, показателей степени увлажнения и водопоглотительной способности речных бассейнов, которыми приходится пользоваться в силу недостатка прямых наблюдений за влажностью почвы.

В заключение отметим, что наблюдения на воднобалансовых станциях позволяют сделать вывод о сравнительно небольшом зимнем приращении запаса влаги в слоях почвы 0—50 и 0—100 см как в поле, так и в лесу там, где грунтовые воды находятся достаточно глубоко и нет частых оттепелей в течение зимы. В районах избыточного увлажнения, где грунтовые воды находятся на небольшой глубине и часты значительные оттепели, зимнее увеличение запаса влаги в почвогрунтах составляет в среднем 25—45 мм в слое почвы 0—50 и 35—55 мм в метровом слое.

Особенно велико влияние влажности почвы на водопоглотительную способность речных бассейнов в период снеготаяния

в степной зоне недостаточного увлажнения. Именно здесь необходима возможно более точная оценка осенне-зимнего увлажнения почвы, так как погрешности в ее оценки приводят к большим ошибкам в прогнозах весеннего стока. Как показывает многолетний опыт, крупные просчеты в прогнозах стока в этой зоне имели место чаще, чем в зонах умеренного и избыточного увлажнения. Это обусловлено не только большими трудностями оценки влагозапасов в почве, но и более заметным влиянием на потери стока интенсивности снеготаяния, особенно в условиях пониженных начальных запасов влаги в почве.

2.8.2. Определение показателей водопоглотительной способности речных бассейнов

Анализ данных наблюдений за влажностью почв свидетельствует о том, что влагообмен на границе метрового слоя почвы или почвогрунта в летне-осенний период незначителен. Это в равной мере относится и к влагообмену на границе полуметрового слоя в подзолистых почвах, а также в условиях степной зоны недостаточного увлажнения. В связи с этим непосредственной характеристикой или показателем водопоглотительной способности речных бассейнов является влагосодержание (влагозапас) в слое почвы 0—100 или 0—50 см. Отсюда следует, что во всех случаях, когда данных наблюдений за влажностью почвы достаточно для надежного определения среднего значения влагозапасов в бассейне на конец зимы, эта переменная в первую очередь и должна быть использована в качестве показателя водопоглотительной способности бассейна при установлении эмпирической воднобалансовой зависимости для прогнозов весеннего стока.

Однако как уже было отмечено, прямых измерений влажности почвы зимой за достаточно длительный период имеется мало. Поэтому пока все еще приходится использовать главным образом данные измерений на конец осени или вычислять влагозапасы в заданном слое почвы приближенно, пользуясь метеорологическими данными, а нередко использовать только косвенные показатели увлажнения бассейнов.

В качестве первой приближенной характеристики осенне-зимнего увлажнения почвы, получившей в свое время широкое применение в практике прогнозов весеннего стока равнинных рек в зонах неустойчивого и недостаточного увлажнения, была сумма осадков за вычетом их потерь на испарение за некоторый достаточно длительный период до наступления морозов с учетом дополнительного поступления в почву талой воды во время оттепелей

$$U = (x - E)T + m, \quad (2.60)$$

где x — средний слой осадков, мм; E — суммарное испарение, мм; m — слой талой воды за время оттепелей, мм; T — продолжительность периода, за который вычисляют разность между осадками и испарением, равный 60, 90 или 120 сут. Дополнительное поступле-

ние влаги за время оттепелей определяют в первом приближении по убыли снегозапасов в бассейне или путем расчета стаявания снега с учетом его водоудерживающей способности. Следует отметить, что по ряду бассейнов зоны неустойчивого увлажнения такими показателями водопоглотительной способности пользуются многие годы.

С накоплением данных сетевых измерений влажности почвы появилась возможность более надежно определять приближенное значение влагозапаса в метровом или полуметровом слое почвогрунтов, пользуясь формулой

$$W = W_0 + (x - E)_T + m, \quad (2.61)$$

где W_0 — начальный запас влаги в заданном (0—100 или 0—50 см) слое почвы, мм; а остальные обозначения прежние.

Этот прием приближенной оценки влагозапаса в почве имеет очевидное преимущество перед приведенным выше, так как в нем учитывают начальный влагозапас. При наличии данных измерений влажности почвы последний определяют по этим данным, а при их отсутствии оценивают по возможности ближе к фактическому. Такая возможность имеется, если начинать расчет с момента, когда влагозапас в заданном слое почвы близок к наименьшей (полевой) влагоемкости, что бывает вскоре после схода снега весной или с того времени летом, когда влагозапас близок к своему минимуму (обычно в июле), который можно оценить по данным наблюдений.

Имеющийся опыт расчетов свидетельствует о том, что в зонах неустойчивого увлажнения при наличии хотя бы ограниченных наблюдений за влажностью почвы расчет динамики влагозапаса лучше вести последовательно по месячным или декадным интервалам до наступления морозов, учитывая, при необходимости, поверхностный сток путем вычитания его из слоя осадков. Однако если сток мал и его трудно выделить, то им можно и пренебречь. Последовательное определение влагозапаса на конец каждого расчетного интервала (декаду или месяц) дает возможность учитывать при наличии данных наблюдений начальные его значения и контролировать степень приближения расчетов. При относительно малом количестве осадков (в зоне недостаточного увлажнения) формула (2.61) может быть использована и для расчета влагозапаса на конец осени, путем вычисления разности осадки минус испарение в целом за весь летне-осенний период.

Как следует из формулы, надежность расчетов по ней запаса воды в почве зависит главным образом от точности расчетов суммарного испарения, а также в определенной мере от погрешностей определения осадков и начального влагозапаса. Последние погрешности, как уже отмечалось, зависят от точности измерений и густоты наблюдательной сети. Что же касается суммарного испарения, то прямые его измерения с помощью весовых испарителей ведутся только на ограниченной сети опорных водно-балансовых станций. Этих данных, чаще всего недостаточно для непосред-

ственных оценок испарения в бассейне по аналогии с осадками. По этой причине практически во многих случаях единственной возможностью определения суммарного испарения остается пока приближенный его расчет по метеорологическим данным.

Задача расчета суммарного испарения в естественных условиях, под которым понимается транспирация и испарение непосредственно с почвы и со смоченного дождем растительного покрова, относится к числу наиболее трудных задач гидрологии.

Трудности ее решения применительно к речным бассейнам связаны не только со сложностью самого физико-биологического процесса суммарного испарения, с неоднородностью и многообразием естественной испаряющей поверхности, но и с недостатком данных наблюдений, необходимых для расчета. Именно этими причинами обусловлено появление в гидрологии (у нас и за рубежом) большого числа приближенных эмпирических способов и формул для расчета суммарного испарения, основанных на использовании тех часто весьма ограниченных данных, которые может обеспечить существующая система массовых гидрометеорологических наблюдений. Основными из этих данных являются: запас влаги в почве, осадки, температура и влажность воздуха или дефицит его влажности.

Не имея возможности излагать здесь все приближенные способы и формулы расчета суммарного испарения в том числе и региональные, отметим, что все они не отличаются высокой точностью. Поэтому в каждом случае требуется выбор наиболее подходящего для интересующего района способа или формулы, учитывая, разумеется, имеющиеся исходные данные. Такой выбор должен осуществляться по возможности путем проверочных расчетов и сопоставления их результатов с данными измерений суммарного испарения или влагозапасов в метровом или полуметровом слое почвы. При этом необходимо также учитывать имеющийся уже опыт разработок методики прогнозов весеннего стока в данном районе или зоне.

Коротко остановимся на двух способах расчета испарения и запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы, предложенных в свое время В. Г. Андреяновым [2] и В. А. Романенко [62]. Как показала выполненная в Гидрометцентре сравнительная оценка различных способов расчета, эти способы дают заметно лучшие по сравнению с другими способами результаты для сухостепной, степной и лесостепной зон.

Формула Андреянова для расчета месячных значений суммарного испарения (E мм/мес) имеет следующий вид:

$$E = (W'_0 + kx) \varepsilon / W'_{\text{нв}}, \quad (2.62)$$

где W'_0 — начальный запас продуктивной влаги в метровом или полуметровом слое почвы, мм; $W'_{\text{нв}}$ — запас продуктивной влаги в том же слое, соответствующий влажности почвы, равный наименьшей (полевой) влагоемкости, мм; x — месячное количество

осадков, мм; k — параметр, зависящий от характера почвы, равный

$$k = 1 - 1,78W'_0/W'_{\text{нв}}; \quad (2.63)$$

ε — испаряемость (мм/мес), под которой понимается потенциальная интенсивность испарения при заданных метеорологических условиях и неограниченности доступного для испарения запаса влаги; в практических расчетах ее часто принимают равной испарению с водной поверхности и вычисляют по приближенным формулам; в данном случае — по формуле типа формулы Дальтона

$$\varepsilon = 17,5(1,15e_{\text{п}} - e_{200}), \quad (2.64)$$

где $e_{\text{п}}$ — давление насыщенного водяного пара при температуре испаряющей поверхности, гПа; e_{200} — парциальное давление водяного пара (абсолютная влажность воздуха) на высоте 200 см, гПа.

Расчет испарения по формуле Андреянова можно выполнять и по декадным интервалам, используя декадные суммы осадков и декадные значения испаряемости. При вычислении последних берут средние декадные значения абсолютной влажности и температуры испаряющей поверхности, а полученный результат делят на 3. Наиболее трудным при расчетах испарения по формуле (2.64) является определение средней температуры испаряющей поверхности, что связано с ограниченностью данных наблюдений.

Способ Романенко разработан с использованием данных агрометеорологических наблюдений в пределах Украины непосредственно для расчета показателя осеннего увлажнения метрового слоя почвы в виде запаса продуктивной влаги в нем в миллиметрах. Способ успешно применяют в условиях Украины и в других физико-географических условиях.

Для определения запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы на конец расчетного (месячного) интервала ($W_{\text{к}}$ мм) предложены две формулы:

$$W_{\text{к}} = (W'_{\text{н}} + x) \exp(-0,0027\varepsilon^{0,8}) \quad (2.65)$$

и

$$W_{\text{к}} = (W'_{\text{н}} + x) \exp(-0,007\bar{\Theta}), \quad (2.66)$$

в которых $W'_{\text{н}}$ — начальный (на конец предшествующего месяца) запас продуктивной влаги, мм; x — количество осадков за месяц, мм; $\bar{\Theta}$ — средняя месячная температура воздуха, °C; e — основание натуральных логарифмов; ε — испаряемость (мм/мес), принимаемая равной испарению с водной поверхности, которое рассчитывают по формуле Н. Н. Иванова [19]

$$\varepsilon = 0,0018(25 + \bar{\Theta})^2(100 - \bar{f}), \quad (2.67)$$

где $\bar{f}$ — средняя месячная относительная влажность воздуха, %; $\bar{\Theta}$ — средняя месячная температура воздуха, °C.

Первая из двух приведенных расчетных формул является более общей, применимой для бассейнов в различных климатических зонах, так как учитывает в явном виде две важнейшие климатические характеристики — температуру и относительную влажность воздуха. Вторая формула применима в зонах неустойчивого и недостаточного увлажнения (сухостепной, степной и лесостепной). Расчет по обеим формулам можно вести и по декадным интервалам, используя соответствующие значения входящих в них переменных, а конечный результат при этом разделить на 3. Это в равной мере относится и к формуле для расчета испаряемости (2.67). В целях ускорения расчетов все три формулы легко представить в виде расчетных графиков.

Предложенный В. А. Романенко способ может быть также использован и для расчетов месячных или декадных значений суммарного испарения с использованием формул

$$E = (W'_n + x) - (W'_n + x)^{\exp(-0,0027t^{0,8})} \quad (2.68)$$

или

$$E = (W'_n + x) - (W'_n + x)^{\exp(-0,007\bar{t})}. \quad (2.69)$$

Условные обозначения см. (2.65), (2.66).

Расчет запаса продуктивной влаги в метровом слое почвы к началу зимы рекомендуют вести начиная с мая. При отсутствии измерений влажности почвы в апреле начальный запас продуктивной влаги в почве можно принимать равным среднему многолетнему его значению на конец апреля, или равным запасу продуктивной влаги, соответствующему наименьшей влагоемкости. Опыт показывает, что в процессе последовательного вычисления W'_k влияние погрешности определения начального влагозапаса довольно быстро затухает и эта погрешность не может слишком сильно сказываться на конечном результате. Пример последовательного расчета запасов продуктивной влаги в слое 0—100 см по способу Романенко приведен в табл. 2.6.

Как показывает опыт сравнительного исследования [31], преимущество двух рассмотренных способов оценки влагозапасов в почве состоит в том, что при всей их приближенности они не дают систематических отклонений вычисленных влагозапасов от измеренных. Другими словами, уравнения регрессии вида $W'_{\text{изм}} = f(W'_{\text{выч}})$ — линейны и в обоих случаях угловой коэффициент близок к единице, а свободный член равен нулю. Что касается погрешностей собственно расчета запаса продуктивной влаги в метровом слое почвы, то их среднее квадратическое значение по данным проверки на материалах Придеснянской и Нижнедевицкой водно-балансовых станций составило соответственно 32 и 27 мм. Это близко к точности расчета при определении испарения по данным измерений с помощью почвенных испарителей ($\sigma = 25$ мм).

Более строгий в физическом смысле расчет вертикального распределения влажности почвогрунтов и динамики их влагосодержа-

ния требует, как уже говорилось, решения соответствующей системы уравнений, описывающих тепло- и влагоперенос при заданных метеорологических условиях. Такие расчеты практически возможны лишь с помощью ЭВМ и требуют большого объема дополнительной информации. Недостаток последней является причиной того, что опыт таких расчетов применительно к речным бассейнам еще невелик и не вышел из рамки исследований [39, 43]. Вместе с тем научное значение такого рода расчетов очевидно и состоит

Таблица 2.6

Численный пример расчета показателя осеннего увлажнения почвы

Расчетный интервал месяц, декада	Исходные данные			Вычисленная величина				
	Θ °C	f %	x мм	z	$e^{-0,0027 z}$	W'_H	$W'_H + x$	W'_K мм
V	11,6	73	38	65	0,927	150	188	128
VI	18,1	62	56	127	0,878	128	184	97
VII	23,2	56	85	184	0,839	97	182	79
VIII	17,3	65	68	113	0,888	79	147	84
IX	10,8	82	53	42	0,948	84	137	106
X	7,6	93	48	13	0,979	106	154	138
XI ₁	5,2	95	15	3	0,994	138	153	148
XI ₂	3,1	97	23	2	0,995	148	171	167

в том, что в принципе только они позволяют определять вертикальные профили влажности и температуры почвы, рассчитывать интенсивность инфильтрации талой воды и определять наиболее показательную характеристику водопроницаемости почвы — ее льдистость. Эти расчеты являются наиболее объективным физическим обоснованием упрощенных способов определения косвенных характеристик водопоглотительной способности речных бассейнов, к которым приходится прибегать в практике прогнозов ввиду недостатка данных наблюдений.

Коротко остановимся на некоторых других косвенных показателях водопоглотительной способности речных бассейнов, нашедших применение в практике прогнозов весеннего стока. На рис. 2.13 представлено семейство осредненных кривых истощения запаса продуктивной влаги в полуметровом слое почвы как функций календарного времени, полученное В. Н. Паршиным эмпирически по данным гидрометеорологических станций на территории Северного Казахстана за периоды отсутствия осадков. Кривые характеризуют ход истощения запаса влаги в почве за счет испарения. При данном начальном запасе они отвечают среднему многолетнему ходу температуры и дефицита влажности воздуха в отсутствие осадков. На рисунке ясно видно, как в среднем меняется интенсивность испарения от июля к ноябрю при одном и том же начальном запасе продуктивной влаги.

В условиях сухостепной зоны, где летний дождевой сток отсутствует, выпадение осадков должно менять запас влаги в почве скачком на величину, равную количеству этих осадков. Таким образом, наличие такого семейства кривых позволяет значительно упростить расчет показателя увлажнения, как это показано на рисунке. Основной недостаток такого расчета заключается в том, что в нем не учитываются фактические в данном году метеороло-

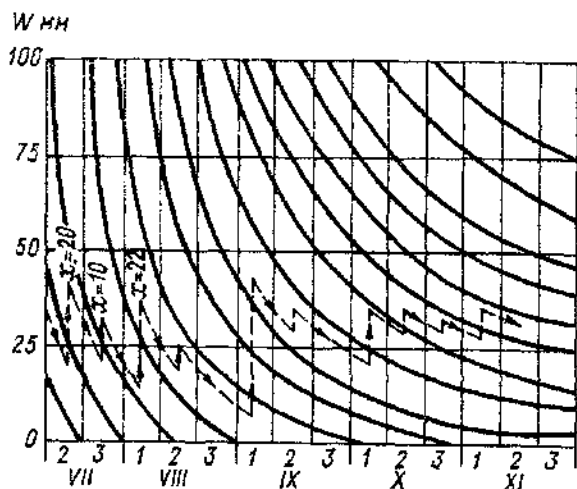


Рис. 2.13. Кривые истощения запаса продуктивной влаги в полуметровом слое почвы в летне-осенний период при отсутствии осадков.

По данным наблюдений агрометстанций Западного и Северного Казахстана.

гические условия и неравномерность осадков в бассейне. Однако в условиях сухостепной зоны лимитирует практическое применение этого простого приема не столько этот недостаток, сколько трудности построения самих кривых истощения влагозапасов, которые обусловлены ограниченностью данных наблюдений за влажностью почвы. Нетрудно заметить, что описанный упрощенный прием вытекает из ранее рассмотренных формул, а его практическое применение оправдывает себя в условиях сухостепной зоны.

Как показатель водопоглощительной способности речных бассейнов запас влаги в почве можно выразить не только в абсолютных единицах (миллиметрах слоя), но и в безразмерных (относительных) единицах. Например, в виде отношения влагозапаса в заданном слое почвы к наименьшей влагоемкости последней в том же слое, т. е. в долях НВ или в виде отношения запасов продуктивной влаги к запасу продуктивной же влаги при влажности разрыва капилляров, который принимают равным 0,7—0,75 от продуктивной влаги при наименьшей влагоемкости почвы [29]. Как показывает

опыт, выражение влагозапасов в относительных величинах вполне оправдывает себя в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения, где вариация их наибольшая.

Глубина промерзания почвы, как уже отмечалось, является определенно косвенной характеристикой водопоглотительной способности почвы, но не столько сама по себе, сколько в сочетании с запасом влаги в почве, характеризующая льдистость, температуру и продолжительность разморозки последней. Появившийся в свое время в практике прогнозов весеннего стока простейший показатель льдистости в виде произведения запаса продуктивной влаги в почве на глубину ее промерзания в конце зимы не может быть отнесен к числу физически обоснованных ввиду его очевидного недостатка, который состоит в том, что одному и тому же значению произведения (WI) может отвечать существенно различная водопоглотительная способность мерзлой почвы. Например, при малом увлажнении почвы и большой глубине ее промерзания и, наоборот, при высоком увлажнении и малой глубине промерзания, поскольку роль этих двух факторов в процессах водопоглощения физически отнюдь не равнозначна, как это следует из простого перемножения двух переменных. Тем не менее при чисто регрессионной оценке на ограниченном ряде наблюдений такое произведение может иногда оказаться «достаточно показательным» скорее всего лишь в зоне избыточного увлажнения, т. е. при относительно малой изменчивости влагозапасов и глубины промерзания почвы, или даже только глубины промерзания. В последнем случае, естественно, отпадает необходимость учета последней, что и обнаруживается на практике в лесной зоне избыточного увлажнения.

Большой опыт разработок методики и оперативного выпуска прогнозов весеннего стока рек ЕТС, Западной Сибири и равнинного Казахстана определенно свидетельствует о том, что относительное влияние предшествующего увлажнения почвогрунтов на весенний сток уменьшается от зон недостаточного и неустойчивого увлажнения к лесной зоне, т. е. соответственно уменьшению изменчивости этого второго (после снегозапасов) по важности фактора формирования талого стока. Аналогично (в отношении изменчивости), но в меньшей мере, сказывается на весеннем стоке и глубина промерзания почвы. В связи с этим недостаточно обоснованным является высказываемое иногда мнение о том, что в западной и центральной частях лесостепной зоны ЕТС (бассейны верхней Оки, Дона, левых притоков Днепра) изменчивость водопроницаемости почв зависит главным образом от глубины промерзания почвы, которая и является основным фактором потерь талых вод.

Отметим, кстати, что в этих и более южных степных районах хотя и редко, но существенное влияние на снижение стока оказывает аномально растянутое снеготаяние, особенно когда оно совпадает с относительно низким предшествующим увлажнением почвы. К сожалению, современные возможности метеорологических прогнозов практически не позволяют учитывать этот фактор в долгосрочных прогнозах весеннего стока.

В условиях лесной зоны косвенным показателем увлажнения бассейнов может быть лишь сумма осадков за достаточно длительный период до установления морозов. Однако более показательным для оценки общей увлажненности бассейнов является осенний паводочный или общий осенне-зимний сток в данном бассейне в миллиметрах или в отношении к норме, который характеризует не только степень насыщенности влагой зоны аэрации почвогрунтов, степень заполнения водой болот, но и запас грунтовых вод на конец зимы. Паводочный сток за осенний период лучше определять по данным о расходах воды небольших рек, так как на гидрографах этих рек легче выделить все паводки, в том числе и небольшие.

В связи с производством авиационных гамма-съемок запасов воды в снежном покрове, о которых говорилось ранее, в недавнее время выдвинуто предположение о возможности использования уровня начального гамма-поля, измеряемого осенью до установления снежного покрова, в качестве косвенного показателя запасов влаги в метровом слое почвогрунта [11]. Это предположение вытекает из того, что уровень естественного гамма-поля зависит в какой-то мере от влажности некоторого верхнего слоя почвы, а следовательно представляется вероятной достаточно высокая степень корреляции между этим уровнем в условных единицах и запасом влаги в более мощном заданном слое почвогрунта. Наличие такой корреляции в принципе открыло бы хорошую перспективу для площадных съемок влагозапасов в почве. Для решения этой важной задачи требуется, однако, проведение обстоятельных экспериментальных исследований в различных физико-географических зонах.

В заключение отметим, насколько возможно использование в качестве показателя водопоглотительной способности речных бассейнов таких характеристик, как мощность и относительная площадь распространения водонепроницаемого слоя в мерзлой почве. Проведенные в последнее 20-летие теоретические и экспериментальные исследования относительно возможности установления теплофизическим методом критериев водонепроницаемости для разных по типу и механическому составу почв [25] позволили прийти к выводам, расширившим физические представления о процессе инфильтрации талой воды в мерзлую почву, в частности, образования в ней водонепроницаемого слоя. К их числу относятся следующие:

а) образование водонепроницаемого слоя в почве может происходить не только при замерзании переувлажненной с осени почвы, но и в процессе поступления талой воды в мерзлую почву;

б) замерзание этой воды в крупных порах вызывает уменьшение водопроницаемости почвы, а при определенных условиях полную закупорку водопроводящих пор, т. е. образование водонепроницаемого слоя;

в) это происходит за счет того, что замерзает талая вода, имеющая близкую к 0°C температуру, в крупных порах, а выде-

ляемое при этом тепло затрачивается на таяние прежде всего связанной мало подвижной воды замерзающей и оттаивающей при температурах ниже 0°C .

г) тепловое взаимодействие поэтому не играет существенной роли в капиллярных системах, лишенных связанной воды (пески), и наоборот, играет важную роль в тонкодисперсных (суглинки, глины) почвогрунтах;

д) повышение температуры мерзлых тонкодисперсных почвогрунтов не сопровождается увеличением интенсивности инфильтрации талой воды вплоть до полного их оттаивания;

е) для образования водонепроницаемого слоя в процессе инфильтрации необходимо, чтобы «запас холода» в почве был не меньше количества тепла, приносимого в нее талой водой и выделяемого при ее замерзании;

ж) водонепроницаемый слой как правило образуется в приповерхностном горизонте почвы и оттаивает только после схода снега;

з) согласно расчетам, например, в обыкновенном черноземе (плотность $1,2 \text{ г/см}^3$) при температуре почвы -1°C для образования водонепроницаемого слоя начальная объемная влажность должна составлять не менее 49 %, а при температуре -5°C — 41 %; для дерново-подзолистой тяжелосуглинистой почвы (плотность $1,5\text{—}1,6 \text{ г/см}^3$) начальная влажность должна составлять соответственно не менее 38 и 30 %;

и) при влажности почвы менее 0,7 НВ водонепроницаемый слой в почве практически не образуется.

Что касается непосредственных расчетов мощности водонепроницаемого слоя и относительной площади его распространения, как показателей водопоглощения, то они затруднены по тем же причинам недостатка данных наблюдений. Единичные же попытки их корреляционного выражения соответственно через произведение объемной влажности почвы в слое 0—20 см (в процентах) на максимальную за зиму глубину ее промерзания и объемной влажности в том же слое (в процентах) не дают пока оснований для определенных рекомендаций, кроме одной — необходимости проведения дальнейших испытаний на массовых материалах, включая оперативный выпуск прогнозов.

Глава 3. Методические основы долгосрочных прогнозов весеннего стока равнинных рек

3.1. Общая характеристика практических приемов прогнозов

В основе любого научно обоснованного метода прогнозов должны лежать вполне определенные физические предпосылки или определяющие его теоретическую основу положения. В физически априорных случаях это может быть разной степени приближения детерминистическая модель, непосредственно описывающая процесс формирования интересующего явления, а в менее определенных случаях — хотя бы достаточно обоснованная концепция, отражающая причинно-следственную взаимосвязь факторов. Это в полной мере относится к методам гидрологических прогнозов вообще и к рассматриваемым в настоящей главе методам долгосрочных прогнозов весеннего стока равнинных рек.

Другой особенностью прогнозов, отличающих их от решения физических задач, является весьма существенная роль, которую играет в них элемент неопределенности, связанный как с недостатками исходной информации, что лишает возможности проведения достаточно глубокого физического анализа, так и незнание будущих условий за период заблаговременности прогноза, непосредственно влияющих на результат расчета ожидаемого значения предсказываемой переменной. Наконец, третья особенность методов гидрологических прогнозов, в частности прогнозов стока, состоит в их эмпирическом и в большой мере дискретном характере. Это вытекает из того, что количественное описание процесса формирования стока практически возможно лишь на основе эмпирического определения всех необходимых для этого параметров и только применительно к конкретным речным бассейнам.

Конечно, это совсем не означает, что в гидрологии в принципе нет возможностей для каких бы то ни было обобщений территориального характера. Суть проблемы состоит в дискретности процессов стока, обусловленных неоднородностью и многообразием физико-географических условий, и в необходимости натуральных гидрометеорологических и других наблюдений. Например, такой важнейший элемент режима, как суммарные потери стока, как правило, может быть определен только из условий водного баланса конкретного речного бассейна. То же можно сказать и в отношении ряда других характеристик и параметров гидрологического режима, которые необходимы для разработки методики прогнозов стока. К их числу относятся, в частности, такие, как интенсивность инфильтрации воды в почву, интенсивность снеготаяния в поле и в лесу и др.

Переходя к общей характеристике практических методов долгосрочных (сезонных) прогнозов весеннего стока, укажем, что если отвлечься от деталей технического характера, то таких методов можно выделить три.

1. **Прямой воднобалансовый расчет**, в основе которого лежит элементарное алгебраическое суммирование за период половодья составляющих водного баланса речного бассейна в целом или раздельно для полевой и лесной его частей. Для такого расчета необходимо определить все основные составляющие водного баланса, что, естественно, связано с большими трудностями.

2. **Физико-статистический воднобалансовый метод**. В основу этого метода положена достаточно общая детерминистическая модель речного бассейна как системы с неравномерным распределением емкости и переменной инфильтрационной способностью почв. Вытекающие из этой модели интегральные уравнения стока и приближенные формулы дают достаточно определенное физическое представление об общем виде воднобалансовых эмпирических зависимостей стока от основных его факторов.

3. **Статистические методы**, включающие главным образом корреляцию, в том числе множественную, с отбором предикторов методами просеивания. К ним относятся также попытки разработок территориальных прогнозов стока для определения среднего в данном районе стока и перехода от него к стоку в отдельных бассейнах, а также более сложных приемов расчета поля стока по заданному полю снегозапасов с учетом других факторов стока.

Как следует из сказанного, во всех трех случаях разработка собственно методики долгосрочных прогнозов стока за половодье в интересующем нас бассейне сводится в первом случае к ежегодной оценке по данным наблюдений значений составляющих элементов водного баланса в бассейне, а в двух других — к определению параметров уравнений по доступным материалам многолетних наблюдений за стоком и другими влияющими на него факторами, которые необходимы для расчета ожидаемого стока.

В практике гидрологических прогнозов еще во многих случаях основным инструментом для их выпуска служат эмпирические зависимости, установленные и представленные графически. Надо сказать, что и в настоящее время, когда вычислительная техника позволяет очень быстро выполнять любые сложные расчеты, построение графических зависимостей остается полезным и необходимым с точки зрения визуального контроля и оценки репрезентативности данных.

Ограниченность, и в общем невысокая точность, гидрометеорологических наблюдений вносит в разработку методики прогнозов немало трудностей, а иногда и определенную долю субъективизма. В связи с этим уместно подчеркнуть, что обстоятельный анализ и правильная объективная обработка исходных материалов наблюдений является одним из главных условий обеспечения объективности методики прогнозов стока и ее оценки.

В практике разработок методики прогнозов бывают еще случаи, когда ради достижения более высокого или формально допустимого значения критерия ее качества, идут на недостаточно обоснованную выбраковку данных или введение в них поправок, а иногда на некорректное (формальное) построение эмпирических зависимостей без учета погрешностей исходных данных. При малых объемах выборок такого рода разработки, как правило, не выдерживают испытания временем.

Коротко остановимся на практической применимости (ограничениях и недостатках) перечисленных выше методов прогнозов весеннего стока.

3.1.1. Прямой воднобалансовый расчет

Как показывает опыт, элементарный воднобалансовый расчет весеннего стока применим практически только в условиях лесной зоны избыточного увлажнения, где водопоглотительная способность речных бассейнов определяется главным образом свободной емкостью верхних слоев почвы, болот и других емкостей, затратой воды на пополнение грунтовых вод и потерями воды на испарение со снега и с водной поверхности в период половодья. В своем простейшем варианте метод был применен для прогнозов стока по небольшому числу речных бассейнов лесной зоны (Верхняя Волга, Западная Двина), путем построения эмпирических зависимостей потерь весеннего стока от среднего значения запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы на конец октября, сложенного с осадками за период от этой даты до даты образования устойчивого снежного покрова* (рис. 3.1). Расчет ожидаемого весеннего стока выполняли по уравнению

$$Y = S + N_x + N_{д.с} - P, \quad (3.1)$$

где S — измеренный максимальный запас воды в снежном покрове на конец зимы, мм; N_x — норма осадков за период от даты максимума снегозапасов до схода снега в лесу, мм; P — потери стока, вычисленные по эмпирической зависимости для данного бассейна, мм; $N_{д.с}$ — норма дождевого стока за период после схода снега в лесу до конца половодья, мм.

Более широкую проработку воднобалансовый метод получил на примере бассейна Верхней Вятки на базе экспедиционных данных измерений, которые по составу, объему и целям далеко выходят за рамки стандартных сетевых наблюдений. В итоге было проведено определение (приближенное) таких составляющих потерь стока, как испарение со снега зимой и в период его таяния, затрат воды на увлажнение метрового слоя почвогрунтов, на пополнение запасов грунтовых вод и на заполнение свободной емкости болот отдельно для поля и леса и различных по механическому составу почв с целью непосредственного их введения в уравнение

* В действительности потери стока зависят и от суммарной подачи воды.

водного баланса отдельно для открытых и залесенных частей бассейна. Что касается общего стока, то он определялся как средний взвешенный с учетом относительных площадей поля и леса и с прибавлением подземной составляющей стока и нормы дождевого стока на спаде половодья [11].

При всей простоте алгебраического уравнения водного баланса бассейна определение составляющих потерь стока более трудоемко, требует дополнительных наблюдений и содержит ряд неопре-

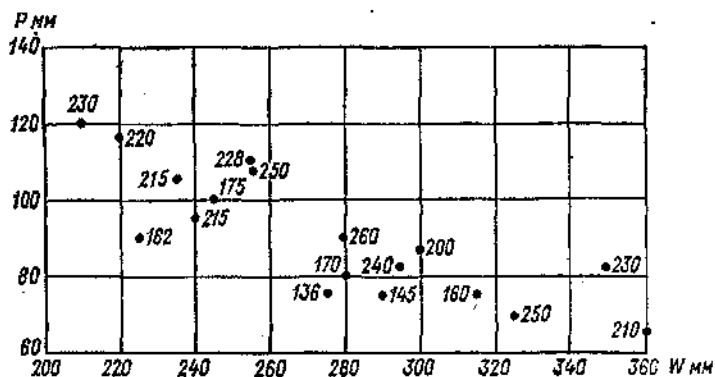


Рис. 3.1. Зависимость потерь весеннего стока для одной из рек лесной зоны от запасов влаги в метровом слое почвы на конец октября предшествующего года.

Числа у точек — запас воды в снежном покрове.

деленностей и допущений, которые нуждаются в дополнительной проработке и проверке. Трудности реализации метода еще более возрастают при недостатке необходимых наблюдений. Рекомендуемые для этого случая пути решения задачи еще более усложняют приближенное определение составляющих потерь стока, а приводимые для этой цели эмпирические зависимости, полученные на коротких выборках, также нуждаются в дополнительной проверке.

Сказанное свидетельствует о том, что данный метод при существующей ограниченности наблюдений за снегозапасами и влажностью почвы в поле и в лесу вряд ли сможет в ближайшее время получить широкое применение без существенного улучшения наблюдений.

Необходимо также иметь в виду и то, что при низкой точности косвенного определения снегозапасов и влажности почвы в лесу раздельный расчет потерь стока для поля и леса отнюдь не обязательно ведет к повышению точности прогнозов стока. В этом легко убедиться, пользуясь методами теории ошибок, на простых примерах. Это замечание в равной мере относится к раздельному определению составляющих потерь стока, поскольку дисперсия погрешностей прогнозов стока в этом случае равна сумме дисперсий погрешностей определения каждой составляющей уравнения водного баланса бассейна. Поэтому тщательный сравнительный анализ погрешностей в этом случае необходим.

3.1.2. Физико-статистический метод

Этот метод также базируется на условии водного баланса речного бассейна за период половодья, но в принципе отличается тем, что в основу расчета водопоглощения (потерь) и стока положена определенная теоретическая модель. Такая модель позволила независимо от эмпирических данных получить (см. главу 1) интегральные уравнения стока для емкостного и инфильтрационно-емкостного типов водопоглощения, которые дают физически объективное представление об общем (нелинейном) виде зависимости стока, а значит и его потерь, от определяющих их факторов именно при данных типах водопоглощения. Эти уравнения определяют одновременно и возможность эмпирического решения задачи о прогнозе стока путем графического построения зависимостей или определения соответствующих параметров приближенных уравнений для конкретных бассейнов, пользуясь имеющимися данными многолетних гидрометеорологических наблюдений с учетом особенностей бассейнов в различных физико-географических зонах.

Воднобалансовый физико-статистический метод прошел многолетнюю апробацию. Уже более 30 лет он достаточно успешно используется в оперативной практике прогнозов весеннего стока рек и притока воды в водохранилища и озера в различных географических зонах страны. Не касаясь специфики его применения в различных условиях, напомним еще раз о важном различии двух типов водопоглощения, которые могут иметь место в природе.

Наиболее простой с точки зрения возможностей оценки емкостный тип водопоглощения идентичен поверхностному задержанию, поскольку просачивание воды в почву происходит в этом случае с той же интенсивностью, с какой она поступает, а сток становится возможным только с тех площадей, на которых заполнилась свободная емкость почвенных пор и емкость депрессий микро-рельефа. Полностью поглощающие воду пески, например, идентичны очагам неограниченной емкости. Интенсивность поступления воды на поверхность бассейна не может при этом оказывать влияние на водопоглощение, которое зависит только от наличия свободной емкости и величины бессточной площади при данном количестве поступившей воды.

В отличие от емкостного типа водопоглощения при инфильтрационно-емкостном типе интенсивность просачивания воды меньше интенсивности ее поступления на поверхность почвы и сток формируется за счет избытка воды над просачиванием и свободной емкостью крупных некапиллярных пор почвы и депрессий микро-рельефа. В этом случае отношение интенсивности поступления воды к интенсивности ее просачивания становится важным фактором водопоглощения и стока. Другими словами, при прочих равных условиях потери и сток должны зависеть в этом случае от продолжительности или интенсивности снеготаяния. Это делает более сложным решение задачи прогнозов, поскольку в настоящее время нет еще достаточно надежных способов заблаговременной

оценки ни интенсивности снеготаяния, ни интенсивности инфильтрации талой воды в мерзлую почву.

В естественных речных бассейнах на разных площадях часто могут иметь место оба типа водопоглощения. В связи с этим для обоих типов водопоглощения особенно необходимо знать общий вид зависимостей стока от определяющих его факторов.

Коснемся, кстати, чисто терминологического вопроса. В последнее время в литературе под названием «физико-статистических прогнозов» находят применение чисто статистические разработки для прогнозов различных элементов, в которых не рассматривается физическая основа для решения задачи на базе, скажем, системного анализа. Такого рода разработки, какими бы они не были сложными в статистическом смысле, не имеют основания именоваться физико-статистическими, поскольку не затрагивают физической сути процессов формирования предсказываемого явления.

3.1.3. Статистические методы

Корреляция — один из приемов, который получил широкое применение еще на ранней стадии развития гидрологического анализа и прогнозов. Это обуславливалось не только крайней ограниченностью данных наблюдений, но и ограниченностью знаний в отношении закономерностей формирования талого стока. Следует, однако, отметить, что объективный регрессионный анализ и корреляция сыграли большую положительную роль в изучении различных сторон формирования весеннего стока, в постановке экспериментальных воднобалансовых исследований и развитии массовых сетевых гидрометеорологических наблюдений, наконец, в развитии концепций и углублении физических представлений о сложном процессе формирования талого стока.

Чисто статистические методы отнюдь не потеряли своего практического значения в прогнозах весеннего стока и в настоящее время. К ним приходится прибегать тогда, когда в силу недостатка и невысокой точности гидрометеорологических наблюдений невозможен воднобалансовый расчет. В таких случаях определенное представление о возможности прогнозов могут дать только методы регрессионного (корреляция) и дискриминантного анализа. В условиях, где влияние таких факторов как изменчивость предшествующего увлажнения и промерзания почвы относительно невелико, линейная корреляция между стоком, снегозапасами и увлажнением может давать приемлемые результаты как простейшая аппроксимация интегрального уравнения стока в диапазоне, в котором нелинейность этого уравнения слабо выражена.

Что касается таких путей разработки методики территориальных прогнозов, как расчеты поля стока или регрессионные способы расчета среднего для района значения стока, то опыт их еще не так велик, чтобы уже могла идти речь о конкретных рекомендациях. Разработки этого типа требуют дальнейших исследований и опытной проверки в целях объективной оценки такого рода

прогнозов, при существующей системе гидрометеорологических наблюдений.

В заключение нельзя не отметить и попыток применения статистических методов различной степени сложности с целью разработки методики долгосрочных прогнозов сезонного и годового стока (иногда и большей заблаговременности), базирующихся в основном на двух подходах: на отыскании внутрирядной корреляции и цикличности во временных рядах стока в целях разработки методики экстраполяции для определения стока с заданной заблаговременностью или на отыскании многофакторных регрессионных связей с набором различных предикторов гидрометеорологического и иного характера, о чем уже говорилось выше. Надо сказать, что последний подход получил распространение в метеорологических разработках. В гидрологических прогнозах к этой категории поисков можно отнести попытки установления корреляционных связей между стоком и некоторыми предшествующими характеристиками атмосферной циркуляции. Опыт показывает, что на ограниченных выборках иногда удается получить формально удовлетворительные зависимости, которые, однако, часто оказываются неустойчивыми и не выдерживают испытания временем.

3.2. Общность и особенности разработки методики прогнозов весеннего стока в различных физико-географических условиях

Различие климатических условий определяет известную географическую зональность (рис. 3.2). Границы зон на этом рисунке показаны в пределах той территории, которая не относится к высокогорным областям с характерной для них вертикальной зональностью климата. Хотя рельеф в отдельных частях этой территории весьма различен — от плоских равнин Северного Казахстана и Западной Сибири до Восточно-Сибирского плато, Урала и Казахского мелкосопочника — характерной чертой водного режима большинства рек является типичное для равнин весеннее половодье, обусловленное относительно быстрым таянием аккумулярованного за зиму снега.

Эта климатическая общность режима рек, как известно, отнюдь не результат идентичности условий формирования стока. Наоборот, в различных географических зонах и даже в пределах одной зоны процессы формирования талого стока отличаются существенными особенностями в отношении характера водопоглощения (потеря стока) и относительной роли осадков, участвующих в формировании половодья. Речной сток за период половодья составляет в различных зонах от 60 до 90 % годового.

Особенности водопоглощения, как уже не раз подчеркивалось, определяются главным образом характером и водно-физическими свойствами почвогрунтов, степенью и изменчивостью их предшествующего увлажнения, температурой и промерзанием, особенно-

стями рельефа и характером растительного покрова, т. е. как раз теми факторами, которые входят в число отличительных особенностей известных географических зон. Из этого следует, что базируясь на общей физико-статистической основе и теоретических положениях метода, практические приемы (методика) прогнозов весеннего стока для конкретных рек не могут не учитывать зональные особенности водопоглощения.

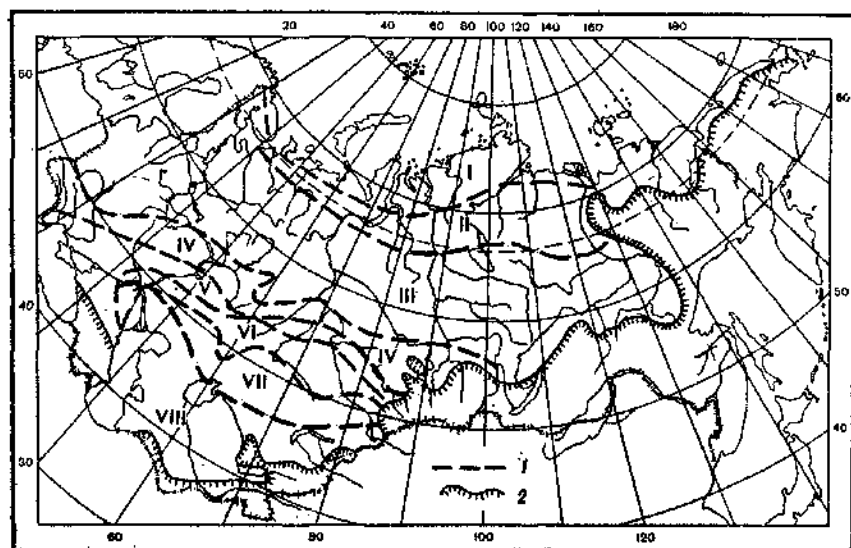


Рис. 3.2. Физико-географические зоны СССР.

I — тундра, II — лесотундра, III — лесная, IV — лесостепная, V — степная, VI — сухостепная, VII — пустынно-степная, VIII — пустынная. 1 — границы зон, 2 — высокогорные области.

Аналитические выражения для расчета сезонного стока (Y мм) получены путем интегрирования теоретических уравнений стока (см. главу 1) для двух типов водопоглощения с использованием двух однопараметрических функций распределения емкости. Последние близки по своему характеру и отражают в общем очевидную природную закономерность уменьшения размера площади с увеличением слоя, необходимого для заполнения емкости [51].

Для емкостного типа водопоглощения эти выражения имеют вид:

$$Y = X - E(U) \{1 - \exp[-X/E(U)]\} \quad (3.2)$$

и

$$Y = X - E(U) \operatorname{th}[X/E(U)], \quad (3.3)$$

где X — общее количество поступившей воды (суммарная подача), мм; $E(U)$ — максимальная свободная емкость в бассейне как

функция показателя предшествующего увлажнения (U), мм; th — знак гиперболического тангенса.

Формулы (3.2) и (3.3) отвечают условиям водопоглощения в зонах избыточного увлажнения и вечной мерзлоты, где определенно превалируют потери воды на заполнение свободной емкости.

Для инфильтрационно-емкостного типа водопоглощения расчетные формулы имеют вид:

$$Y = X - I - E_{\text{макс}} \{1 - \exp[-(X - I)/E_{\text{макс}}]\} \quad (3.4)$$

и

$$Y = X - I - E_{\text{макс}} \text{th}[(X - I)/E_{\text{макс}}]. \quad (3.5)$$

Здесь I — суммарное просачивание воды в миллиметрах, зависящее от его интенсивности i и продолжительности поступления воды при условии $i < h$, где h — интенсивность поступления воды, $E_{\text{макс}}$ — параметр, характеризующий емкость бассейна при отсутствии просачивания, мм.

Формулы (3.4) и (3.5) больше отвечают условиям водопоглощения в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения в бассейнах с плоским рельефом, при котором в большой мере может меняться бессточная площадь, а следовательно и суммарные потери воды. К сожалению, гидрология располагает пока скудными данными в отношении средних значений интенсивности инфильтрации талой воды в мерзлые почвы в масштабах речных бассейнов. Это затрудняет во многих случаях решение вопроса о преобладании того или другого типа водопоглощения. Поэтому там, где возможно, необходимо проводить приближенную оценку средней интенсивности инфильтрации, определяя суммарные потери воды на просачивание и приведенную продолжительность снеготаяния.

Для расчетов стока по формулам (3.2) и (3.3) и графического построения воднобалансовых зависимостей необходимо знать переменный параметр $E(U)$. В случаях большой изменчивости предшествующего увлажнения $E(U)$ устанавливается эмпирически по многолетним данным о ежегодных значениях X , Y и U , а при малой изменчивости — одним из приемов оптимизации.

Для расчета по формулам (3.4) и (3.5) необходимо определить вспомогательные зависимости $I(U)/X$ или $I(U, l)/X$, где l — средняя глубина промерзания почвы в бассейне. Эти зависимости, как и параметр $E_{\text{макс}}$, также определяют эмпирически по данным наблюдений за прошлые годы. Ежегодные значения суммарного просачивания I вычисляют в первом приближении так, как указано в главе 1 (см. рис. 1.6).

В действительности отношение I/X так же, как и разность $X - I$, зависит не только от степени водопроницаемости почвы (интенсивности просачивания), но и от интенсивности поступления талой воды на поверхность почвы. Однако последняя при данном запасе воды в снеге целиком зависит от условий погоды, которые неизвестны при выпуске прогноза. Поэтому практически она может

быть учтена лишь в виде среднего значения за многолетний период, что и обеспечивается автоматически при эмпирическом определении зависимостей $I(U)/X$ или $I(U, I)/\bar{X}$.

Опыт разработки методики прогнозов весеннего стока по рекам степной и лесостепной зон европейской части СССР показывает, что во многих случаях можно использовать в качестве аппроксимационных более простые формулы типа (3.2) и (3.3), в которых переменному параметру $P_0(U)$ или $P_0(U, I)$, заменяющему свободную емкость бассейна $E(U)$, придают смысл характеристики общих возможных потерь стока, например,

$$Y = X - P_0 \operatorname{th}(X/P_0), \quad (3.6)$$

или аналогично формуле (3.2).

Как следует из физических предпосылок, изложенных в главе 1, и приведенных расчетных формул, общим решением задачи разработки методики прогнозов является эмпирическое определение воднобалансовых зависимостей стока для конкретных бассейнов как функции, обычно, двух переменных — общего количества поступившей воды и того или другого показателя водопоглотительной способности бассейна. При определении последних используются свои аргументы и параметры (см. главу 2). Определение воднобалансовых зависимостей возможно как графическим, так и аналитическим или графоаналитическим способами.

Графический способ наиболее прост, но не аналогичен графической корреляции, так как требует соблюдения определенных условий, вытекающих из физического смысла зависимостей. Однако он не свободен от субъективизма, который чаще всего связан с некорректностью построения семейства кривых $Y=f(X, U)$, без соблюдения требований, вытекающих из теоретических положений об общем виде таких зависимостей. Например, при построении семейства кривых не соблюдается важное, воднобалансовое условие, что производные этих кривых не могут быть больше единицы ($dY/dX \leq 1$) и совсем не принимаются во внимание погрешности определения переменных X и Y . Это характерно для формального проведения кривых по значениям второй независимой переменной (показателя увлажнения) и ведет, как правило, к завышению оценки качества методики.

Более объективны графоаналитический и аналитический способы определения параметров воднобалансовых зависимостей с использованием приведенных выше формул, вспомогательных эмпирических зависимостей и процедур оптимизации. Проявление субъективизма, однако, возможно и в этом случае; чаще всего это бывает при определении показателей водопоглотительной способности бассейнов и вспомогательных зависимостей для расчета параметров водопоглощения.

Необходимо помнить и отдавать себе отчет в том, что в условиях недостатка информации и невысокой точности данных наблюдений, особенно при малом объеме выборок, формальная корреляция может приводить к получению в определенной мере

случайных и поэтому неустойчивых зависимостей, которые теряют свою «точность» с добавлением новых данных. Это может иметь место, например, при линейной аппроксимации эмпирических зависимостей стока с использованием в качестве независимых переменных нескольких показателей водопоглотительной способности речных бассейнов, таких как запас влаги в почве и глубина промерзания или температура последней. Увеличение числа независимых переменных при одном и том же объеме выборки (ряде наблюдений), как известно, повышает вероятность получения формально более «тесной» эмпирической зависимости, но одновременно снижает ее надежность (устойчивость). Особенно обманчивым в этом отношении может быть разделение выборок данных наблюдений по признакам увлажнения и глубины промерзания почвы, к которому прибегают иногда в целях установления зависимости стока, скажем, от снегозапасов и глубины промерзания почвы при высоком увлажнении последней, и в дополнение к ней отдельной эмпирической зависимости для определения поправок на увеличение потерь стока в годы с пониженным увлажнением почвы.

Методически более правильным является отдельный расчет стока с глубоко и слабо промерзших площадей в речном бассейне, которые в принципе могут быть определены, если известно интегральное распределение по площади глубины промерзания почвы при естественном допущении, что это распределение находится в обратной связи с распределением снегозапасов по площади. Другими словами, большим снегозапасам соответствует меньшая глубина промерзания.

На рис. 3.3. показан пример совмещенных графиков распределения доли площадей со слабым (20 см и менее) промерзанием почвы и относительного (в долях среднего для бассейна) запаса воды в снеге на ней как функции средней глубины промерзания. График построен на основании интегральной кривой распределения глубины промерзания почвы, полученной В. Д. Комаровым [28] для степной зоны, при среднем значении, равном 60 см. Он позволяет определять в первом приближении суммарную долю площади водосбора со слабо промерзшей почвой (f_{cn}) и запас воды в снеге на этой площади в долях среднего для всего бассейна (K_s). Зная последнюю величину, легко определить необходимые для расчета стока абсолютные значения снегозапасов на соответствующих слабо и глубоко промерзших площадях (мм):

$$S_{cn} = k_s S / f_{cn} \text{ и } S_{rn} = (1 - k_s) S / (1 - f_{cn}),$$

где S — средний запас воды в снеге в бассейне.

Реализация рассмотренной методики расчета стока встречает, однако, значительные трудности, связанные с недостатком данных, необходимых для определения функций распределения глубины промерзания почвы и потерь стока на площади со слабым ее промерзанием. Практически приближенные расчеты выполнялись с использованием постоянной функции распределения глу-

бины промерзания и подбором коэффициента стока с площади со слабо промерзшей почвой. Следует отметить также условность порогового деления почвы на слабо и достаточно промерзшую. Эти вопросы требуют дополнительных исследований. Поэтому предпочтительнее идти по пути определения параметра P_0 как функции запаса влаги в почве и глубины ее промерзания.

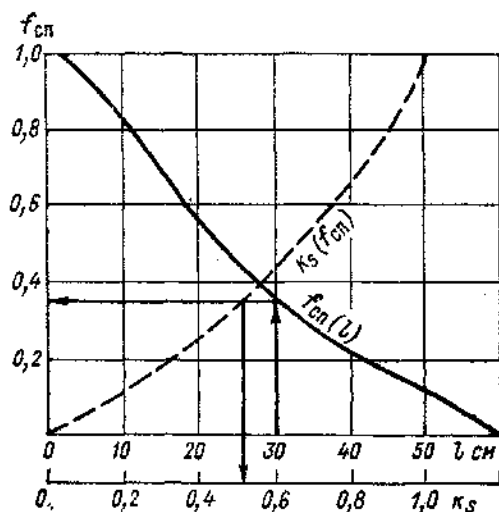


Рис. 3.3. Совмещенные графики распределения доли площади со слабым (<20 см) промерзанием почвы ($f_{сп}$) и относительного (в долях среднего для бассейна) запаса воды в снежном покрове на этой площади ($k_в$) как функции средней глубины промерзания.

Все сказанное о методике прогнозов весеннего стока равнинных рек относится к определению его главной составляющей — талодождевой. Что касается определения другой его составляющей — стока, обусловленного подземным питанием (Y_n), то ее расчет выполняют по приближенной формуле

$$Y_n = kTQ_n, \quad (3.7)$$

где Q_n — расход подземного питания за период половодья, m^3/s ; T — средняя многолетняя продолжительность весеннего половодья в сутках; k — коэффициент размерности (для выражения стока в миллиметрах), равный $=86,4/F$, где F — площадь бассейна, km^2 . Расход подземного питания Q_n принимают равным минимальному зимнему стоку, обычно среднему за период устойчивых минимальных расходов воды в реке.

В районах с частыми зимними оттепелями могут быть годы, когда минимальный расход в данную зиму нельзя определить.

В таких районах его следует установить по данным о низких зимних расходах за безоттепелые зимы в прошлые годы, оценив при этом и его изменчивость (среднее квадратичное отклонение).

При определении параметров расчетных уравнений тало-дождевого стока за период половодья и построения воднобалансовых зависимостей используют ежегодные значения суммарной подачи воды или, другими словами, общего количества воды, участвующей в каждом году в формировании весеннего стока:

$$X = S + x_1 \text{ или } X = S + x_1 + kx_2, \quad (3.8)$$

где S — максимальный запас воды в снеге, включая ледяную корку; x_1 — количество осадков от даты максимального снегозапаса до даты схода снега; x_2 — количество осадков от схода снега до окончания половодья; k — коэффициент, близкий к коэффициенту стока дождевых вод в период спада половодья. Последний вводится в целях возможно меньшего искажения воднобалансовой зависимости, т. е. преувеличения потерь талого стока за счет различия условий поглощения талых вод и осадков, выпадающих после схода снега на уже оттаявшую и подсохшую почву. Значение этого коэффициента при недостатке данных можно находить путем оптимизации.

При выпуске прогноза в конце зимы весенние осадки x_1 и x_2 бывают неизвестны, их принимают равными средним многолетним значениям (N_{x_1} и N_{x_2}):

$$X' = S + N_{x_1} \text{ или } X' = S + N_{x_1} + kN_{x_2}. \quad (3.9)$$

Что касается потерь воды на испарение со снега и с водной поверхности за период половодья, то их можно учесть двумя путями:

а) путем исключения этих потерь из общего количества поступившей воды (суммарной подачи) X при определении параметров и построении воднобалансовой зависимости и

б) не выделяя испарение из общей величины потерь стока, что при эмпирическом определении воднобалансовых зависимостей равносильно принятию их постоянными, равными среднему многолетнему значению в данных физико-географических условиях.

В практике применяют преимущественно второй путь по тем соображениям, что, во-первых, отсутствие массовых измерений испарения со снега ограничивает возможность надежной его оценки в различных физико-географических условиях и разработки методики прямого расчета, а во-вторых, эти потери менее изменчивы и во многих случаях относительно невелики. Разумеется, что при таком определении воднобалансовых зависимостей потери на испарение со снега и водной поверхности автоматически отражаются на значениях параметров $E(U)$, $E_{\text{макс}}$ и P_0 в приведенных выше расчетных формулах. Это не сказывается на точности расчетов стока, но важно учитывать при физической интерпретации параметров и оценке величин свободной емкости.

Таким образом, в общем случае ожидаемый сток за период половодья определяют как сумму двух его составляющих

$$Y_{\text{в}} = Y'_{\text{тд}} + Y_{\text{п}}, \quad (3.10)$$

где $Y'_{\text{тд}}$ — вычисленное значение тало-дождевой составляющей при весенних осадках, равных норме, мм; $Y_{\text{п}}$ — подземная составляющая стока (мм), согласно (3.7).

В практике разработки методики прогнозов весеннего стока могут быть и такие случаи, когда из-за недостатка данных нельзя достаточно надежно определить количество осадков за период снеготаяния и на спаде половодья для непосредственного их учета при вычислении суммарной подачи воды согласно (3.8). В таких случаях возможное решение задачи состоит в исключении из общего весеннего стока не только подземной, но и дождевой составляющей и в определении воднобалансовой зависимости лишь для талого стока $\dot{Y}_{\text{т}} = f(U, S)$. Для прогнозов весеннего стока при этом необходимо определить среднее многолетнее значение (норму) дождевой составляющей и статистические характеристики ее изменчивости. Ожидаемый весенний сток вычисляется в этом случае как сумма трех составляющих

$$Y_{\text{в}} = Y'_{\text{т}} + Y_{\text{п}} + N_{\text{д}}, \quad (3.11)$$

где $N_{\text{д}}$ — норма дождевой составляющей весеннего стока, а остальные обозначения прежние.

Заключительным этапом разработки методики прогнозов является статистическая оценка погрешностей проверочных прогнозов, регламентируемая Наставлением по службе прогнозов [44]. Ее выполняют за прошлые годы в расчетном и прогнозном вариантах, т. е. используют фактические данные об осадках и их нормах. Для более надежной оценки устойчивости эмпирических зависимостей при определении их параметров рекомендуют использовать не весь имеющийся ряд исходных данных, с тем чтобы можно было провести проверку погрешностей проверочных прогнозов по независимой выборке, т. е. для ряда лет не вошедших в разработку методики, или с учетом этой выборки, если она слишком мала по своему объему.

3.3. Определение параметров и построение воднобалансовых зависимостей

Важнейшим этапом разработки методики прогнозов весеннего стока является подготовка исходных данных за возможно более длительный ряд лет при соблюдении требований статистики в отношении однородности ряда. Этому вопросу посвящена предыдущая глава. Данный раздел касается только вопросов практического определения параметров и построения воднобалансовых зависимостей. Что касается исходных данных, то еще раз подчеркнем

здесь необходимость оценки точности определения таких основных переменных, как сток за половодье и средние для бассейна значения запасов воды в снеге и весенних осадков. Знание этих погрешностей необходимо для большей объективизации решения задачи.

Первым шагом на этом пути является графическое построение зависимости $Y=f(X, U)$ на основании подготовленной выборки исходных данных, и тщательного анализа условий формирования стока в каждом году при данном показателе осеннего увлажнения (U) и положения точек в корреляционном поле с учетом таких характеристик, как глубина промерзания почвы, продолжительность или интенсивность снеготаяния. Такой анализ позволяет установить степень влияния на сток предшествующего увлажнения бассейна и репрезентативность принятого показателя этого увлажнения, выявить влияние глубины промерзания и аномально большой длительности снеготаяния на потери стока, а также обнаружить возможные погрешности в самих исходных данных, в первую очередь в определении снеготаяния и суммарной подачи воды.

При построении графика зависимости используют фактические (наблюденные) значения весенних осадков в период снеготаяния и на спаде половодья. Анализ корреляционного поля с учетом опыта аналогичных разработок по другим бассейнам в данном районе или зоне дает возможность убедиться в необходимости учета, в частности, глубины промерзания, как дополнительного показателя водопоглотительной способности бассейна и корректировки значения коэффициента (или коэффициентов) при осадках на спаде половодья.

График необходимо строить с учетом погрешностей в определении суммарной подачи воды и так, чтобы его вид соответствовал общему виду воднобалансовой зависимости (см. главу 1). Это особенно важно при определении положения в корреляционном поле первой (верхней) кривой, характеризующей минимальные потери стока, т. е. потери, отвечающей высокой степени увлажнения (льдистости) почвогрунтов в бассейне. Например, очень близкое к линии равных значений расположение соответствующих точек отнюдь не говорит об отсутствии или очень малом значении потерь стока, а свидетельствует со всей очевидностью о погрешностях определения среднего запаса воды в снежном покрове в сторону преуменьшения.

Как показывает опыт, минимальное водопоглощение, которое складывается из поверхностного задержания (заполнения крупных капиллярных пор почвы, депрессий микрорельефа) и потерь на испарение со снега и водной поверхности, даже в условиях степной зоны с хорошо расчлененным рельефом составляет порядка 25—30 мм. В лесной зоне минимальное водопоглощение может быть в 2—3 раза больше благодаря пористости верхнего горизонта лесных подзолистых почв и влагоемкости лесной подстилки, меньшей расчлененности рельефа и значительной заболоченности бас-

сейнов. Следует также помнить, что при низкой точности определения снегозапасов и осадков в бассейне эмпирически трудно оценить влияние на сток предшествующего увлажнения, если оно находится в пределах погрешностей определения суммарной подачи воды.

Графическое построение воднобалансовых зависимостей путем проведения семейства кривых на глаз нередко страдает субъекти-

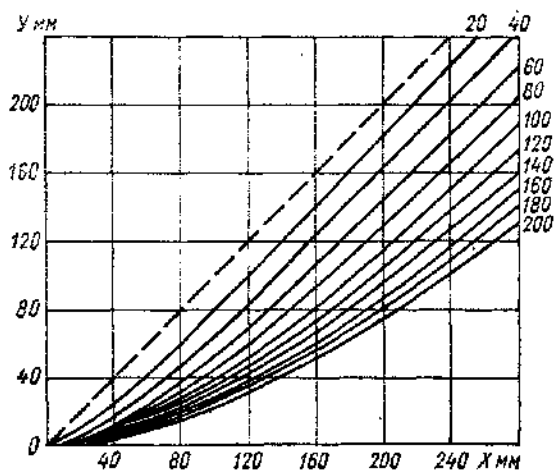


Рис. 3.4. Графический вид уравнения стока (3.2).

визмом, о чем уже говорилось, а еще чаще выполняется формально. В целях объективизации решения задачи вторым его шагом является выбор расчетных формул и определение их параметров по данным наблюдений за прошлые годы.

На рис. 3.4 и 3.5 представлен графический вид зависимостей, соответствующих уравнениям (3.2) и (3.3), а также идентичным уравнениям, если свободную емкость бассейна $E(U)$ трактовать как параметр, характеризующий общие потери стока $P_0(U)$. Кстати, в качестве аппроксимационной формулы в этом случае может быть использовано также уравнение

$$Y = X \exp(-P_0/X), \quad (3.12)$$

графический вид которого представлен на рис. 3.6.

Приведенные графики используют для установления вспомогательных зависимостей $E(U)$, $P_0(U)$ или $P_0(U, I)$, необходимых для определения этих параметров применительно к конкретному речному бассейну. Значения параметров находят следующим образом.

Сначала решают вопрос о наиболее подходящем виде уравнения. Это может быть выполнено путем сопоставления предварительно построенной для интересующего бассейна эмпирической

зависимости $Y=f(X, U)$ с приведенными на рис. 3.4—3.6 графиками. В условиях, когда влияние на сток предшествующего увлажнения бассейна незначительно и сами потери стока относительно невелики, выбор одной из трех формул не столь существен. Большее значение это имеет при больших диапазонах изменений снегозапасов и потерь стока.

После того как принят вид уравнения стока, для каждого года по наблюдаемым значениям X и Y с помощью соответствующего

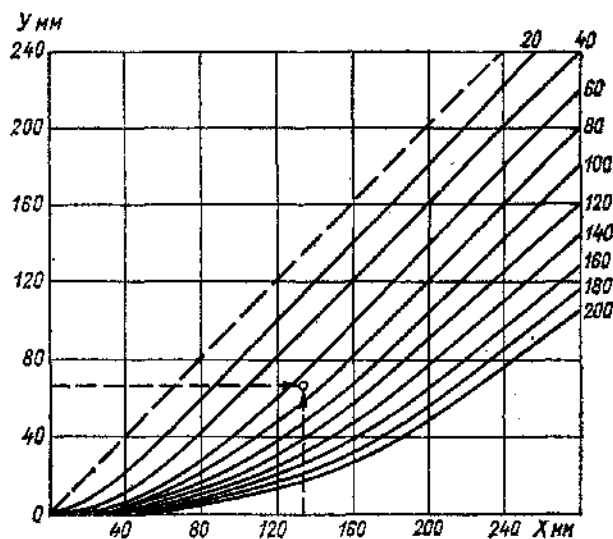


Рис. 3.5. Графический вид уравнения стока (3.3).

графика определяют, как показано на рис. 3.5, значения параметра P_0 , пользуясь при необходимости линейной интерполяцией. Далее, по найденным таким путем значениям P_0 находят его зависимость от принятого для данного бассейна показателя водопоглотительной способности. Для примера такая зависимость приведена на рис. 3.7, где в качестве косвенного показателя увлажнения бассейна взят осенний паводочный сток в миллиметрах слоя.

Как видно из рисунка, в диапазоне показателя увлажнения от 0 до 25 мм зависимость в целях упрощения может быть принята линейной. При паводочном стоке более 25 мм он теряет свою показательность, что обусловлено наличием порога предельного увлажнения бассейна, при котором потери на заполнение свободной емкости в сумме с потерями воды на испарение в данном примере составляют порядка 65 мм и не могут уменьшаться с увеличением паводочного осеннего стока.

Имея эмпирическую зависимость $P_0(U)$ нетрудно определить ее аналитическое выражение, а подставив это выражение в уравнение стока найти расчетную формулу. Далее, задавшись рядом

значений X и P_0 , легко вычислить соответствующие значения стока и построить воднобалансовую зависимость в графическом виде.

В данном примере зависимость $P_0(U)$ выражается формулой

$$P_0 = 140 - 3U, \quad (3.13)$$

а уравнение для расчета стока после подстановки этого выражения в (3.3) получает вид

$$Y = X - (140 - 3U) \operatorname{th}[X/(140 - 3U)]. \quad (3.14)$$

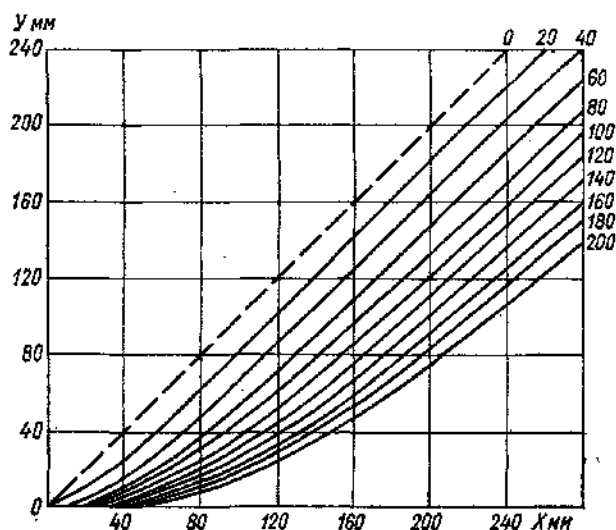


Рис. 3.6. Графический вид формулы (3.12).

Графический вид воднобалансовой зависимости (3.14) показан на рис. 3.8. В условиях лесной зоны севера влияние на сток предшествующего увлажнения относительно невелико, так как меняется оно в узком диапазоне. Как видно, потери стока в данном примере колеблются в пределах 60 мм (от 60 до 120 мм).

Описанный прием аппроксимации воднобалансовых зависимостей применим, как показывает опыт, и в условиях относительно большой изменчивости потерь весеннего стока, что характерно, когда преобладает инфильтрационно-емкостный тип водопоглощения, например в степной и лесостепной зонах европейской части СССР. Особенность применения этого приема в таких условиях состоит в учете наряду с увлажнением почвы ее температуры Θ или глубины промерзания l как факторов, прямо и косвенно характеризующих льдистость почвы. Практически это сводится к отысканию вспомогательных зависимостей $P_0(U, l)$ или $P_0(U, \Theta)$, если имеем достаточно данных о температуре почвы. Например, для

степной и лесостепной зон европейской части СССР В. Д. Комаров [29] предложил формулу вида

$$P_0 = A \exp[-w(a + bl)]. \quad (3.15)$$

Здесь w — относительная (безразмерная) характеристика запаса продуктивной влаги в метровом слое почвы, равная

$$w = W_{\text{пр}}/0,75W_{\text{нв}}, \quad (3.16)$$

где знаменатель означает приближенную величину так называемой влажности разрыва капилляров в почве, выраженную в долях

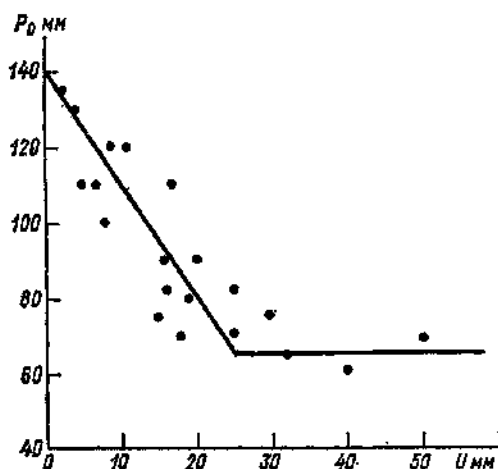


Рис. 3.7. Зависимость параметра P_0 от показателя осеннего увлажнения бассейна для одной из рек лесной зоны.

запаса продуктивной влаги при наименьшей влагоемкости ($W_{\text{нв}}$); l — средняя для бассейна глубина промерзания почвы, см; A , a и b — эмпирические коэффициенты, равные соответственно 750, 01 и 0,046.

Эта формула предложена в качестве территориально общей для степной и лесостепной зон. При практическом ее использовании необходимо, однако, уточнять для конкретных бассейнов значения коэффициентов и, что особенно важно, устанавливать предельную глубину промерзания, которая определяет границу применимости формулы. Такая глубина для указанных зон принята равной 60 см.

Вторым важным моментом отыскания зависимости типа (3.15) является определение минимального значения параметра P_0 , отвечающего условиям малой водопроницаемости почвогрунтов, т. е. высокому их увлажнению и большой глубине промерзания, когда потери стока обусловлены поверхностным задержанием и испарением со снега и с водной поверхности. В условиях большой распаханности степных и лесостепных областей и широкого развития

агротехнических мер по задержанию талых вод на полях и в прудах предельное значение P_0 , как показывает опыт, составляет как минимум порядка 25—30 мм.

Что касается самой зависимости типа (3.15), то ее находим описанным выше путем. Пользуясь графиком принятого расчетного уравнения стока, например (3.2), находим ежегодные значения P_0 . После этого, имея соответствующие значения показателя увлажнения метрового слоя почвы ω , вычисленного по формуле

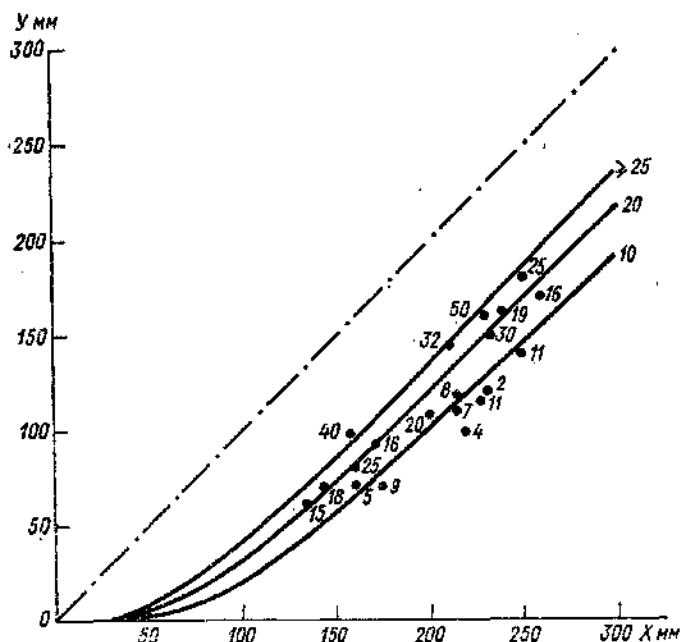


Рис. 3.8. Графический вид воднобалансовой зависимости весеннего стока для одной из рек лесной зоны.

(3.16), и средней глубины промерзания l , строим связь $P_0 = f(\omega, l)$. По оси абсцисс откладываем значения l , а по оси ординат значения P_0 . Над точками надписываем соответствующие значения показателя увлажнения ω . Закономерное распределение точек в корреляционном поле по этому показателю (малые значения ω преимущественно в верхней части корреляционного поля, а большие — в нижней его части) свидетельствует о том, что связь отвечает зависимости типа (3.15). Графический ее вид показан на рис. 3.9.

Коэффициенты зависимости A , a и b находим по методу наименьших квадратов или путем оптимизации, пользуясь одной из известных процедур. Применение первого приема требует предварительной линейризации («спрямления») формулы (3.15), т. е.

приведения ее к линейному виду. Это легко достигается путем логарифмирования:

$$\ln P_0 = \ln A - aw - bwl. \quad (3.17)$$

Обозначив $\ln P_0 = y$, $w = x$, $wl = z$, а $\ln A = c$, имеем линейное уравнение, коэффициенты которого a , b и c могут быть найдены по методу наименьших квадратов. Определив значения этих коэффициентов из выражения (3.17), находим аналитическое выражение искомой зависимости.

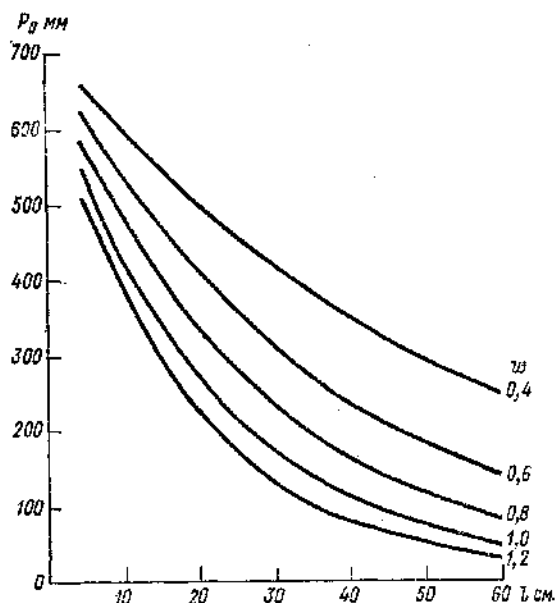


Рис. 3.9. Зависимость параметра P_0 от средней глубины промерзания почвы и показателя запаса продуктивной влаги в метровом слое почвы (числа у линий).

При определении коэффициентов A , a и b путем оптимизации задаемся предварительными их значениями. Проще всего определить приблизительное значение коэффициента A , который по смыслу формулы равен значению P_0 при $w = 0$, т. е. при запасе продуктивной влаги в почве $W_{пр} = 0$. Если такого значения нет в имеющейся выборке, то его определяем путем графической экстраполяции эмпирической зависимости $P_0 = f(w, l)$. Два других коэффициента можно для начала принять равными приведенным выше значениям в формуле (3.15).

Определение ежегодных значений P_0 с помощью графиков 3.4—3.6 не учитывает погрешностей, с которыми определяют исходные

значения суммарной подачи воды X и стока за период половодья Y . По этой причине использование вспомогательных зависимостей $P_0(U)$ или $P_0(w, I)$ для определения воднобалансовых зависимостей может приводить к некоторому завышению точности последних. Это следует иметь в виду при оценке минимальных значений P_0 и свободной емкости бассейна при высоком увлажнении почвы и большой глубине ее промерзания.

Рассмотрим прием определения воднобалансовых зависимостей для бассейнов, в которых превалирует инфильтрационно-емкостный тип водопоглощения. Этот прием вытекает из уравнений стока (3.4) и (3.5), полученных теоретически для указанного типа водопоглощения, и, как уже говорилось ранее, требует отыскания вспомогательных эмпирических зависимостей $I(U)/X$ или $I(U, I)/X$. Чтобы найти такие зависимости необходимо иметь ежегодные значения суммарной инфильтрации воды в почву. Но так как прямых наблюдений за интенсивностью инфильтрации талых вод нет, то определить величины I за каждый год можно лишь приблизительно из условий водного баланса, т. е. путем исключения из суммарных потерь стока той их части, которая обусловлена поверхностным задержанием и испарением со снега и водной поверхности (см. главу I).

Прежде всего в корреляционном поле зависимости $Y=f(X, U)$ по значениям показателя U устанавливают кривую связи, соответствующую случаям высокого предшествующего увлажнения и глубокого промерзания почвы, т. е. условиям, при которых потери стока обусловлены главным образом поверхностным задержанием и потерями воды на испарение. При наличии материалов, отвечающих указанным условиям хотя бы за несколько лет, построение такой кривой не вызывает больших затруднений. По значениям U , выписанным около точек, обычно видно то предельное значение показателя увлажнения, при котором точки занимают наиболее высокое положение. При этом важно учитывать возможность значительных погрешностей определения суммарной подачи воды X особенно в сторону их занижения, чтобы избежать уменьшения потерь стока.

На рис. 3.10 показан пример воднобалансовой зависимости для одной из рек Северного Казахстана, где черными точками выделены годы с высоким увлажнением почвы. На этом же рисунке показано также, как определяют ежегодные приближенные значения суммарной инфильтрации воды:

$$I = X_2 - X_1, \quad (3.18)$$

где X_2 — суммарная подача воды в данном году, мм; а X_1 — суммарная подача воды, которая дает такой же слой стока при предельном увлажнении и глубоком промерзании почвы.

Вспомогательная зависимость $I(U)/X$ для данного примера представлена на рис. 3.11. Как видно, в данном примере она

линейная. Это позволяет легко определить общий вид ее аналитического выражения

$$I/X = a(\bar{U} - U), \quad (3.19)$$

где U — показатель увлажнения почвы (в данном примере запас продуктивной влаги в слое почвы 0—50 см), мм; $\bar{U}$ — предельное значение этого показателя, мм; a — эмпирический коэффициент. Отсюда следует

$$I = aX(\bar{U} - U). \quad (3.20)$$

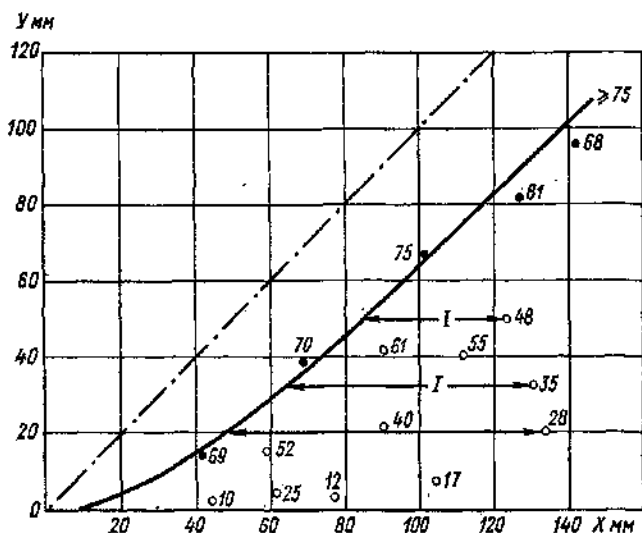


Рис. 3.10. Пример воднобалансовой зависимости для одной из рек Северного Казахстана, иллюстрирующий определение суммарной инфильтрации воды в почву.

Подставив (3.20) в уравнение (3.4), получим аналитическое выражение воднобалансовой зависимости

$$Y = [1 - a(\bar{U} - U)]X - E_{\text{макс}} \{1 - \exp\{-[1 - a(\bar{U} - U)X]/E_{\text{макс}}\}\}. \quad (3.21)$$

В рассмотренном примере $\bar{U} = 75$ мм, $a = 0,0127$, $E_{\text{макс}} = 40$ мм. Подставив их в (3.21) и задавшись значениями показателя увлажнения почвы U (60, 50, 40, 30, 20) и значениями слоя суммарной подачи воды X (10, 20, 40 и т. д.), вычисляют соответствующие значения стока Y , необходимые для графического построения воднобалансовой зависимости.

Вспомогательные зависимости $I(U)/X$ или $I(U, I)/X$ могут оказаться и нелинейными. В этом случае для получения аналитиче-

ского выражения уравнения стока требуется найти аналитическое выражение для вспомогательных зависимостей, но можно построить воднобалансовую зависимость, пользуясь прямым эмпирическим графиком связи полученной вспомогательной зависимости.

Для бассейнов с весьма плоским рельефом характерны не только большие от года к году изменения действующей (дающей сток) площади, что определяется большой изменчивостью степени водопроницаемости почвы, но и наличием значительной доли по-

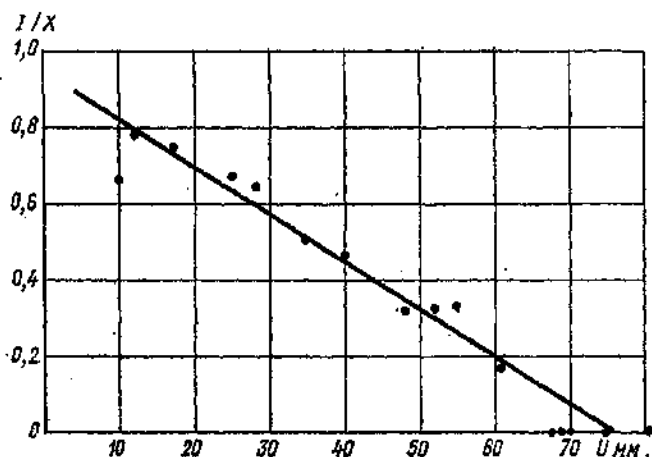


Рис. 3.11. Зависимость относительной инфильтрации воды в почву от показателя увлажнения почвы.

стоянно бессточной площади, где талые воды полностью задерживаются в микро- и макродепрессиях рельефа бессточных озерах, болотах и во множестве западин или степных блюдец. В таких бассейнах параметр $E_{\max}$ должен характеризовать максимальные потери на поверхностное задержание и испарение только на действующей площади водосбора. В уравнение стока в этом случае вводят постоянный множитель, равный относительной действующей площади водосбора в долях единицы, например

$$Y = (1 - \psi) \{ X - I - E_{\max} \{ 1 - \exp[-(X - I)/E_{\max}] \} \}. \quad (3.22)$$

где ψ — относительная в долях единицы бессточная площадь в речном бассейне.

Множитель $(1 - \psi)$, как видно из (3.22), определяет предельный угол наклона линии связи $Y=f(X)$ к оси абсцисс при отсутствии инфильтрации, т. е. при достаточно высоком увлажнении и глубине промерзания почвы.

Современная электронно-вычислительная техника дает возможность в большой мере исключить ручной вычислительный труд при разработке методики прогнозов весеннего стока и объективизировать саму разработку, т. е. определение воднобалансовых

зависимостей как для отдельных речных бассейнов, так и в отношении территориальных обобщений. Машинная система разработок должна включать в себя:

а) банк данных, охватывающий все необходимые для анализа и расчетов материалы гидрометеорологических наблюдений;

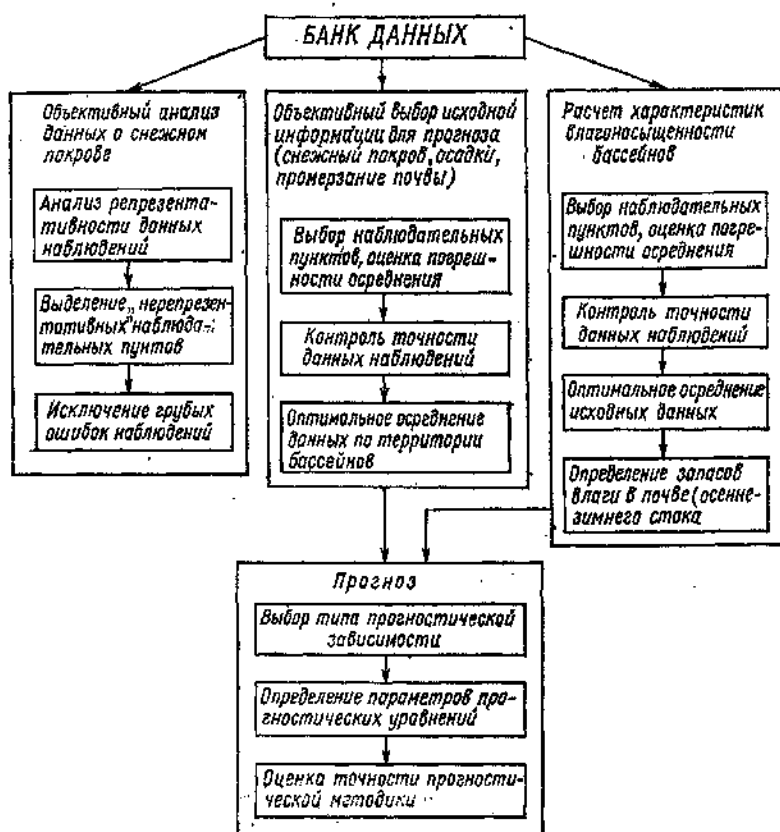


Рис. 3.12. Блок-схема разработки методики прогнозов весеннего стока с помощью ЭВМ.

б) комплект взаимосвязанных программ, подпрограмм и отдельных их блоков, предназначенных для выполнения всех вычислительных операций, связанных с разработкой методики прогнозов: с обработкой и определением исходных данных (объективный анализ полей снегозапасов, влажности, температуры и глубины промерзания почвы, осреднение по площади значений переменных и др.), с определением параметров уравнений стока и вспомогательных эмпирических зависимостей (корреляция, процедуры оптимизации параметров), с определением статистических характеристик точности и эффективности методики прогнозов, а также с ана-

лизом особенностей формирования стока в отдельные годы (построение графиков хода во времени осадков, температуры воздуха, гидрографов стока и др.);

в) управляющую программу, которая собственно и объединяет банк данных и все программное обеспечение в единую систему машинизированной разработки методики прогнозов.

Само собой разумеется, что база данных для составления гидрологических прогнозов в каждом территориальном гидрометеорологическом центре должна быть единой и охватывать все материалы гидрометеорологических наблюдений, необходимые для разработки всех видов гидрологических прогнозов. Что касается автоматизированных систем, то их, естественно, нужно создавать, для каждого вида и методики прогнозов отдельно. При разработке таких систем используют уже известные (библиотечные) программы стандартных вычислительных операций и процедур, таких как объективный анализ, корреляция, оптимизация и др.

В качестве примера на рис. 3.12 представлена в виде блок-схемы система реализации на ЭВМ рассмотренной методики прогнозов весеннего стока равнинных рек, разработанная в Гидрометцентре СССР [78] в последние годы. Такую систему можно использовать также при оперативном выпуске долгосрочных прогнозов весеннего стока рек и притока воды как в отдельные крупные водохранилища, так и бокового притока в каждое из водохранилищ каскада.

3.4. Особенности разработки методики прогнозов весеннего стока для больших речных бассейнов

Бассейны больших рек охватывают громадные площади, измеряемые сотнями тысяч и миллионами квадратных километров. В пределах таких громадных территорий резко различен климат и другие физико-географические условия и соответственно существенно отличаются и условия водопоглощения. Бассейн Волги, например, площадью свыше 1,3 млн км² охватывает четыре географические зоны. Но и значительно меньшие по размерам бассейны Днепра и Дона охватывают не одну географическую зону.

Ввиду резких различий в количестве осадков и в условиях водопоглощения задача прогнозов весеннего стока в больших бассейнах не может быть решена описанным ранее путем отыскания одной воднобалансовой зависимости, так как осреднение запасов воды в снеге, слоя осадков и характеристик осеннего увлажнения в пределах столь больших бассейнов делает эти величины мало показательными и не сравнимыми от года к году. По этой причине прогноз весеннего стока в замыкающем створе крупного речного бассейна должен основываться на прогнозах стока с частных бассейнов, для которых, в силу однотипности условий водопоглощения, имеется возможность установить достаточно надежные

воднобалансовые зависимости. Общий сток для большого бассейна определяется при этом как среднее взвешенное:

$$Y = \varphi_1 Y_1 + \varphi_2 Y_2 + \dots + \varphi_n Y_n, \quad (3.23)$$

где $Y_1, Y_2, \dots, Y_n$ — сток с частных бассейнов, мм; $\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_n$ — относительные площади частных бассейнов в долях единицы.

При равенстве суммы площадей частных бассейнов площади всего большого бассейна весовые коэффициенты φ_i в выражении (3.23) в сумме должны равняться единице. Если сумма площадей выделенных частных бассейнов меньше всей площади бассейна большой реки, то сток ее вычисляют по уравнению регрессии вида

$$Y = \sum_{i=1}^n a_i Y_i, \quad (3.24)$$

где a_i — коэффициенты регрессии ($i=1, 2, \dots, n$); Y_i — сток с частных бассейнов, мм. Коэффициенты a_i определяют в этом случае методом множественной корреляции по данным о стоке за прошлые годы в замыкающих створах большого и частных бассейнов.

Основные положения, которыми следует руководствоваться при разработке методики прогнозов весеннего стока по частным бассейнам, изложены выше. К ним следует добавить лишь, что при разделении большого бассейна на частные водосборы необходимо стремиться к тому, чтобы каждый из них был достаточно однороден по условиям водопоглощения, но в то же время и достаточно крупным для того, чтобы обеспечивалась более высокая точность определения средних значений снегозапасов и других расчетных характеристик. Нельзя брать слишком малые частные бассейны, так как это поведет к снижению точности определения средних величин. В зависимости от степени однообразия физико-географических условий размеры частных бассейнов могут, как показывает опыт, составлять от 25 до 100 тыс. км². Это, однако, не исключает возможность использования и меньших по размеру бассейнов при хорошо развитой наблюдательной сети.

Точность методики прогнозов весеннего стока большой реки по данным о стоке с частных бассейнов определяют путем статистической оценки погрешностей проверочных прогнозов за прошлые годы. Но при малых выборках ее нужно контролировать с помощью вычисления средней квадратической погрешности по формуле

$$s = \sqrt{\sum a_i^2 s_i^2}, \quad (3.25)$$

где s_i — приведенная средняя квадратическая погрешность проверочных прогнозов весеннего стока по частному водосбору; a_i — коэффициенты из уравнений (3.23) или (3.24).

Приведенную среднюю квадратическую погрешность вычисляют по известной формуле

$$\bar{s} = s \sqrt{n/(n-m)}, \quad (3.26)$$

где n — число проверочных прогнозов, m — число степеней свободы, зависящее от вида уравнения стока и равное для линейного уравнения числу постоянных коэффициентов в нем. Для уравнений (3.2) и (3.3) $m = 2$, а для уравнений (3.4) и (3.5) $m = 3$.

3.5. Нахождение территориально общих воднобалансовых зависимостей весеннего стока

Воднобалансовые, как и корреляционные, зависимости весеннего стока от определяющих его факторов, эмпирически установленные для отдельных речных бассейнов, нередко называют локальными, как относящиеся к конкретным гидрометрическим створам. Такой термин, однако, вряд ли можно считать вполне удачным, если учесть, что, с одной стороны, в гидрологии под локальным (местным) стоком понимают сток с элементарных водосборов, а с другой, не очень логично именовать локальной воднобалансовую зависимость речного стока — явления, формирующегося на площадях в тысячи и десятки тысяч квадратных километров. Вероятно, правильнее именовать такие зависимости не локальными, а частными.

В отличие от частных зависимостей под территориально общими зависимостями стока понимают такие, которые могут быть установлены эмпирически по материалам наблюдений в целом ряде речных бассейнов, объединенных в одну выборку. Само собой разумеется, что такого рода объединение и отыскание по этой выборке территориально общей зависимости стока от определяющих его факторов возможно и может быть статистически оправданным только для районов, где такие физико-географические факторы, как климат, характер рельефа, почвы и растительный покров, являются одинаковыми или достаточно однородными. К сожалению надежных и вполне объективных критериев для оценки степени физико-географической однородности речных бассейнов ввиду ограниченности информации нет. Это затрудняет установление границ однородных районов и вынуждает идти путем проб при соблюдении определенных ограничений, так как при объединении данных наблюдений по ряду бассейнов возможны случаи, когда формально высокая статистическая эффективность территориально общей зависимости может оказаться в некоторой мере фиктивной. Такие случаи, очевидно, возможны в первую очередь при объединении рядов наблюдений по бассейнам с резко различными (большими и малыми) нормами снегозапасов и стока.

Во избежание такого рода погрешностей определению территориально общей зависимости должно обязательно предшествовать

выявление частных зависимостей по бассейнам с достаточно длительными рядами наблюдений. Процесс установления территориально общей зависимости становится при этом как бы обобщением частных зависимостей, при котором исключаются бассейны с аномальными условиями стока талых вод. Следует, однако, отметить, что и этот путь не лишен субъективизма.

С практической точки зрения стремление к получению территориально общих зависимостей вполне понятно и оправдано в прогнозах весеннего стока по относительно небольшим рекам. С другой стороны, в однородных физико-географических условиях индивидуальные различия в особенностях водопоглощения (потерь стока) для определенного размера речных бассейнов не могут быть настолько большими, чтобы не существовала некоторая общая зависимость весеннего стока от таких поддающихся географической интерполяции факторов, как запас воды в снежном покрове, влажность и глубина промерзания почвы. Для существования такой зависимости имеются вполне определенные предпосылки.

Однако, отыскивая чисто эмпирическим путем общую для некоторой территории зависимость весеннего стока, необходимо отдавать отчет в том, что при этом мы в той или иной мере игнорируем индивидуальные особенности водопоглощения в каждом конкретном бассейне и прежде всего особенности строения и характер поверхности. Поэтому наличие территориально общей зависимости свидетельствует только об относительно небольших различиях в условиях водопоглощения в пределах некоторого района. В принципе же при наличии достаточного количества исходных данных решение задачи для каждого отдельного бассейна, как это следует из теоретических соображений, дает больше возможностей для выявления особенностей водопоглощения и формирования стока. Это важно помнить, когда при отыскании территориально общей зависимости очень короткие ряды наблюдений по каждой отдельной реке объединяют.

При этом необходимо соблюдать следующие важные требования:

- 1) объединять материалы наблюдений по рекам в одну выборку можно только для районов с мало различающейся нормой снегозапасов, приблизительно одинаковой изменчивостью увлажнения почвы и с мало различающейся нормой самого стока;

- 2) при объединении данных по нескольким рекам необходимо использовать по возможности более длительные однородные ряды наблюдений, что дает больше возможностей для выявления общности и различий в характере воднобалансовых зависимостей по отдельным бассейнам;

- 3) статистика погрешностей прогнозов должна обязательно включать достаточно большой объем проверочных прогнозов по данным, не вошедшим в качестве исходных при построении территориально общей зависимости, т. е. по рекам, материалы наблюдений по которым не входили в объединенную выборку;

4) критерии статистической эффективности методики нужно вычислять для каждого отдельного бассейна, а не общий для территориальной зависимости, так как последний не может объективно отражать фактическую точность прогнозов.

В качестве примера приведем территориально общую воднобалансовую зависимость весеннего стока для бассейна Дона, которую используют для прогнозов притока воды в Цимлянское водохранилище [29]:

$$Y = X - P_0(U, l)[1 - \exp(-X/P_0)], \quad (3.27)$$

где X — суммарное количество участвующей в формировании тало-дождевого стока воды (запас воды в снежном покрове, ледяной корке и осадки от даты максимума снеготопавов до даты схода снега) в каждом частном бассейне, мм; P_0 — территориально общий параметр, равный

$$P_0 = 815 \exp[-\omega(0,15 + 0,038l)], \quad (3.28)$$

где ω — относительная характеристика увлажнения метрового слоя почвы, вычисляемая по формуле (3.16); l — средняя глубина ее промерзания, см. При вычислении последней наблюдаемые глубины, превышающие 60 см, по рекомендации автора принимают равными 60 см. Добавим также, что наименьшая полевая влагемкость метрового слоя почвы принималась равной 330 мм (черноземы), а запас влаги, соответствующий влажности завядания, равным 170 мм, откуда $W_{\text{нв}} = 330 - 170 = 160$ мм.

Расчет ожидаемого весеннего стока в данном примере выполнен для шести частных бассейнов с одним значением P_0 , вычисленным по формуле (3.28). Суммарный приток воды в Цимлянское водохранилище находили по формуле (3.23). Площадь водосбора трех из этих частных бассейнов (Дон — Казанская 102 тыс. км², Хопер — Бесплемяновский 44,9 тыс. км² и Медведица — Арчединская 33,7 тыс. км²) составляет 71 % общей площади водосбора Цимлянского водохранилища, а общий их сток за период половодья в среднем равен 82 % среднего многолетнего притока воды в водохранилище за этот период.

В приведенном примере, как видим, задача решена, не прибегая к объединению данных по бассейнам в одну выборку, поскольку бассейн большой, с большими различиями в нормах снеготопавов и потерь стока.

Другой возможный подход отыскания территориально общих зависимостей стока от определяющих его факторов является, как уже отмечалось, чисто статистическим, основанным на линейном регрессионном анализе (множественной корреляции). Следует, однако, оговорить, что при современном уровне знаний относительно процессов формирования стока, и в частности относительно общего вида воднобалансовых зависимостей (интегральных уравнений) стока, использование в прогнозах множественной линейной корреляции может быть оправданным только в условиях слишком

грубой и недостаточной информации, когда практически невозможен воднобалансовый расчет. Естественно, что в таких условиях оправданным (при малых выборках) может быть и их объединение по ряду бассейнов в один ансамбль для получения статистически более устойчивых зависимостей стока от определяющих факторов при соблюдении, разумеется, ранее отмеченных и других ограничительных требований статистики.

Территориально общие зависимости после надлежащей оценки их точности и границ применения можно использовать для прогнозов весеннего стока по отдельным бассейнам, включая те, по которым данные наблюдений за весенним стоком отсутствуют или имеются лишь за несколько лет. Можно также составить фоновую карту распределения ожидаемого весеннего стока. Однако следует помнить, что при этом остается открытым целый ряд вопросов. Это касается, прежде всего, малых рек, в бассейнах которых могут преобладать условия стока, не типичные для бассейнов, по данным которых установлена территориальная зависимость, а кроме того, с уменьшением площади снижается точность определения запасов воды в снежном покрове. Поэтому как территориально общая зависимость, так и построенная на ее основе карта ожидаемого стока не могут уверенно быть использованы для прогнозов стока по малым бассейнам порядка 1—2 тыс. км². Как общее правило, не рекомендуется использовать территориальную зависимость для вычисления стока рек, площадь водосбора которых меньше площади самых малых бассейнов, данные по которым были использованы при выявлении этой зависимости.

3.6. Методика прогнозов притока воды в водохранилища больших рек за второй квартал

Потребность в квартальных прогнозах притока воды в водохранилища определяется принятой системой планирования в народном хозяйстве страны, которое ведется, как известно, по календарным отрезкам времени. Это осложняет в определенной мере разработку методики прогнозов, так как генетически режим стока, как правило, не подчиняется строгому календарному расписанию. В данном случае речь идет о квартале, в течение которого проходит весь или основная часть весеннего стока большинства крупных равнинных рек. Поэтому в основе методики прогнозов стока за этот квартал лежит определение связи этого стока со стоком за период половодья.

Таким образом, разработка методики прогнозов притока воды в водохранилища на равнинных реках состоит в разработке методики прогнозов притока за период весеннего половодья, в определении ежегодных величин притока воды за квартал (см. главу 2) и в установлении корреляционной связи между этим притоком и притоком за период весеннего половодья. Эти связи обычно линейные и достаточно тесные. Например, связь между притоком воды

в Цимлянское водохранилище за второй квартал и стоком за период половодья только Дона у Беляевского (80 % всей площади водосбора) выражается уравнением регрессии

$$Y_{\text{II кв}} = 0,95Y_{\text{Бел.}} \quad (3.29)$$

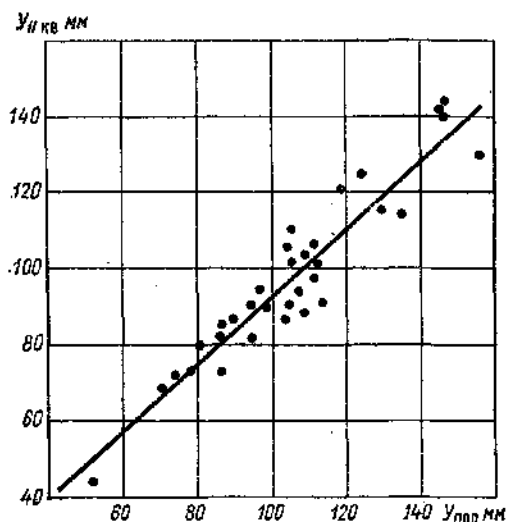


Рис. 3.13. Связь между притоком воды в Вилюйское водохранилище за период весеннего половодья и за второй квартал.

при коэффициенте корреляции, равном 0,98. Пример подобной зависимости для Вилюйского водохранилища приведен на рис. 3.13.

3.7. Примеры методики прогнозов весеннего стока в различных географических зонах

Ранее уже говорилось о методических основах долгосрочных прогнозов весеннего тало-дождевого стока равнинных рек и о роли физико-географических условий формирования этого стока, а также об особенностях водопоглощения в различных географических зонах, которые в конечном итоге определяют возможность и конкретную методику этих прогнозов. Поэтому в данном разделе приводим только примеры используемых в оперативной практике методик прогнозов, которые иллюстрируют то, что уже было сказано о них и о лежащих в их основе подходах и допущениях с необходимыми, разумеется, объяснениями наиболее существенных особенностей разработки методики в конкретных условиях.

3.7.1. Западно-Сибирская зона избыточного увлажнения и зона вечной мерзлоты

В обеих этих зонах превалируют потери стока на поверхностное задержание и в меньшей мере на испарение со снега до и в период снеготаяния. В принципе это обстоятельство значительно

упрощает задачу разработки методики прогнозов стока. Однако характерная для Сибири ограниченность гидрометеорологических данных, связанная с недостаточной густотой сети наблюдательных станций, создает в ряде случаев большие трудности при практическом решении задачи.

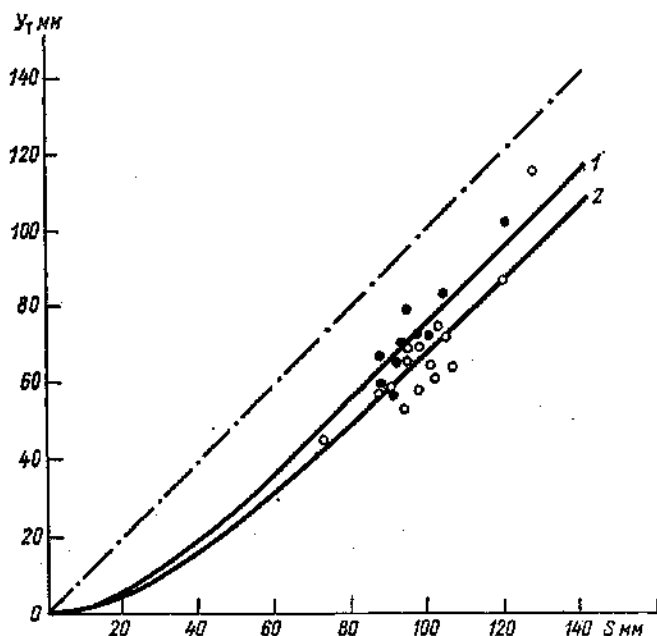


Рис. 3.14. Зависимость весеннего притока воды в Вилюйское водохранилище от максимального запаса воды в снежном покрове и показателя осеннего увлажнения бассейна.

На рис. 3.14 приведен графический вид зависимости весеннего притока талых вод в Вилюйское водохранилище от максимального запаса воды в снежном покрове. При площади водосбора, равной 136 тыс. км², продолжительность половодья здесь составляет лишь немногим более полутора месяцев и начинается оно в среднем около середины мая. Благодаря пренебрежимо малому в условиях вечной мерзлоты подземному питанию, общий приток воды за II квартал практически равен весеннему стоку, включая, разумеется, его дождевую составляющую. Относительно короткий период весеннего стока, при столь вытянутом с севера на юг бассейне верхнего Вилюя обусловлен особенностями резко континентального климата и рельефом Среднесибирского плоскогорья и Приленского плато.

Как видно из рисунка, влияние на сток предшествующего увлажнения бассейна здесь относительно невелико. Основные труд-

ности решения задачи обусловлены недостатком исходных данных, что снижает точность определения запасов воды в снеге и осадков за период половодья и не дает возможности вести разработку методики по частным бассейнам. Наибольшую трудность представляет определение существенно более неравномерных дождей осадков. По этой причине ежегодные значения дождевой составляющей находили в данном примере путем срезки дождевого стока на спаде половодья. По этим значениям вычисляли норму и интегральное распределение вероятности превышения (кривая обеспеченности) дождевой составляющей, которые непосредственно и использовали при выпуске прогноза в конце марта.

Приведенная на рис. 3.14 воднобалансовая зависимость позволяет вычислять ожидаемую талую составляющую весеннего притока воды в водохранилище, используя простые уравнения: при $U > 1$

$$Y_T = S - 25[1 - \exp(-0,04S)],$$

при $U \leq 1$

$$Y_T = S - 33[1 - \exp(-0,03S)]. \quad (3.30)$$

В этих уравнениях S — максимальный запас воды в снежном покрове; U — показатель осеннего увлажнения бассейна, равный отношению среднего расхода за сентябрь к его норме. Значения параметра $E(U)$ в уравнениях (3.30) находили методом оптимизации.

Таким образом, принципиальная схема прогноза весеннего притока воды в водохранилище предусматривает в данном случае выражение последнего в вероятностной форме, т. е. в виде доверительного интервала заданной вероятности, или в виде условного распределения вероятности превышения с использованием выражения

$$Y(P) = Y'_T(S, U) + \bar{Y}_d + \delta(P), \quad (3.31)$$

где $Y(P)$ — крайние значения ожидаемого стока в доверительном интервале заданной вероятности; $Y'_T(S, U)$ — среднее значение ожидаемого талого стока; $\bar{Y}_d$ — средняя многолетняя дождевая составляющая весеннего стока; $\pm \delta(P)$ — отклонения заданной вероятности от среднего значения ожидаемого стока, установленные на основе теоремы перемножения вероятностей погрешностей зависимости $Y'_T(S, U)$ и обеспеченности дождевой составляющей.

Распределение вероятностей $\delta(P)$, заданное в табличной форме, определяют по данным за прошлые годы [53]. При норме весеннего притока воды в Вилюйское водохранилище, равной 105 мм, относительная средняя квадратическая погрешность составляет около 17 %. При этом в 80 % случаев относительная погрешность проверочных прогнозов не превышает ± 20 % от фактического притока воды, а в 90 % случаев составляет не более ± 25 %. В условиях

недостатка исходных данных такие результаты практически вполне приемлемы. Прогнозы используются для назначения режима наполнения водохранилища.

Западно-Сибирская область избыточного увлажнения приурочена к обширной Западно-Сибирской низменности, отличающейся очень плоским рельефом, большой заболоченностью и лесистостью. Именно благодаря очень плоскому рельефу здесь мала густота речной сети, изобилуют обширные болотные массивы и замкнутые мелководные озера. Тяжелые покровные суглинки также способствуют формированию своеобразного ландшафта грядово-мочажинных, грядово-озерковых и сосново-сфагновых болот. На плоских участках и в понижениях, особенно в южной таежной части низменности, широко распространены различные типы болотных почв, имеющих водоупорный глеевый горизонт. В целом для Западно-Сибирской низменности характерна широтная физико-географическая зональность. В ней различают пять основных подзон: северная, средняя и южная таежные подзоны, подзона мелколиственных лесов и лесостепная подзона.

Важнейшим фактором, определяющим формирование весеннего стока и потерь талых вод, является широкое распространение болот и болотных почв, которые занимают во многих районах равнины до 80—90 % территории, и длительное сезонное промерзание почвогрунтов вплоть до наличия вечной мерзлоты в северной таежной подзоне. Поглощение талых вод на болотах определяется аккумулярующей емкостью верхнего пористого слоя торфяника, которая зависит от глубины залегания уровня болотных вод в период промерзания болота.

Размеры аккумулярующей емкости болот, в частности, в южных районах таежной зоны, как показали многолетние обстоятельные исследования Д. А. Буракова [6], варьируют в широких пределах от года к году в зависимости от предшествующего (осеннего) увлажнения речных бассейнов. В связи с этим изменения потерь талых вод в этих районах Западно-Сибирской равнины достигают 100—120 мм. В условиях плоского рельефа и большой заболоченности, когда длина безрусловых склонов может достигать 4—8 км, поверхностное задержание талых вод оказывается большим не только в центральных частях болот, но и в заболоченных лесах и топях, занимающих обширные площади на периферии водораздельных торфяников. Слой задержанной воды в них может составлять до 70—100 мм.

Еще одна особенность формирования весеннего стока в условиях Западно-Сибирской низменности состоит в том, что для многих речных бассейнов характерно наличие относительно больших постоянно бессточных площадей. Это обусловлено плоским рельефом, большой заболоченностью и наличием различных по размерам бессточных озер и подтверждается тем, что тангенс угла наклона к оси абсцисс кривых зависимостей $Y = f(X, U)$, отвечающих предельно высокому увлажнению бассейна и большой суммарной подаче воды, меньше единицы ($dY/dX < 1$).

По исследованиям Буракова для расчета талой составляющей весеннего стока в рассматриваемой зоне наиболее подходящим является уравнение типа

$$Y = \alpha [X - E(U)] \operatorname{th} [X/E(U)], \quad (3.32)$$

где $\alpha \leq 1$ — параметр, характеризующий постоянно бессточную площадь в бассейне; остальные обозначения прежние.

Наиболее показательной косвенной характеристикой предшествующего увлажнения речных бассейнов в условиях лесной зоны и севера лесостепи Западно-Сибирской низменности оказался реч-

Таблица 3.1

Значения параметра α для речных бассейнов Западно-Сибирской равнины

Физико-географическая характеристика	α
1. Северная лесостепь и южная тайга при норме годового стока 3,5 л/(с·км ²) и суммарной площади болот и лесов:	
а) более 60 %	0,50—0,70
б) менее 60 %	0,65—0,85
2. Заболоченные и лесистые бассейны с преобладанием суглинистых почвогрунтов при норме годового стока 3,5 л/(с·км ²)	0,70—1,00
3. Зандровые или озерно-аллювиальные равнины	0,45—0,60

ной сток за сентябрь — ноябрь за вычетом минимального за период наблюдений стока, характеризующего устойчивое подземное питание (мм):

$$U = Y_{IX-XI} - Y_{\min}. \quad (3.33)$$

Что касается определения параметра, характеризующего свободную емкость, то для его расчета автором предложена двухпараметровая логарифмическая формула

$$E(U) = E_{\max} - A \lg(U + 1), \quad (3.34)$$

где $E_{\max}$ — максимальная емкость бассейна, отвечающая предельно малому предшествующему увлажнению, мм; A — постоянный для данного бассейна параметр, характеризующий изменение его емкости.

Все три параметра α , A и $E_{\max}$, необходимые для расчетов талого стока по уравнению (3.32), определяют путем оптимизации. Таким способом расчетные формулы могут быть получены на основании данных наблюдений за прошлые годы как для отдельных речных бассейнов, так и для однородного по физико-географическим условиям района путем объединения в одну выборку данных по ряду бассейнов.

В табл. 3.1 приведены обобщенные Бураковым значения коэффициента α для Западно-Сибирской равнины. Таблица свидетельствует о наличии больших бессточных, или дающих весьма малый

сток, площадей в речных бассейнах, хотя сами величины α , строго говоря, не отвечают условию

$$\alpha = (1 - \psi), \quad (3.35)$$

где ψ — относительная (в долях единицы) величина постоянно бессточной площади, поскольку получены они путем оптимизации эмпирических воднобалансовых зависимостей и, следовательно, в какой-то мере содержат в себе погрешности исходных эмпирических данных наблюдений. Приведенные в таблице значения α могут использоваться в качестве первого приближения при оптимизации других параметров уравнения талого стока для конкретных речных бассейнов.

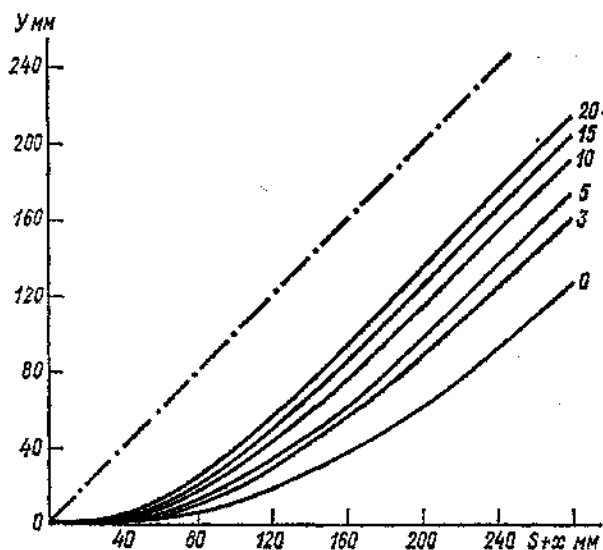


Рис. 3.15. Зависимость весеннего стока р. Васюган у Майского от суммарной подачи воды и показателя осеннего увлажнения бассейна.

Приведем для примера значения параметров воднобалансовой зависимости для р. Васюган, описываемой уравнением (3.32): $E_{\text{макс}} = 165$ мм, $A = 74$ мм, $\alpha = 0,85$. Для наглядности на рис. 3.15 эта зависимость представлена в графическом виде. Бассейн Васюгана расположен в южной таежной предзоне Западно-Сибирской низменности. В северной таежной подзоне (например, в бассейнах рек Надым и Пур) влияние на весенний сток предшествующего увлажнения не прослеживается (параметр $A = 0$). Параметр, характеризующий максимальную емкость $E_{\text{макс}}$, равен порядка 45 мм, а параметр α находится в пределах 0,6—0,7.

В заключение отметим, что даже при относительно невысокой точности определения снегозапасов и осадков воднобалансовые

зависимости талого стока для большинства рек зоны достаточно четко выражены. Что же касается собственно прогнозов общего стока за период весеннего половодья, то их качество, как свидетельствует опыт, может в ряде случаев не отвечать установленным требованиям, главным образом там, где низка точность исходных данных и относительно велика роль и изменчивость весенних осадков, которые приходится, как уже говорилось, принимать при выпуске прогноза равными норме.

3.7.2. Реки степной и сухостепной зон Северного Казахстана

Условия формирования весеннего стока на территории Северного Казахстана, относящейся в основном к степной и сухостепной географическим зонам, очень своеобразны.

Прежде всего — это область недостаточного увлажнения с резко выраженным континентальным климатом, где годовой сток рек невелик и на 80—90 % определяется талым стоком за период весеннего половодья. Дождевой сток здесь пренебрежимо мал, но осеннее увлажнение почвы колеблется от года к году в очень широких пределах. Так, запас продуктивной влаги в верхнем полуметровом слое почвы в конце осени может колебаться от 5—10 до 70—80 мм. Последняя величина близка к наименьшей влагоемкости наиболее распространенных в Северном Казахстане почв, а первая — к влажности завядания. Глубина промерзания почвы здесь большая, поэтому степень водопроницаемости почв в период снеготаяния практически целиком определяется степенью их увлажнения.

Наиболее распространенными в Северном Казахстане почвами являются обычные и малогумусные черноземы, а также каштановые почвы. По механическому составу первые относятся к суглинистым, а вторые — к глинистым почвам. При достаточно высоком увлажнении, такие почвы становятся практически водонепроницаемыми или в них образуется «запирающий» водонепроницаемый слой после замерзания первых порций талой воды в порах верхнего их слоя. При низком увлажнении почв они способны впитывать талую воду на значительную глубину Супеси и песчаные почвы встречаются здесь редко и бывают преобладающими лишь на малых площадях.

Важную роль в формировании весеннего стока в Северном Казахстане играет рельеф, характеризующийся большим количеством замкнутых блюдцеобразных впадин и озер, типичный для Западно-Сибирской равнины. Возвышенности типа плато и мелкосопочника занимают малую площадь и приурочены к периферийным областям. С плоским рельефом непосредственно связаны большие потери талой воды на поверхностное задержание, изменение в широких пределах (в зависимости от влажности почвы) действующей площади и наличие в речных бассейнах относительно больших постоянно бессточных площадей. Так, например, по данным

специальной аэрофотосъемки общая поверхность заполненных водой разного рода бессточных впадин и озер в междуречье Тобола и Тогузака достигала весной 1955 г. половины всей площади.

На большей части территории Северного Казахстана емкость многих западин и озер настолько велика, что даже в самых благоприятных для стока условиях (большие снегозапасы и водопроницаемая почва) они могут наполниться талой водой лишь частично. Таким образом, весной площади водосбора всех такого рода депрессий рельефа остаются постоянно бессточными по отношению к рекам. Так, по картографической оценке ГГИ доля

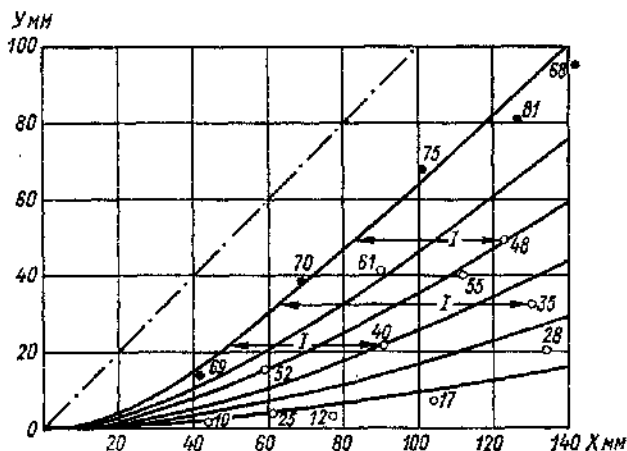


Рис. 3.16. Графический вид воднобалансовой зависимости стока для одной из рек Северного Казахстана.

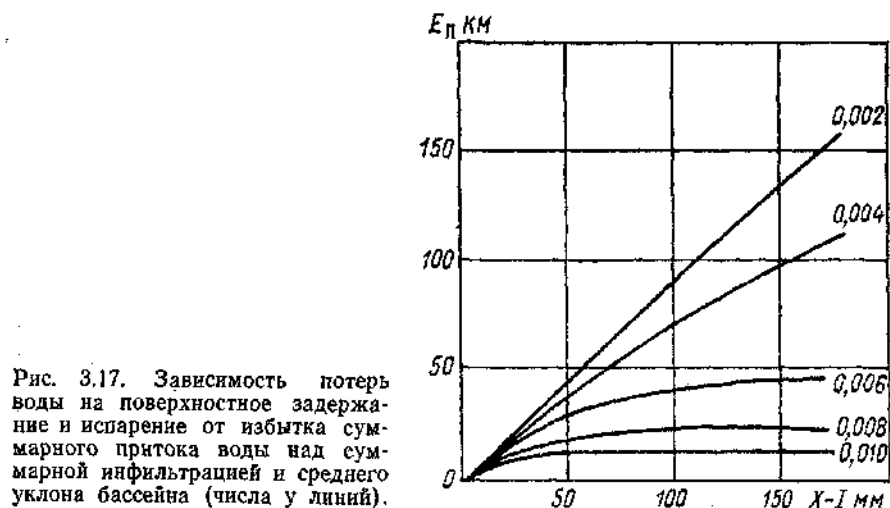
бессточной площади в бассейне Тобола до Кустаная (площадь водосбора 44,6 тыс. км²) составляет 38 %, а по оценкам, вытекающим из анализа воднобалансовых зависимостей, бессточная площадь в бассейне той же реки до Кургана (площадь водосбора 137 тыс. км²) составляет порядка 50 %.

Крупные очаги поверхностного задержания, их форма, размеры и распределение по площади особенно хорошо видны в весны с малой водопроницаемостью почв. В годы с низким увлажнением почвы они видны гораздо хуже в связи с интенсивным просачиванием воды в почву. После схода снега аккумулированная в очагах поверхностного задержания вода расходуется частью на инфильтрацию, питая подземные воды, а частью на испарение.

Коротко остановимся на еще одной характерной особенности формирования весеннего половодья на реках Северного Казахстана.

При очень плоском рельефе и относительно небольших в связи с этим уклонах русел половодье на реках с площадью водосбора от нескольких тысяч до нескольких десятков тысяч квадратных

километров отличается, как правило, небольшой продолжительностью, а его гидрограф в годы повышенного стока резким подъемом и спадом расходов и острой пикой. Обусловлено это не только отчасти сравнительно небольшой продолжительностью снеготаяния, а главным образом — кратковременностью периода сброса талых вод в русла. Хотя для условий плоского рельефа это звучит несколько парадоксально, но объясняется весьма просто. Именно благодаря малым уклонам при больших снегозапасах



таялая вода в большом количестве накапливается за снежными перемычками в ложбинах и тальвегах, после чего быстро сбрасывается в русловую сеть. По этой причине и в связи с большим диапазоном колебаний самого весеннего стока для рек Северного Казахстана, характерна наиболее тесная корреляционная связь между объемом и максимальным расходом весеннего половодья.

Таким образом, как уже отмечалось раньше, в этой географической области превалирует более сложный инфильтрационно-емкостный тип водопоглощения. Методика отыскания воднобалансовых зависимостей и определения их параметров для этого случая рассмотрены выше. Пример воднобалансовой зависимости для одной из рек Северного Казахстана приведен на рис. 3.16.

На рис. 3.17 приведена зависимость поверхностного задержания от избытка суммарной подачи воды над суммарным просачиванием и среднего уклона бассейна. График построен по данным, относящимся к бассейнам рек Северного Казахстана. Его можно использовать при отсутствии достаточных эмпирических данных, необходимых для определения предельной кривой воднобалансовой зависимости, отвечающей потерям воды только на поверхностное задержание, т. е. при $I=0$. Построение зависимости $Y=(X, \bar{U})$ (где $\bar{U}$ — предельное значение показателя осеннего увлажне-

ния, при котором отсутствует инфильтрация талой воды в почву) с помощью графика, приведенного на рис. 3.17, выполняется следующим образом.

Принимая, что при $U \geq \bar{U}$ потери на инфильтрацию $I = 0$, предварительно вычисляем значение среднего уклона поверхности интересующего бассейна. Далее, пользуясь заданными через равные промежутки значениями X_j и значением среднего уклона, находим по графику соответствующие значения $E_{пj}$, а по ним вычисляем соответствующие значения $Y_j = X_j - E_{пj}$. Имея установленные таким путем значения X_j и Y_j , нетрудно построить предельную кривую зависимости $Y = f(X, \bar{U})$. На рис. 3.16 — это верхняя кривая, соответствующая $\bar{U} \geq 90$.

3.7.3. Реки степной и лесостепной зон европейской части СССР

Степная и лесостепная географические зоны охватывают значительную часть Восточно-Европейской равнины. К ним относятся междуречье Волги и Урала, правобережье Нижней Волги, бассейны Дона, Суры и Верхней Оки, значительная часть бассейна Днепра и степные пространства Калмыкии, Ставрополья и Краснодарского края. Климатические условия этой обширной территории существенно различны: от сухих степей Волго-Уральского междуречья с их резко выраженным континентальным климатом до западных областей правобережной Украины и Приазовья с их значительно более мягким и более влажным климатом. Существенно различен и рельеф этих двух зон: от плоских равнин Прикаспийской низменности до хорошо расчлененных сглаженных возвышенностей таких, как Среднерусская и ряд других возвышенностей.

В соответствии с климатическими условиями, рельефом и почвенным покровом существенно различен и годовой сток рек в пределах этих двух зон (от 0,5 до 5 л/с · км²). Что касается относительного вклада весеннего стока в годовой сток рек, то он составляет от 80—85 % в наиболее засушливой юго-восточной части территории (до 60—65 %) — в более влажной северо-западной ее части. В южных степных областях нередко зимы, когда отсутствуют устойчивый снежный покров и ясно выраженное весеннее половодье на относительно небольших реках. Значительным колебаниям в рассматриваемых зонах подвержена и глубина промерзания почвы.

Почвенный покров этой обширной области разнообразен и представлен преимущественно различного вида черноземами, темно-каштановыми и светло-каштановыми почвами. В более северной лесостепной зоне имеют распространение серые оподзоленные почвы. Подстилающими породами в большинстве являются лёссовидные суглинки или глины. Светло-каштановые почвы отличаются довольно сильной солонцеватостью и имеют в нижней своей части уплотненный, слабо проницаемый для воды горизонт. Большая

часть степей давно распаханна. Распаханность их на Украине, в бассейне Дона, в Ставрополье, Краснодарском крае и в Заволжье составляет до 70—75 %. Значительная распаханность характерна и для лесостепных районов.

Решающим фактором, определяющим в конечном счете вариацию потерь весеннего стока в данном регионе развитого сельского хозяйства, является степень водопроницаемости в большей или меньшей мере промерзающих почв. Изменчивость ее от года к году находится в тесной взаимосвязи с погодными условиями летне-осеннего и зимнего периода отдельных областей. Относительно меньшая изменчивость потерь весеннего стока имеет место в лесостепной зоне и в северной части степной зоны. Здесь, как известно, осенью чаще наблюдается довольно высокая влажность почвы, приближающаяся к наименьшей (полевой) влагоемкости. И промерзание почвы бывает, как правило, достаточно глубоким. Сочетание этих двух факторов обуславливает относительно пониженную интенсивность инфильтрации воды.

Более сухая область крайнего юго-востока европейской части СССР, как и Северный Казахстан, отличается большей изменчивостью степени водопроницаемости почвы. Осеннее увлажнение почв в этой области чаще всего бывает ниже наименьшей влагоемкости и, хотя глубина промерзания их бывает каждый год большой, скорости инфильтрации талой воды здесь могут быть выше, чем в более увлажненных районах. Однако в отдельные годы и здесь бывает достаточно высокое увлажнение почв, что при глубоком промерзании делает их почти водонепроницаемыми.

Из сказанного выше следует, что во всей рассматриваемой области недостаточного и неустойчивого увлажнения преобладает инфильтрационно-емкостный тип водопоглощения, при котором величина талого стока теоретически [51] должна зависеть от накопленных за зиму запасов воды в снежном покрове и отношения интенсивности инфильтрации к интенсивности поступления талой воды $Y = f(X, i/h)$. Практически же, как отмечалось, для целей долгосрочных прогнозов приходится отказываться от таких зависимостей и отыскивать зависимости вида $Y = f(X, i)$, используя при этом косвенные характеристики интенсивности инфильтрации.

Относительно большая пространственная неравномерность в распределении снегозапасов, весенних осадков и потерь стока в этой обширной области отнюдь не благоприятствует существованию устойчивых воднобалансовых зависимостей весеннего стока для бассейнов крупных рек с площадями водосбора более 80—100 тыс. км². Это обстоятельство осложняет, как уже отмечалось, разработку методики прогнозов весеннего стока, требуя ее выполнения по частным водосборам. Оно же, это обстоятельство, естественно, ограничивает и возможности отыскания территориально общих воднобалансовых зависимостей весеннего стока сравнительно небольшими районами.

Общие методические рекомендации по установлению воднобалансовых зависимостей для прогнозов весеннего стока доста-

точно полно изложены в п. 3.2—3.4. Поэтому здесь дается лишь ряд дополнительных пояснений и замечаний относительно специфики формирования весеннего стока и некоторых требований к разработке методики прогнозов.

Прежде всего необходимо остановиться на влиянии интенсивности или продолжительности снеготаяния на сток. Расчеты по моделям убеждают в том, что в случаях, когда интенсивность просачивания воды в почву и интенсивность ее поступления (при условии $i < h$) в речном бассейне не очень резко меняются по территории, должны существовать довольно тесные зависимости потерь $P = f(X, i/h)$ и стока $Y = f(X, i/h)$ от суммарной подачи воды X и отношения i/h .

Расчеты свидетельствуют также о том, что если искать зависимость только как функцию $Y = f(X, i_{cp})$, то разброс точек относительно средних кривых может быть как раз того порядка, какой бывает при построении эмпирических зависимостей $Y = f(X, U)$, где U — показатель льдистости почвы, характеризующий степень водопроницаемости последней.

Процесс инфильтрации талой воды в мерзлую почву в естественных условиях в экспериментальном отношении изучен далеко недостаточно. Весьма ограничены сами данные натурных измерений интенсивности инфильтрации. В связи с этим до настоящего времени имеют место различные точки зрения на влияние интенсивности снеготаяния на потери талого стока, а следовательно и на его величину. Например, очень большие (намного превышающие возможную интенсивность поступления талой воды) значения интенсивности инфильтрации во многих точках экспериментальных водосборов и в то же время достаточно высокие значения коэффициентов весеннего талого стока, равные 0,5—0,6, приводили к мысли о поступлении основной массы воды в русла подземным путем. В действительности (не говоря о возможных недостатках постановки самих экспериментов) такой «парадокс» может свидетельствовать скорее всего о емкостном типе водопоглощения.

Описанный ранее приближенный прием определения суммарной инфильтрации воды в почву в условиях инфильтрационно-емкостного типа водопоглощения позволяет оценить в первом приближении среднюю для бассейна интенсивность инфильтрации. Для этого прежде всего требуется более правильно определять фактическую продолжительность поступления талой воды на поверхность почвы, которая отнюдь не равна общей (календарной) продолжительности снеготаяния, т. е. от момента его начала до полного схода снега. При ее определении необходимо учитывать дату начала водоотдачи тающего снега и изменение покрытости водосбора снегом в процессе таяния последнего. Другими словами, поскольку интенсивность поступления воды выражается в миллиметрах слоя на площадь водосбора, то необходимо знать так называемую приведенную продолжительность снеготаяния, т. е. с учетом изменения покрытости бассейна снегом.

Для расчета приведенной продолжительности снеготаяния пользуются формулой

$$T_{\text{пр}} = \sum_1^{T_c} \overline{\varphi(T_c)_i} \Delta T_i, \quad (3.36)$$

где $\overline{\varphi(T_c)}$ — средняя покрытость бассейна снегом в долях единицы за расчетный интервал времени ΔT_i , равный одним суткам; T_c — общая (календарная) продолжительность поступления талой воды в сутках.

При отсутствии непосредственных наблюдений за покрытостью снегом приведенная продолжительность поступления воды рассчитывается в первом приближении с помощью заданной функции распределения снеготаяния по площади $\Psi(S)$ и рассчитанной по суточным интервалам интегральной кривой таяния снега во времени $H(t)$. Приведенная продолжительность поступления воды может служить также характеристикой дружности весны (снеготаяния).

Данные приблизительной оценки средней интенсивности инфильтрации талой воды за период снеготаяния, выполненные для степных рек бассейна Дона и Заволжья [28, 51], показывают, что при среднем увлажнении почв она составляет в целом для бассейнов порядка 5 мм/сут, при высоком увлажнении — 0,5—1 мм/сут, а при низком увлажнении — до 12—14 мм/сут.

Количественно установить влияние интенсивности (продолжительности) снеготаяния на потери и сток традиционными способами регрессионного анализа наиболее трудно главным образом ввиду недостатка данных. Действительно, изменчивость продолжительности снеготаяния в степной и лесостепной зонах, как показывает опыт, существенно меньше изменчивости показателей степени водопроницаемости почв. По этой причине более редкими оказываются случаи, когда заметно сказывается влияние именно этого фактора. Это усугубляется еще и тем, что проявляться оно может только через посредство степени водопроницаемости почвы. Поэтому, когда, например, относительно малая или большая продолжительность снеготаяния приходится на высокое или очень низкое увлажнение почвы, то она не может в большой мере отразиться на величине стока. Отсюда, при ограниченном объеме выборки число случаев с заметным влиянием на сток продолжительности снеготаяния, как правило, бывает малым. Нередко это приводило даже к выводам о вообще малом влиянии на сток интенсивности снеготаяния.

В силу изложенного следует особо подчеркнуть необходимость самого тщательного анализа причин отклонения отдельных точек при построении воднобалансовых зависимостей, если даже число их составляет всего несколько процентов, ибо только такой анализ дает возможность выявить не только случаи грубых ошибок данных, но и те, пусть редкие, случаи, когда на величине стока сказывается аномально затяжное или интенсивное снеготаяние.

Именно поэтому в качестве основного приема учета продолжительности снеготаяния при разработке методики прогнозов рекомендуется такой прием, как разделение выборки с большой глубиной промерзания почвы ($l \geq 60$ см) на две группы по продолжительности снеготаяния и оценки дополнительных потерь, связанных с испарением и инфильтрацией воды при затяжном таянии или, наоборот, некоторого сокращения потерь за счет быстрого схода снега. Такие количественные оценки необходимы не столько при выпуске прогноза, сколько для целей последующего уточнения прогнозов стока или притока воды в водохранилища уже в процессе развития половодья.

В заключение следует отметить, что наиболее трудной является разработка методики прогнозов по рекам тех районов в рассматриваемой области, где из-за мягкости зим не каждый год наблюдается устойчивый снежный покров. В таких условиях возможны два пути решения задачи.

Первый путь заключается в отыскании воднобалансовых зависимостей по данным о снегозапасах и осадках за все те годы, когда имели место весеннее половодье или при полном сходе снега талодождевые зимние паводки. Такая разработка выполняется на основе рассмотренных выше приемов определения воднобалансовых зависимостей при наличии, разумеется, достаточного объема достаточно точных исходных данных, либо на основе простейшей корреляции, если точность исходных данных не отвечает требованиям воднобалансовых расчетов.

Второй возможный путь состоит в применении корреляции с использованием данных о суммах жидких и твердых осадков за зимний период с учетом убыли последних за время зимних оттепелей. Этот путь, очевидно, менее надежен и не всегда приводит к положительному результату.

3.7.4. Реки лесной зоны европейской части СССР

Лесная зона европейской части СССР занимает больше половины Восточно-Европейской равнины и поэтому так же, как степная и лесостепная зоны, отличается в разных своих частях различными климатическими условиями, различной степенью лесистости и заболоченности, а следовательно и различными условиями формирования весеннего стока. Заселена и изучена в физико-географическом и гидрологическом отношении эта зона значительно лучше аналогичной зоны Сибири. Поэтому отметим здесь только наиболее существенные особенности, связанные главным образом с климатом и условиями формирования весеннего стока.

Западная часть лесной зоны, к которой можно отнести бассейны Западной Двины, Немана и других рек Прибалтики, бассейны Чудского озера и оз. Ильмень, рек Волхова, Верхней Волги, Верхнего Днепра, Сожа, Припяти, Березины и верхнего

течения Десны, отличается более мягким климатом, избыточным увлажнением и не очень большой лесистостью — в пределах 20—45 % с преобладанием смешанных лесов. Почвы здесь преимущественно дерново-подзолистые. Рельеф в большинстве достаточно хорошо расчленен. Болотам, которые наиболее распространены в бассейне озера Ильмень, рек Луги, Припяти, Березины, и заболоченным, часто покрытым лесом землям, свойственно значительное поверхностное задержание воды.

Важной климатической особенностью западной части зоны являются довольно частые и сильные зимние оттепели. Они не только увлажняют почву и в целом речные бассейны, но приводят к существенной разнице в запасах снега в лесу и на открытой местности, а также нередко к образованию толстой ледяной корки на поверхности почвы главным образом открытых полевых пространств. Как показывает опыт, почвы в этой части зоны к началу зимы хорошо увлажнены, но тем не менее колебания от года к году степени общего увлажнения бассейнов заметно сказываются на величине весеннего стока, что необходимо учитывать при разработке методики прогнозов этого стока.

Глубина промерзания почвы в лесу обычно на 20—30 см меньше, чем на открытой местности. Но в общем связь водопоглотительной способности почв в этой области с глубиной их промерзания прослеживается значительно слабее и главным образом на юге лесной зоны, в районах относительно менее увлажненных.

В отличие от западной части лесной зоны, северная и восточная ее части отличаются более суровым континентальным климатом. Лесистость здесь достигает 70—90 %. Леса преимущественно хвойные, кроме южной части, где также много смешанных лесов и больше распаханность. Благодаря большому количеству осенних дождей и малому испарению почвы также бывают хорошо увлажнены с осени. Но верхний перегнойно-аккумулятивный слой подзолисто-глеевых и подзолисто-болотных почв, обладающий большой пористостью, вместе с лесной подстилкой всегда обладает значительной влагоемкостью. При таком характере почв и слабой водопроницаемости их плотного иллювиального горизонта, а также благодаря значительной заболоченности, в лесной зоне, как уже отмечалось, превалирует емкостный тип водопоглощения, при котором интенсивность снеготаяния не играет заметной роли в потерях стока.

Хотя продолжительность таяния в лесной зоне велика, но суммарное испарение в лесу со снега, как и с водной поверхности, не может быть столь большим, как иногда полагают, ввиду безветрия и повышенной влажности воздуха под пологом леса, особенно в хвойных лесах. Свидетельством относительно меньшей роли предшествующего увлажнения бассейнов в формировании весеннего стока в лесной зоне избыточного увлажнения являются более высокие значения коэффициентов корреляции между весенним стоком и суммарной подачей воды. По исследованиям В. Д. Комарова, значения их колеблются от 0,80 до 0,96. Исключение

составляет юг лесной зоны, где благодаря меньшей лесистости более заметно влияние на сток предшествующего увлажнения и даже прослеживается влияние на него глубины промерзания.

Роль осеннего увлажнения в условиях севера лесной зоны принципиально отличная от той роли, какую оно играет в условиях степной или лесостепной зоны. Если там осеннее увлажнение определяет степень водопроницаемости почв, т. е. интенсивность инфильтрации талой воды, то в условиях лесной зоны, особенно в ее северной части, оно является фактором, непосредственно изменяющим свободную емкость речных бассейнов. Или другими словами, если в степной зоне запас продуктивной влаги в метровом или полуметровом слое почвы является косвенной характеристикой интенсивности инфильтрации, то в условиях лесного севера запас влаги в почвогрунтах зоны активного водообмена становится фактором, определяющим водозадерживающую способность речного бассейна.

Недостаток прямых наблюдений за запасами влаги в почвогрунтах в лесной зоне вынуждает использовать в прогнозах косвенные характеристики. Из их числа, как показывает опыт, наиболее показательными являются такие переменные, как осенний паводочный сток или просто сток реки за осенне-зимний период, например, сентябрь—январь.

Пример воднобалансовой зависимости (рис. 3.8) и определения ее параметров в лесной зоне был рассмотрен в п. 3.3. Характер-

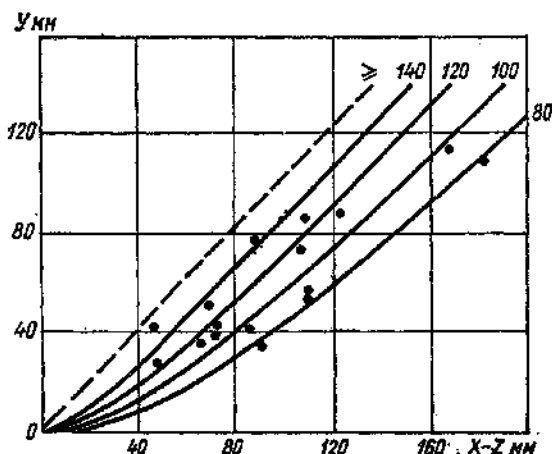


Рис. 3.18. Зависимость весеннего стока р. Сож у Гомеля от суммарного притока воды за вычетом потерь на испарение и показателя запаса влаги в мерзлом слое почвы.

ную для западной части лесной зоны методику прогнозов проиллюстрируем на примере прогнозов притока воды в Киевское водохранилище за период половодья.

На рис. 3.18 приведена зависимость весеннего стока р. Сож у Гомеля от суммарной подачи воды за вычетом потерь на испарение и показателя запаса влаги в мерзлом слое почвы. Последний вычисляли как произведение уменьшенного в сто раз запаса влаги в метровом слое почвы в миллиметрах на среднюю ее глубину промерзания в сантиметрах ($U=0,01 Wl$). Для построения воднобалансовой зависимости предварительно находим вспомогательную функцию $P_0(U)$. В качестве аппроксимационного уравнения использовано уравнение (3.2). Суммарную подачу воды определяли по максимальному запасу воды в снежном покрове с учетом ледяной корки на поверхности почвы и осадков за период от даты максимума снегозапасов до конца снеготаяния. Потери воды на испарение рассчитывались по одной из известных в гидрологии формул.

Аналогичные воднобалансовые зависимости были установлены для бассейна Днепра до Речицы и бассейна Припяти до Мозыря с той лишь разницей, что в качестве показателя предшествующего увлажнения для этих бассейнов использовали только запас влаги в метровом слое почвы.

Гидрологические створы у Речицы, Гомеля и Мозыря контролируют 81 % площади водосбора бассейна Днепра до Киева и 89 % весеннего стока. Сток с остальной водосборной площади определяли по аналогии. В результате анализа были получены

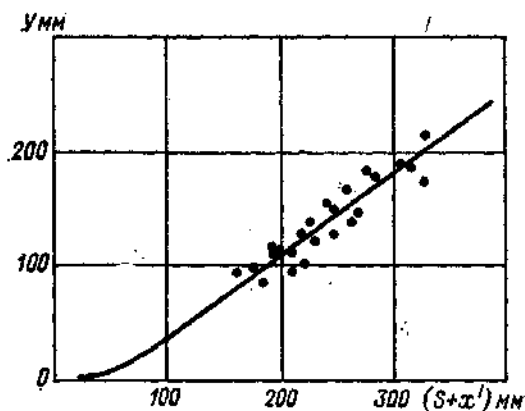


Рис. 3.19. Зависимость весеннего стока р. Вычегды у с. Усть-Кулома от суммарного притока воды.

соответствующие весовые коэффициенты уравнения для расчета ожидаемого объема притока воды в водохранилище в кубических километрах

$$V = 1,06V_1 + 1,08V_2 + 1,26V_3, \quad (3.37)$$

где V_1 , V_2 и V_3 — ожидаемый сток за период весеннего половодья соответственно в створах Речица, Гомель и Мозырь.

В северных районах лесной зоны, как например в бассейнах Северной Двины, Пинеги и Мезени, где по условиям климата осеннее увлажнение речных бассейнов велико и изменяется незначительно, основным фактором, определяющим колебания стока за половодье, является изменчивость суммарной подачи воды, т. е. того ее количества, которое участвует в формировании стока в каждом году. В условиях, когда определение этого количества воды (снегозапасы плюс осадки) не отличается очень высокой точностью, установить чисто эмпирически влияние на сток предшествующего увлажнения практически невозможно.

Пример простейшей зависимости $Y=f(X)$ приведен на рис. 3.19. Тангенс угла наклона этой зависимости составляет приблизительно 0,75, что свидетельствует о наличии в бассейне значительной бессточной площади, связанной с большой заболоченностью бассейна.

3.8. Уточнение прогнозов весеннего стока и притока воды в водохранилища

Источниками погрешностей долгосрочных прогнозов весеннего стока, основанных на описанной выше методике, являются: погрешности в оценке снегозапасов, недостаточная репрезентативность косвенных характеристик водопоглотительной способности речных бассейнов, отклонения весенних осадков от принимаемого в прогнозе среднего их значения (нормы), погрешности определения подземного питания и, наконец, неучет влияния на сток такого фактора как продолжительность (интенсивность) снеготаяния.

Для более точного расчета стока, который мог быть выполнен в процессе снеготаяния, необходима дополнительная информация о фактических потерях стока, которая возможна при наличии массовых наблюдений за снеготаянием и стоком талых вод на малых (элементарных) водосборах. Однако такого рода регулярные наблюдения крайне ограничены, а существующая наблюдательная сеть не в состоянии обеспечить необходимой информацией на ранней стадии снеготаяния. Это, естественно, ограничивает возможность заблаговременного уточнения прогнозов объема стока на основе более точных воднобалансовых расчетов.

Первый прогноз весеннего стока или притока воды в водохранилища за II квартал выпускается обычно в конце февраля, пользуясь описанными ранее приемами. На этот момент не всегда и не везде запасы воды в снежном покрове достигают своего максимума за зиму, а количество будущих весенних осадков принимается, как правило, равным норме. Таким образом, первое уточнение долгосрочного прогноза в принципе возможно с помощью тех же воднобалансовых зависимостей или расчетных уравнений с использованием данных о запасах воды в снежном покрове на более позднюю дату и данных о фактическом количестве уже выпавших осадков. Если последнее оказалось резко отличным от

принятой первоначально нормы, то, естественно, можно в определенной мере уточнить прогноз объема половодья или притока воды в водохранилище. Практически такое уточнение возможно обычно к концу периода снеготаяния.

Для крупных рек с большой длительностью половодья заблаговременность такого уточнения остается достаточно большой. Но по своей точности оно не на много отличается от точности исходного долгосрочного прогноза, так как условия для погрешностей, связанных с оценкой потерь стока, остаются по сути теми же. Более надежные способы уточнения прогнозов основаны на использовании гидрометрической информации, которая дает возможность тем или иным путем оценить объем талых вод, имеющих к определенному моменту в русловой сети крупного речного бассейна.

На момент схода снега в больших речных бассейнах основной объем талой воды обычно уже находится в руслах речной системы, а через замыкающий створ к этому времени чаще всего успевает стечь только относительно небольшая доля общего объема половодья. Таким образом, путем определения объема воды, находящейся в русловой сети бассейна на какой-то момент времени, можно более надежно уточнить долгосрочный прогноз стока за половодье, составленный ранее по сведениям о снегозапасах и другим данным, а также оценить ожидаемый сток на оставшийся период половодья или до конца квартала.

В практике обычно используют два приема уточнения прогнозов. Один из них состоит в использовании корреляционной связи, которая существует между максимумом объема воды в русловой сети и последующим ее стоком через замыкающий створ речного бассейна, а другой — в использовании корреляционной же связи между измеренным стоком за период половодья в замыкающем створе бассейна и стоком малых рек, вычисленным за тот же период по гидрометрическим данным. И в том и в другом случае использование гидрометрических данных дает возможность точнее оценить потери стока, на чем собственно и основывается уточнение прогноза.

3.8.1. Уточнение прогнозов весеннего стока по данным о запасе воды в русловой сети

На рис. 3.20 приведен пример совмещенных графиков изменения во времени объема воды в русловой сети крупного речного бассейна $V(t)$ и расходов воды в замыкающем его створе $Q(t)$. Как видно, максимум объема (запаса) воды в русловой сети опережает наступление максимума расхода половодья. Это опережение в данном примере (бассейн Дона до Калача) составляет 10—20 сут. При этом к моменту наступления пика руслового запаса воды через замыкающий створ успевает стечь 20—25 % общего стока за период половодья (заштрихованная на рисунке часть гидрографа).

Сток воды через замыкающий створ бассейна наиболее тесно связан с максимальным объемом воды в русловой сети. Это и дает возможность с довольно хорошим приближением определять сток через замыкающий створ за период от даты наступления максимума русловых запасов воды (t') до конца половодья (или до конца II квартала), который будем обозначать далее как

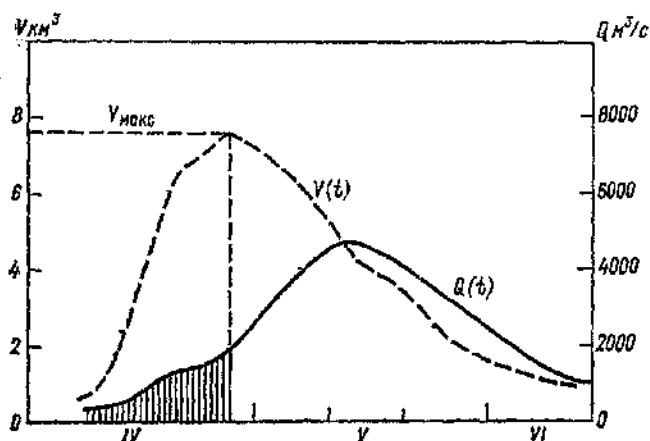


Рис. 3.20. Графики хода во времени объемов воды в русловой сети и расходов воды в замыкающем створе крупного речного бассейна в период половодья.

$t' + T$. Как показывает опыт, корреляционная связь $V_{t'+T} = f(V_{\text{макс}})$ носит линейный характер типа

$$V_{t'+T} = aV_{\text{макс}} + b, \quad (3.38)$$

где $V_{t'+T}$ выражают обычно в кубических километрах, поскольку русловые запасы в целях сокращения вычисления выражают в виде суммы средних суточных расходов воды. Разумеется, что для воднобалансовых сопоставлений и оценок они должны выражаться в одних и тех же единицах измерения, т. е. в кубических метрах или кубических километрах. Для этого сумма расходов воды умножается на число секунд в сутках.

Максимум объема воды в русловой сети формируется обычно несколько раньше конца снеготаяния в речном бассейне. Но эту дату трудно установить однозначно, так как все зависит от способа расчета самих русловых запасов, а точнее от того, по каким (для какого размера рек) гидрометрическим данным вычисляются эти запасы. При использовании данных о расходах воды только по главной реке и наиболее крупным ее притокам дата наступления максимума русловых запасов должна получаться несколько позднее по сравнению с той датой, которая получается при вычислении русловых запасов по гидрометрическим данным включая

малые реки. Это очевидно, но опыт такого рода расчетов пока не настолько велик, чтобы можно было уверенно говорить о конкретном выигрыше во времени, тем более что этот выигрыш очевидно должен зависеть от степени развития гидрометрической сети в речном бассейне.

Коротко рассмотрим практические возможности расчета запасов воды в русловой сети для уточнения прогнозов стока.

Наиболее простой способ определения запаса воды на участке реки основан на расчетах по формуле

$$V_{1-2} = (Q_1 + Q_2) \tau_{1-2}/2, \quad (3.39)$$

т. е. вычисляют как произведение среднего расхода воды на участке на время пробега последней на этом участке. Индексы «1» и «2» обозначают здесь соответственно верхний и нижний створы участка. Для участка реки с одним замыкающим створом объем воды в первом приближении вычисляют в соответствии с формулой (3.39) как

$$V = 0,5 Q \tau, \quad (3.40)$$

а при определении объема воды на участках впадения притока (рис. 3.21) — по формуле

$$V_{1-2-3} = 0,5 (Q_1 + Q_2 + Q_3) \tau_{cp}, \quad (3.41)$$

где

$$\tau_{cp} = (\tau_{1-2} + \tau_{2-3})/2. \quad (3.42)$$

Таким образом, если в речной системе бассейна имеется достаточно большое число гидрометрических створов, то, зная время пробега воды по участкам и пользуясь данными о средних суточных расходах воды, можно вычислить приближенные значения объемов воды, имеющих на каждом участке. Суммируя эти объемы, находят общий запас воды в русловой сети на данный момент времени. Принимая постоянными значения времени добега на каждом участке, приходим к общему приближенному выражению русловых запасов воды в виде многочлена

$$V_t = a_1 Q_1 + a_2 Q_2 + \dots + a_n Q_n, \quad (3.43)$$

которым и пользуются чаще всего в практических расчетах. Индексы 1, 2, ..., n представляют собой номера гидрометрических створов в речной системе данного бассейна; $a_1, a_2, \dots, a_n$ — коэффициенты, значения которых зависят от времени добега воды на соответствующих участках главной реки и ее притоках. Максимальное значение руслового запаса определяют путем вычисления ежедневных их значений. Для сокращения вычислительных процедур расчеты можно вести через день.

Известны и другие приемы приближенного расчета объемов воды в русловой сети, которые описаны в учебных курсах по гидрологическим прогнозам. Например, расчет по данным об уровнях

воды и морфометрическим характеристикам русел или с помощью кривых объемов, предварительно установленных для отдельных участков главной реки и притоков. Однако оба они, будучи столь же приближенными, как и первый, значительно более трудоемки и требуют более обширной информации. Следует также иметь в виду, что объемы воды, вычисляемые по ограниченному числу участков на крупных реках могут существенно отличаться от действительных, особенно на ранней стадии формирования половодья,

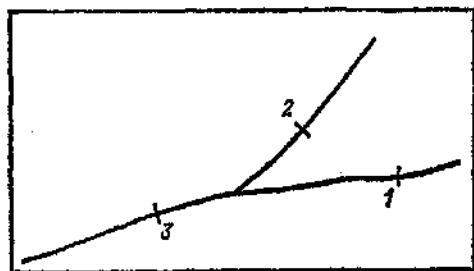


Рис. 3.21. Схема приточного участка русловой сети.

когда талая вода сосредоточена в основном в мелкой и средней речной сети.

Более полный способ расчета объемов воды в русловой сети [13] основан на использовании модели строения речной системы, предложенной в свое время Н. А. Ржаницыным [58]. Эта модель, как и другие известные модели такого рода, описывает количественные соотношения потоков различного порядка и их морфометрических характеристик, в частности таких, как длина потоков, глубина и ширина их русел в условиях установившегося режима стока. Пример расчета русловых запасов воды этим способом приведен в вып. 2 настоящего Руководства. Отметим здесь, что этот способ слишком трудоемок для ручных расчетов и требует применения ЭВМ, но он позволяет несколько раньше уточнять долгосрочные прогнозы.

Вычисленные более простыми приближенными способами запасы воды в русловой сети речного бассейна в действительности являются лишь достаточно репрезентативными их показателями, отражающими характер изменения этих запасов по годам. Это по сути и обеспечивает существование достаточно тесных корреляционных связей типа (3.38), используемых для целей уточнения долгосрочных прогнозов весеннего стока или притока воды в водохранилища. Так, для уточнения стока р. Оки у Горбатова (основная доля притока воды в Чебоксарское водохранилище) расчетная формула имеет вид

$$V_{t+T} = 1,32V_{\max} + 8, \quad (3.43)$$

где V_{t+T} — сток за период от даты $V_{\max}(t)$ до конца II квартала, км³.

Первый, наиболее простой, прием состоит в осреднении данных о стоке за период половодья по ряду небольших рек и установлении корреляционной связи этих осредненных значений с весенним стоком в замыкающем створе большой реки. Тесное расположение точек вокруг линии равных значений будет свидетельствовать о высокой репрезентативности данных о стоке по выбранному ряду малых рек и возможности использования такой связи для уточнения долгосрочных прогнозов в ходе формирования половодья. В качестве малых рек обычно приходится брать реки с площадями водосбора от одной до нескольких тысяч квадратных километров, поскольку наблюдений на реках с меньшими площадями водосбора крайне мало.

Само уточнение долгосрочного прогноза в целях увеличения его заблаговременности может быть выполнено двумя путями: используя дополнительную корреляционную зависимость между средним стоком за период подъема половодья и стоком большой реки за весь период половодья или основную связь, вычисляя при этом сток малых рек за период после наступления максимальных расходов и до конца половодья с помощью типовых кривых спада. На практике используют тот путь, который дает лучшие результаты. В целях большей надежности уточнений при отыскании связей необходимо использовать возможно более длинный ряд наблюдений за прошлые годы. Выпуск уточнений прогнозов приурочивают в этом случае к моменту наступления максимального расхода на той из малых рек, на которой он наступает позже, если нет возможности оценить ход стока на ней путем экстраполяции.

Описанный путь установления зависимости $Y=f(\bar{y})$ далеко не всегда возможен, особенно для очень больших неоднородных по физико-географическим условиям бассейнов. Для ее установления надо выбирать малые реки, бассейны которых расположены в разных частях крупного бассейна, а сток их должен возможно полнее характеризовать общую картину распределения стока талых вод в интересующем бассейне. Наконец, подчеркнем, что весенний сток большой реки может быть вычислен по стоку малых рек и как среднее взвешенное, т. е. с учетом площади, для которой характерны данные по каждой малой реке. Весовые коэффициенты при этом можно уточнить путем оптимизации.

Второй прием базируется на регрессионном анализе, с помощью которого осуществляется выбор сравнительно небольшого числа репрезентативных малых рек и отыскание корреляционных зависимостей типа

$$Y = f(y_1, y_2, \dots, y_n), \quad (3.45)$$

где $y_1, y_2, \dots, y_n$ — весенний сток малых рек.

При выборе аргументов необходимо добиваться получения корреляционных зависимостей, имеющих наиболее высокую точность при минимальном их числе, т. е. числе малых рек, поскольку при одном и том же объеме выборки устойчивость уравнения

регрессии всегда тем меньше, чем больше число независимых переменных в уравнении регрессии. Поэтому следует учитывать как минимум два показателя — степень скоррелированности стока малых рек между собой и сроки формирования половодья на них. Естественно, что предпочтение отдается рекам с меньшей площадью водосбора, поскольку половодье на них проходит раньше, и тем из них, данные по которым более информативны. Критериями для отбора аргументов служат такие статистические характеристики, как парные коэффициенты корреляции и детерминированный вклад каждого аргумента, вычисляемый, например, по формуле Г. А. Алексеева [1]

$$\gamma_j = (r_{0j} a_{0j} \sigma_y / \sigma_0) / R_0^2 \quad (3.46)$$

где r_{0j} — коэффициент корреляции между стоком большой реки (0) и стоком одной из малых рек (j) ($j=1, 2, \dots, n$); a_{0j} — соответствующий коэффициент регрессии; σ_y / σ_0 — отношение средних квадратических отклонений от нормы малой и большой реки; R_0 — общий коэффициент корреляции при n аргументах.

Таким образом, первым шагом при отборе малых рек является чисто гидрологический анализ данных с соблюдением требования об относительно равномерном распределении бассейнов малых рек. Следующим шагом является составление матрицы парных коэффициентов корреляции между весенним стоком предварительно отобранных малых рек. На основании этой матрицы отбирают те малые реки, парные коэффициенты стока которых минимальны. После этого составляют матрицы коэффициентов корреляции (r_{0j}) и регрессии (a_{0j}) связей стока каждой из отобранных малых рек со стоком большой реки и находят значения общего коэффициента корреляции R_0 при использовании в качестве аргументов уже отобранных станций. Далее, вычислив значения вкладов для каждой малой реки, окончательно отсеивают те из них, которые несут малый вклад, т. е. не дают существенного уточнения уравнения регрессии.

Что касается самого уточнения прогнозов, то его, как и в первом случае, можно выполнять путем вычисления стока малых рек с использованием типовых кривых спада или других уравнений регрессии, в которых в качестве аргументов используют сток малых рек за период подъема половодья, полученный описанным выше путем.

Третий прием отыскания связи между стоком большой и малых рек в бассейне близок по смыслу к первому. Отличие его состоит в том, что предварительно для большого бассейна строят приближенную карту изохрон добегания воды суточного разрешения (т. е. через суточные интервалы времени) и в пределах каждой межизохронной площади выбирают 1—2 малые реки, по которым имеются данные о расходах воды. Далее, определяют средние значения стока за период половодья для каждой межизохронной площади и весовые коэффициенты, равные отношению

каждой межизохронной площади (f_j) к общей площади всего большого бассейна F , т. е.

$$k_j = f_j/F. \quad (3.47)$$

Слой стока большого бассейна вычисляют как среднее взвешенное

$$Y = k_1 y_1 + k_2 y_2 + \dots + k_n y_n, \quad (3.48)$$

где $y_1, y_2, \dots, y_n$ — средний сток в пределах межизохронной площади за период половодья.

Следует отметить, что при таком подходе возможны случаи систематического расхождения между вычисленными и фактическими значениями стока. Это легко обнаруживается при построении корреляционной зависимости между указанными значениями, которая и позволяет внести соответствующую поправку.

Как и в первых двух приемах, уточнение долгосрочного прогноза возможно при наступлении максимума половодья на малых реках и сток за период спада на этих реках также вычисляют по типовым кривым спада или по среднему соотношению стока за периоды подъема и спада. Этот прием имеет некоторое преимущество перед другими в том отношении, что позволяет рассчитывать в первом приближении гидрограф половодья, т. е. при уточнении долгосрочного прогноза рассчитывать не только сток за оставшийся период половодья, но и его приблизительное распределение во времени.

В заключение следует подчеркнуть, что уточнение долгосрочного прогноза особенно важно в отношении притока воды в водохранилища за II квартал. В связи с этим разработку методики уточнения для этого случая следует вести для квартального стока [77].

Глава 4. Методика долгосрочных прогнозов максимальных расходов (уровней) и других характеристик весеннего половодья

4.1. Общие предпосылки и методические основы прогнозов

Максимальные расходы и уровни весеннего половодья на равнинных реках относятся к числу тех его характеристик, прогнозы которых интересуют наиболее широкий круг потребителей. И это вполне понятно, так как именно высота максимального

уровня половодья определяет степень опасности разлива рек и размеры наносимого ими ущерба народному хозяйству, городскому и сельскому населению. Заблаговременные (долгосрочные) прогнозы максимальных расходов важны, в частности, для гидроэнергетики и водного хозяйства в связи с необходимостью оперативного определения оптимальных режимов регулирования стока и пропуска воды через водохранилища при большом весеннем стоке. Интерес представляют также сроки начала половодья и прохождения его максимальных расходов и уровней, а для гидроэнергетики и водного транспорта — распределение весеннего стока во времени.

Все перечисленные характеристики весеннего стока в большой мере зависят от метеорологических особенностей весны — сроков начала и интенсивности снеготаяния, наличия перебоев в его ходе, количества и интенсивности весенних осадков. При выпуске долгосрочных прогнозов все эти условия пока не могут быть уверенно учтены из-за отсутствия надлежащих метеорологических прогнозов. По этой причине методика прогнозов указанных выше характеристик весеннего стока остается сугубо приближенной и основывается практически на использовании простейших эмпирических (корреляционных) связей, обусловленных чисто гидрологическими закономерностями, и реально возможных в данное время метеорологических прогнозов.

Как следует из линейной модели формирования гидрографа половодья (см. главу 1) и практического опыта, максимальный расход половодья на многих достаточно крупных реках довольно тесно связан с объемом стока: чем больше объем стока за половодье, тем больше его максимальный расход и выше максимальный уровень. Таким образом, обе эти характеристики зависят в определенной мере от тех же факторов, от которых зависит и объем весеннего стока. Однако большое влияние на формирование гидрографа половодья метеорологических условий весны и большая изменчивость этих условий от года к году вносят слишком большую неопределенность в эту зависимость, при которой теряется практическая возможность ее непосредственного использования для целей долгосрочных прогнозов. В наибольшей мере это относится к прогнозам максимального уровня половодья, на высоте которого сильно сказываются, кроме того, и заторы льда, образующиеся при вскрытии рек. По этим причинам практически более реальным является использование для прогнозов простейших эмпирических зависимостей максимального расхода половодья от объема последнего, устанавливаемых отдельно для каждого интересующего речного бассейна.

Что касается таких характеристик половодья, как даты его начала и прохождения максимального расхода или уровня, то они в значительной мере связаны с размерами речного бассейна, его залесенностью и заболоченностью. В среднем в той или иной географической зоне эти даты определяются климатом, а в каждом отдельном году — целиком метеорологическими условиями.

Прогнозы этих характеристик практически основаны на корреляционной их зависимости от сроков начала снеготаяния и дружности последнего и возможны лишь при использовании долгосрочного метеорологического прогноза сроков окончательного перехода температуры воздуха через 0°C к положительным значениям. Этот прогноз только и может служить исходным аргументом при выпуске гидрологического прогноза.

Наиболее трудной задачей является разработка методики прогнозов распределения во времени весеннего стока и притока воды в водохранилища. Помимо чрезвычайной сложности задачи самой по себе, для ее решения требуются кроме большого объема гидрометрических данных еще и весьма подробные физическо-географические и метеорологические данные, необходимые для надежного расчета хода во времени снеготаяния и водоотдачи в речных бассейнах. Как известно, такого рода данные крайне ограничены. Поэтому гидрология не располагает пока достаточно точными способами (моделями) расчета гидрографов тало-дождевого стока даже для относительно небольших бассейнов, не говоря уже о прогнозах расходов и уровней воды большой заблаговременности, для которых, как говорилось, необходим детализированный во времени долгосрочный метеорологический прогноз.

Не касаясь вопросов разработки и возможностей использования математических моделей в гидрологических прогнозах, которые рассматриваются в вып. 2 настоящего Руководства, отметим лишь, что на современном уровне развития метеорологические прогнозы большой заблаговременности не отвечают пока нуждам гидрологических прогнозов ни в отношении перечня интересующих метеорологических элементов, ни в отношении возможности прогнозов их хода во времени. По этой причине и в силу ограниченности данных наблюдений возможность прогнозов распределения весеннего стока во времени большой заблаговременности, в частности распределения притока воды в озера и крупные водохранилища за половодье и II квартал, остается пока крайне ограниченной.

Реально методика таких прогнозов может основываться пока только на прогнозах суммарного притока воды за II квартал (их методические основы рассмотрены выше в главе 3) и статистической оценке его распределения по декадам или месяцам с учетом таких элементов сезонных и месячных прогнозов погоды, как аномалия температуры воздуха и сроки устойчивого ее перехода через 0°C . Статистическая оценка распределения стока во времени должна выполняться, естественно, на материалах гидрометрических наблюдений за прошлые годы путем типизации гидрографов стока или притока воды в водохранилища и озера по таким признакам, как раннее и позднее начало половодья, дружность весны, аномалия температуры воздуха, многоводность и маловодность половодья с соответствующим осреднением относительного распределения стока и оценкой повторяемости различных типов этого распределения. Понятно, что этот трудоемкий поиско-

вый анализ не лишен субъективизма, о чем необходимо помнить при его выполнении и соблюдать все требования в отношении объективности определения статистических характеристик.

4.2. Прогнозы максимальных расходов и уровней половодья по данным об ожидаемом стоке или о факторах, его определяющих

4.2.1. Зависимости между максимальным расходом (уровнем) и стоком за период половодья

Большая изменчивость условий снеготаяния от года к году, как уже отмечалось выше, обуславливает то, что связь между стоком за период половодья и максимальным расходом воды $Q_{\text{макс}} = f(Y)$ является далеко не однозначной. Тем не менее для многих рек она достаточно хорошо выражена и по своей тесноте может быть использована для выпуска долгосрочных прогнозов.

Наиболее тесная связь между стоком и максимальным расходом (уровнем) половодья имеет место на реках с большой амплитудой колебаний стока и относительно коротким (по сравнению с максимальным временем добегания воды в бассейне) периодом снеготаяния. Это характерно, например, для рек степной и отчасти лесостепной зон. Наименее тесная связь характерна для рек в зонах с большой продолжительностью снеготаяния и большим количеством весенних осадков, в частности на небольших реках лесной зоны и особенно в бассейнах с низкорельефом. Ход половодья на таких реках часто целиком определяется ходом погодных условий в период снеготаяния и может иметь несколько пиков. Нарушению связи между стоком и наивысшим уровнем половодья способствуют, как отмечалось, заторы льда, которые особенно часты на реках, текущих в северном направлении.

Наиболее высоким половодье бывает тогда, когда при больших запасах снега таяние их идет очень быстро, захватывает одновременно весь бассейн реки и не нарушается возвратами холодов. На некоторых больших реках, бассейны которых находятся в различных климатических условиях, формирование особенно высокого половодья определяется (кроме больших снеготаяний) таким сочетанием во времени периодов снеготаяния в бассейнах крупных притоков, при котором происходит наложение их высоких расходов. Примером может служить Северная Двина, на которой особенно высокий естественный (незатворный) максимум половодья определяется наложением максимальных расходов главных ее притоков — Сухоны и Вычегды. В качестве другого примера можно привести бассейн Днепра, где максимальный весенний приток воды в Киевское водохранилище также зависит не только от общей величины притока, но и от того, в какой мере совпадают по времени максимумы половодья на Верхнем Днепре, Соже и Припяти,

что, в свою очередь, определяется сроками и дружностью таяния снега в частных бассейнах.

Другой причиной снижения точности зависимости $Q_{\max}(Y)$ для больших рек является неодинаковое распределение весеннего стока между основными (наиболее крупными) притоками, имеющими в силу их физико-географических особенностей, существенно различную форму гидрографов и существенное различие от года к году в стоке за половодье. Кстати, это тоже характерно для бассейна Днепра, где формы гидрографов половодья на Припяти и Верхнем Днепре существенно различны, как существенно различными от года к году могут быть их сток и сроки снеготаяния.

Наличие достаточно тесной зависимости между стоком за период половодья и максимальным его расходом для больших рек с более однородными физико-географическими характеристиками бассейнов (в частности, например, при продвижении снеготаяния от верховьев к нижнему течению) обусловлено тем, что благодаря большой регулирующей способности таких бассейнов временные перебои в таянии снега и неодновременность охвата таянием всего бассейна вызывают относительно меньшие изменения формы гидрографа, выражающиеся в большем или меньшем растягивании периода половодья и снижении его высоты. Именно поэтому гидрограф половодья на больших реках в отличие от гидрографа половодья на малых носит, как правило, характер относительно плавной одномодальной волны.

Из сказанного следует, что гидрографы половодья, относящиеся к определенному створу на данной реке, всегда более или менее различаются по форме. Однако, как показывает опыт, во многих случаях возможна определенная схематизация гидрографов, т. е. можно построить для данного створа типовой (осредненный) гидрограф, отражающий главные черты, свойственные большинству гидрографов, пользуясь самым простым соотношением

$$Q_{\max} = \bar{\psi} \bar{Q}, \quad (4.1)$$

где $\bar{Q}$ — средний расход за период половодья, $\text{м}^3/\text{с}$; $\bar{\psi}$ — среднее значение отношения $Q_{\max}/\bar{Q}$, которое характеризует в первом приближении форму гидрографа половодья в данном створе реки и всегда значительно больше единицы.

Выражение (4.1) по сути и представляет собой зависимость между максимальным расходом и стоком за период половодья, поскольку из него следует, что

$$Q_{\max} = k \bar{\psi} F Y / (T_c + \tau_{\max}), \quad (4.2)$$

где Y — сток за половодье, мм; F — площадь бассейна, км^2 ; $T_c + \tau_{\max}$ — продолжительность половодья в сутках, складывающаяся из продолжительности снеготаяния T_c и максимального времени добега воды в бассейне $\tau_{\max}$; k — коэффициент размерности, равный округленно 0,0116, если выражать входящие в (4.2) величины в единицах, указанных выше в пояснении к формуле.

Из формулы (4.2) следует прежде всего, что при выражении стока за период половодья в миллиметрах на площадь водосбора зависимость $Q_{\max}(Y)$ является строго индивидуальной для каждого речного бассейна, поскольку в нее непосредственно входит площадь бассейна F и связанное с ней максимальное время добегания воды $t_{\max}$. Далее, что она в принципе не может быть однозначной, так как в нее входит переменная от года к году продолжительность снеготаяния T_c , а отношение $\psi = Q_{\max}/\bar{Q}$ также не остается постоянным от года к году. Наконец, что эта зависимость может быть как линейной (при малых и не связанных со стоком колебаниях от года к году переменных величин ψ и T_c), так и нелинейной. Последний случай характерен для рек с большими колебаниями стока в различных крупных частях во-

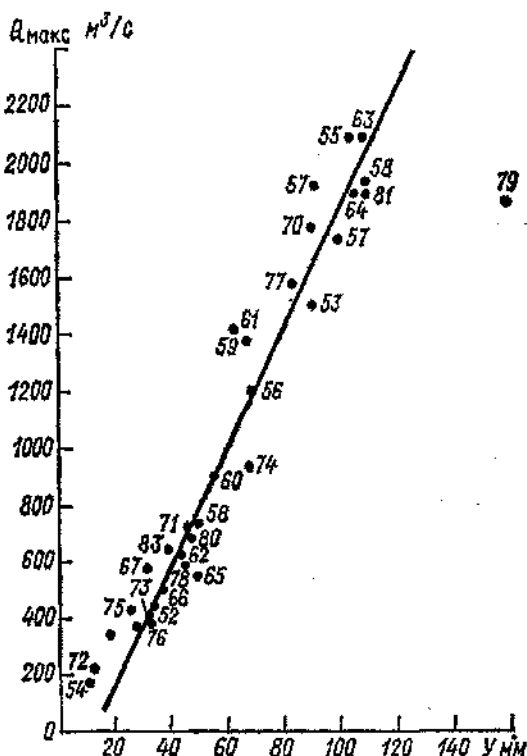


Рис. 4.1. Связь максимальных весенних расходов р. Хопра у Бесплемяновского со стоком за период половодья.

досбора и для бассейнов с большими изменениями действующей площади водосбора в маловодные и многоводные весны.

На рис. 4.1 в качестве примера показана зависимость максимального расхода от стока за половодье для р. Хопра у Бесплемяновского (площадь водосбора 44900 км²). Как видно, эта зависимость линейная и выходит из начала координат. Она аппроксимируется уравнением

$$Q_{\max} = 21Y. \quad (4.3)$$

Подобная линейная зависимость имеет место и для гораздо более крупного речного бассейна Оки до Нижнего Избыльца (площадь водосбора 244 тыс. км²)

$$Q_{\max} = 120Y \quad (4.4)$$

при амплитуде стока за половодье от 40 до 130 мм и амплитуде максимальных расходов от 4 до 18 тыс. м³/с.

На рис. 4.2 приведен пример нелинейной зависимости $Q_{\max}(Y)$ для р. Тобола у г. Кургана. Ясно выраженная нелинейность зависимости в этом бассейне обусловлена, как отмечалось выше, большим изменением действующей площади в маловодные и многоводные весны, что связано с очень плоским характером рельефа большей части речного бассейна и большой изменчивостью осеннего увлажнения бассейна. Нелинейный характер зависимостей $Q_{\max}(Y)$ имеет место на Верхнем Днепре у Речицы и

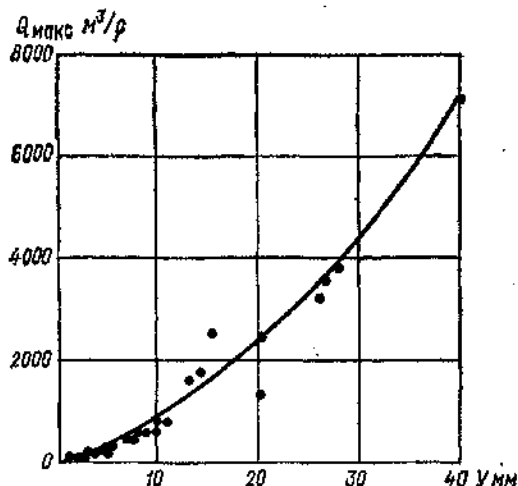


Рис. 4.2. Связь максимальных весенних расходов р. Тобол у Кургана со стоком за период половодья.

на крупных его притоках — Соже у Гомеля, Десны у Чернигова, Припяти у Мозыря. При этом более значительна нелинейность зависимости $Q_{\max}(Y)$ для Припяти и Десны, в бассейнах которых больше неравномерность распределения снеготаяния и неодновременность процессов снеготаяния.

Учет стока и сроков таяния снега в бассейнах основных притоков большой реки дает возможность уточнить методику, а следовательно и долгосрочные прогнозы максимальных расходов воды, составляемые только по данным об общей величине ожидаемого стока за половодье в интересующем створе большой реки. Однако в отсутствие надежного прогноза погоды реализовать эту возможность практически нельзя. Поэтому остается лишь один реальный путь уточнения прогнозов при меньшей их заблаговременности в процессе формирования половодья, пользуясь приемами, основанными на использовании гидрометрических данных. Такие приемы рассматриваются в вып. 2 настоящего Руководства.

В отличие от эмпирических зависимостей $Q_{\max}(Y)$ аналогичные зависимости для прогнозов максимальных уровней половодья $H_{\max}(Y)$, как правило, нелинейны и по своей форме подобны кривым расходов $Q(H)$. Пример такой зависимости для р. Хопра у Бесплемяновского приведен на рис. 4.3. Что касается тесноты и

точности таких эмпирических зависимостей, то все сказанное ранее о зависимостях $Q(Y)$ в равной мере относится и к зависимостям $H_{\max}(Y)$.

Долгосрочные прогнозы максимальных расходов и уровней половодья с использованием рассмотренных выше эмпирических связей могут выпускаться одновременно с прогнозами стока за период половодья. Точность таких прогнозов и статистическую эффективность методики их составления оценивают с учетом по-

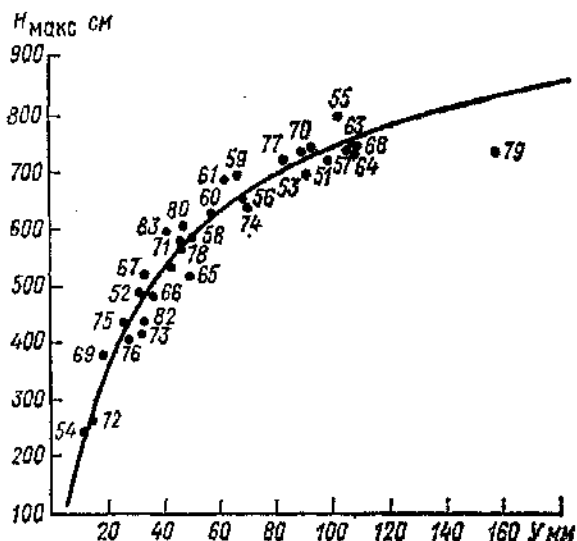


Рис. 4.3. Связь максимальных весенних уровней р. Хопра у Бесплемяновского со стоком за период половодья.

грешностей прогнозов объема половодья. Во всех случаях, когда дают одновременно оба вида прогнозов (Y и $Q_{\max}$ или Y и $H_{\max}$), оценку погрешностей проверочных прогнозов $Q_{\max}$ и $H_{\max}$ выполняют в двух вариантах — по фактическим и ожидаемым значениям стока за период половодья. При малых объемах выборки эту оценку контролируют с помощью определения дисперсии или средней квадратической погрешности прогнозов теоретическим путем по средней квадратической погрешности аргумента, которым является ожидаемый сток за период половодья, используя известную формулу

$$s_y = \sqrt{\left(\frac{\partial y}{\partial x}\right)^2 \sigma_x^2 + \left(\frac{\partial y}{\partial z}\right)^2 \sigma_z^2 + \dots}, \quad (4.5)$$

где s_y — средняя квадратическая погрешность функции $y(x, z, \dots)$; $\sigma_x^2, \sigma_z^2, \dots$ — дисперсии погрешностей определения или измерения аргументов $x, z, \dots$; $\partial y / \partial x \dots$ — частные производные функции.

Для линейной зависимости $Q_{\text{макс}}(Y)$ средняя квадратическая погрешность будет равна

$$s_{Y_{\text{макс}}} = a s_Y, \quad (4.6)$$

где a — угловой коэффициент (производная) линейной связи; s_Y — средняя квадратическая погрешность прогнозов стока за период половодья для данной реки.

При нелинейных связях $Q_{\text{макс}}(Y)$ и $H_{\text{макс}}(Y)$ для вычисления средней квадратической погрешности по формуле (4.6) необходимо предварительно подобрать аналитические выражения этих зависимостей и определить их производные. Тогда

$$s_{Q_{\text{макс}}} = \frac{\partial Q}{\partial Y} s_Y, \quad \text{а} \quad s_{H_{\text{макс}}} = \frac{\partial H}{\partial Y} s_Y. \quad (4.7)$$

Определение производных можно упростить, пользуясь линейно-кусочной аппроксимацией нелинейных зависимостей $Q_{\text{макс}}(Y)$ и $H_{\text{макс}}(Y)$, и получить средние квадратические погрешности для различных диапазонов аргумента.

Прогнозы максимального уровня половодья можно, разумеется, давать и по прогнозу максимального расхода воды, т. е. не прибегая к отысканию эмпирической зависимости $H_{\text{макс}}(Y)$. Это не дает слишком больших дополнительных погрешностей, если кривая расходов $Q(H)$ в интересующем створе устойчива и достаточно тесная и если на максимальный уровень воды не оказывают влияния заторы льда. Но в таком случае для расчета средней квадратической погрешности прогнозов уровня по формуле (4.5) необходимо знать среднюю квадратическую погрешность кривой расходов в диапазоне наблюдавшихся максимальных расходов и уровней половодья.

В заключение необходимо отметить, что при построении эмпирических зависимостей $Q_{\text{макс}}(Y)$ или $H_{\text{макс}}(Y)$ необходимо тщательно анализировать случаи больших отклонений точек от генерального направления связи в целях выяснения причин таких аномалий и не принимать их во внимание при проведении линии связи или определении уравнения регрессии. Однако не принятые во внимание точки рекомендуется сохранять на графике и использовать их при оценке погрешностей прогнозов, определяя при этом вероятность наибольших погрешностей.

4.2.2. Зависимости между максимальным расходом (уровнем) и факторами, определяющими сток за период половодья

Если для той или другой реки (конкретного ее створа) установлены достаточно тесные зависимости весеннего стока от определяющих его факторов и максимального расхода от стока за период половодья, то из этого следует, что должна существовать зависимость максимального расхода воды от тех же факторов стока. При этом очевидно, что в случае линейной зависимости

$Q_{\max}(Y)$ график, выражающий зависимость максимального расхода от основных факторов весеннего стока, должен иметь вид, аналогичный виду зависимостей $Y=f(X, U)$ или $Y=f(X, U, l)$, рассмотренных в предыдущей главе. Однако в таких случаях для выпуска прогнозов максимального расхода половодья можно вполне обойтись более простой зависимостью $Q_{\max}(Y)$.

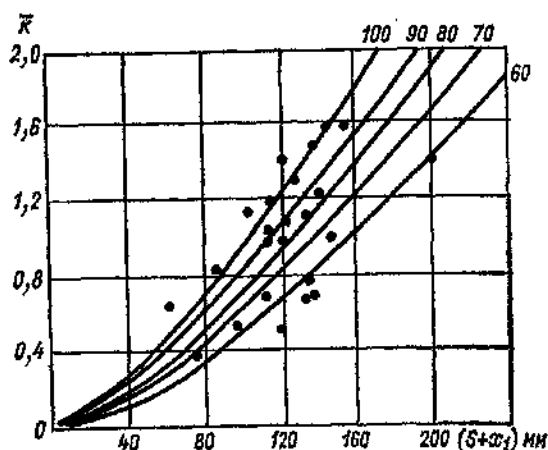


Рис. 4.4. Зависимость среднего значения модульных коэффициентов максимальных расходов половодья для небольших рек ($\bar{k}$) от суммарного притока воды ($S+x_1$) и показателя увлажнения почвы (числа у точек и линий).

Это в равной мере относится и к прогнозам максимального уровня половодья. Но последние необходимы не только для гидрометрических створов, по которым имеются данные о стоке, необходимые для определения воднобалансовых зависимостей, а и для створов, где измеряют только уровни воды. В таких случаях для прогнозов максимальных уровней остаются лишь два возможных пути. Первый из них — установление эмпирических зависимостей максимального уровня воды в данном створе от основных факторов стока (X, U), а второй — использование корреляционных связей этого уровня от стока в выше расположенном створе той же реки, для которого имеется воднобалансовая зависимость, или даже на другой реке. Последний случай более реален для практического использования применительно к относительно небольшим рекам, находящимся в одинаковых или близких физико-географических и климатических условиях. Природная территориальная скоррелированность таких характеристик, как сток, максимальные расходы и уровни, дает возможность для расширения числа створов, по которым возможны прогнозы максимальных уровней, и для некоторых территориальных обобщений.

На рис. 4.4 приведен пример зависимости $\bar{k}=f(X, U)$ для небольших (в несколько тысяч квадратных километров) рек

бассейна Суры, иллюстрирующий возможности территориального обобщения для прогнозов максимальных расходов и уровней весеннего половодья. Здесь $\bar{k}$ — среднее значение относительных максимальных расходов половодья на реках данного бассейна, X — запас воды в снежном покрове, сложенный с осадками за время снеготаяния, U — показатель предшествующего (осеннего) увлажнения бассейна (запас влаги в почве).

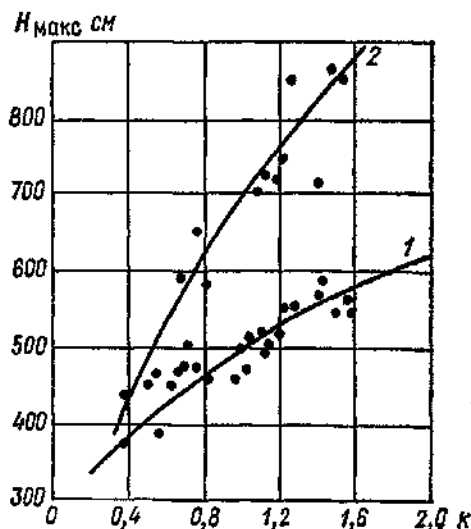


Рис. 4.5. Зависимость максимального уровня половодья ($H_{\max}$) от коэффициента $\bar{k}$ для притоков р. Суры — Инсара у Языковки (1) и Узы у Шемышейки (2).

Ежегодные значения X и U определяют как средние для рассматриваемой территории, а $\bar{k}$ вычисляется как

$$\bar{k} = \sum k_i / n,$$

где $k_i = Q_{\max} / \bar{Q}$ для каждой реки; n — число рек.

Прогноз максимального расхода для каждой реки составляется следующим образом. Пользуясь зависимостью (рис. 4. 4), находят ожидаемое среднее значение $\bar{k}$. После этого вычисляют ожидаемые значения максимальных расходов для каждой реки

$$Q_{\max} = \bar{k} \bar{Q}_{\max}, \quad (4.8)$$

где $\bar{Q}_{\max}$ — норма максимального расхода половодья в данном створе данной реки.

Для прогнозов максимальных уровней половодья используют соответствующие частные зависимости $H_{\max}(\bar{k})$ для каждого створа. На рис. 4.5 приведен пример таких зависимостей для того же бассейна Суры. На нем показаны совмещенные для двух рек графики.

4.3. Прогнозы максимальных весенних уровней озер

Максимальный весенний уровень любого озера зависит от количества притекшей и временно аккумулированной в нем воды, т. е. от суммарного стока за период половодья всех рек, впадающих в данное озеро. Таким образом, для прогнозов максимального уровня наполнения любого озера необходим прежде всего прогноз суммарного притока воды в него. Однако этого практически достаточно лишь для относительно небольших бессточных озер, для которых потери воды за время их наполнения относительно невелики и поэтому максимальный их уровень целиком определяется суммарным притоком воды и начальным (предвесенним) уровнем озера. Зависимость максимального уровня для каждого такого озера при наличии соответствующих данных наблюдений легко установить эмпирически. Очевидно, что в принципе такая зависимость близка к однозначной и не функциональна только по причине погрешностей измерений. Что же касается ее вида, то он целиком определяется размерами и емкостью озерной чаши, т. е. видом кривой объемов озера $W(H)$.

Сложнее обстоит дело с прогнозами максимального уровня весеннего наполнения сточных озер. На таких озерах этот уровень зависит не только от притока воды и начального уровня озера, но и от хода самого притока во времени, поскольку при прочих равных условиях более интенсивному притоку воды соответствует более высокий максимальный уровень наполнения озера и наоборот.

В принципе при заданном ходе притока воды во времени задача расчета максимального уровня наполнения сточного озера решается с помощью известного уравнения неразрывности:

$$q - Q = dW/dt, \quad (4.9)$$

или

$$dW = (q - Q) dt, \quad (4.10)$$

где q и Q — интенсивность (расходы) соответственно притока и стока из озера; dW — изменение объема (запаса) воды в озере, которое определяет изменение уровня воды в нем.

В практических расчетах обычно используют уравнение в конечных разностях при допущении постоянства притока и стока за расчетный интервал времени Δt

$$\frac{q_1 + q_2}{2} \Delta t - \frac{Q_1 + Q_2}{2} \Delta t = W_2 - W_1, \quad (4.11)$$

где Δt — расчетный интервал времени; W — объем воды в озере, а индексы «1» и «2» означают начало и конец расчетного шага Δt .

Так как при заданном ходе притока воды во времени $q(t)$ остаются два неизвестных Q_2 и W_2 , то для решения уравнения

(4.11) относительно уровня воды в озере требуются две дополнительные зависимости: $W(H)$, т. е. кривая объемов и $W(Q)$ — кривая расходов в истоке из озера. Такие расчеты могут быть быстро выполнены на ЭВМ. Но для прогнозов максимального весеннего уровня озер этот путь решения задачи не может быть использован, поскольку в отсутствие долгосрочного метеорологического прогноза невозможен заблаговременный расчет хода притока воды

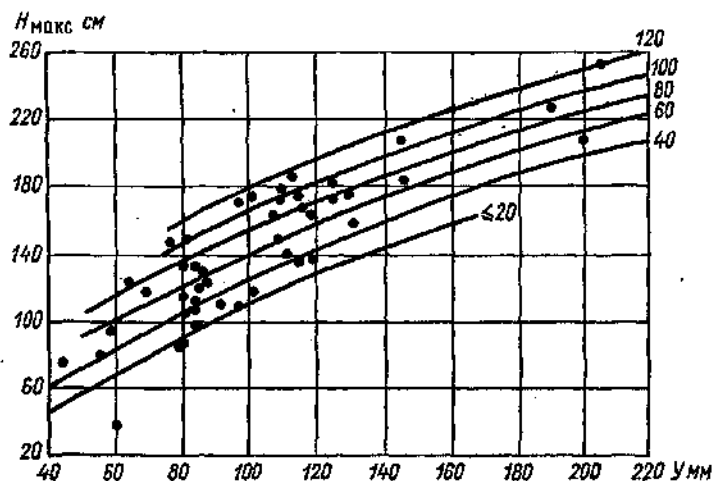


Рис. 4.6. Зависимость максимального весеннего уровня Чудско-Псковского озера от притока воды за период половодья и предвесеннего уровня (числа у точек и линий, см).

во времени $q(t)$. По этой причине реальная возможность прогнозов максимального уровня состоит в отыскании эмпирических приближенных зависимостей этого уровня от суммарного весеннего притока в озеро и начального (предвесеннего) уровня воды в нем $H_{\max} = f(Y, H_0)$.

На рис. 4.6 приведена такого рода зависимость для Чудско-Псковского озера, по которой можно составлять долгосрочные прогнозы максимального весеннего уровня по ожидаемому притоку воды и начальному уровню озера. В данном примере в целях упрощения расчетов в качестве притока воды в озеро использован суммарный весенний сток трех основных впадающих в него рек — Великой, Суур-Эмайыги и Череха. Этот сток незначительно отличается от притока воды со всей площади водосбора озера.

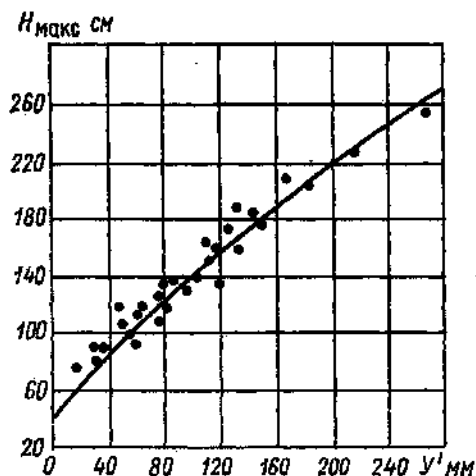
Что касается практического построения графиков $H_{\max} = f(Y, H_0)$, то оно нередко связано с затруднениями, которые обусловлены, с одной стороны, малым объемом выборок, а с другой — неопределенностью, вносимой влиянием формы гидрографа притока на максимальный уровень. Такого рода затруднение можно отчасти избежать путем исключения начального уровня

H_0 как второй независимой переменной. Этого можно достичь, хотя и не в полной мере, заменяя начальный уровень озера через объем воды в нем (W_0) и не в абсолютных его значениях, а в отклонениях от среднего многолетнего. Такое выражение начального объема воды ($W_0 - \bar{W}_0$) позволяет перевести его в единицы слоя на площадь водосбора озера, т. е. в те же единицы, в которых выражают суммарный приток воды в озеро за период половодья (мм):

$$\Delta Y = (W_0 - \bar{W}_0) 10^6 / (F - \Omega), \quad (4.12)$$

где $W_0 - \bar{W}_0$ — отклонение начального объема воды в озере от его нормы, км³; F и Ω — соответственно площади водосбора и зеркала

Рис. 4.7. Зависимость максимального весеннего уровня Чудско-Псковского озера от притока воды за период половодья с поправкой на начальный уровень озера.



озера, км². Последняя площадь, разумеется, должна соответствовать среднему значению начального (предвесеннего) уровня озера.

Как следует из (4.12), отклонение ΔY может иметь положительный и отрицательный знак и может рассматриваться как алгебраическая добавка к весеннему притоку воды в озеро за период половодья. Для Чудско-Псковского озера ($F = 47,8$ тыс. км², $\Omega = 3,55$ тыс. км², и $\bar{W}_0 = 5,2$ км³) эта добавка равна

$$\Delta Y = 22,6 (W_0 - 5,2), \quad (4.13)$$

а новая переменная, которая характеризует одновременно как приток, так и начальный объем воды в озере, выразится суммой

$$Y' = Y + \Delta Y. \quad (4.14)$$

График зависимости $H_{\max} = f(Y')$ для этого озера приведен на рис. 4.7. Как видно, построить такую зависимость при том же объеме выборки легче, чем зависимость, приведенную на рис. 4.6, хотя сам по себе такой прием не может полностью учесть влияние хода притока воды в озеро во времени. Зависимости, представлен-

ные на рис. 4.6 и 4.7, находят по фактическим значениям Y и Y' , а проверочные прогнозы и их погрешности вычисляют по ожидаемым значениям этих переменных.

В заключение отметим, что описанная выше методика расчета максимального уровня весеннего наполнения озер по уравнению неразрывности может быть использована для оценки диапазона вероятных значений максимального уровня озера. Для этого по данным наблюдений за прошлые годы отбирают гидрографы притока воды за наиболее дружные и недружные весны. Пользуясь ими, определяют соответствующие единичные гидрографы притока и оценивают по возможности их вероятность. Далее, пользуясь кривой обеспеченности притока воды в озеро, находят их значения и вычисляют соответствующие им гидрографы притока, а по ним рассчитывают максимальные уровни наполнения озера. Вероятность превышения этих уровней оценивают с помощью теорем перемножения вероятностей единичного гидрографа притока и значения суммарного притока воды в озеро.

4.4. Прогнозы сроков начала и максимальных расходов (уровней) весеннего половодья

Сроки начала половодья, как и время наступления максимального расхода (уровня) половодья в данном створе одной и той же реки, связаны главным образом со временем начала снеготаяния и степенью его дружности. Вместе с тем большое влияние на эти сроки оказывают размеры речных бассейнов и такие физико-географические характеристики, как рельеф, лесистость, заболоченность и озерность, т. е. те факторы, которые определяют в конечном счете форму гидрографа половодья.

Как уже говорилось в п. 4.1, долгосрочные прогнозы этих характеристик половодья возможны только на базе долгосрочного метеорологического прогноза. Именно долгосрочный прогноз сроков устойчивого наступления тепла может служить исходным аргументом в такого рода прогнозах. Что касается учета индивидуальных особенностей каждого бассейна, то он и в этом случае достигается путем корреляции, т. е. установления индивидуальных зависимостей сроков начала и прохождения максимума половодья от сроков устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C . Важную роль, конечно, играет и интенсивность тепла, но возможности долгосрочного прогноза температуры воздуха еще более ограничены.

Большая изменчивость условий погоды в период снеготаяния создает значительные трудности даже в отыскании корреляционных зависимостей по фактическим данным, не говоря уже о невысокой надежности долгосрочных метеорологических прогнозов. По этой причине долгосрочные прогнозы сроков начала и наступления максимума половодья также не отличаются надежностью, и практически более реальными являются прогнозы малой заблаговре-

менности. Возможности и методика таких прогнозов рассматриваются в вып. 2 настоящего Руководства.

На рис. 4.8 приведен пример зависимости даты наступления максимального уровня половодья от даты устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через 0°C . Для больших рек с площадью водосбора порядка 200 тыс. км² разница во времени между сроками перехода температуры воздуха через 0°C и

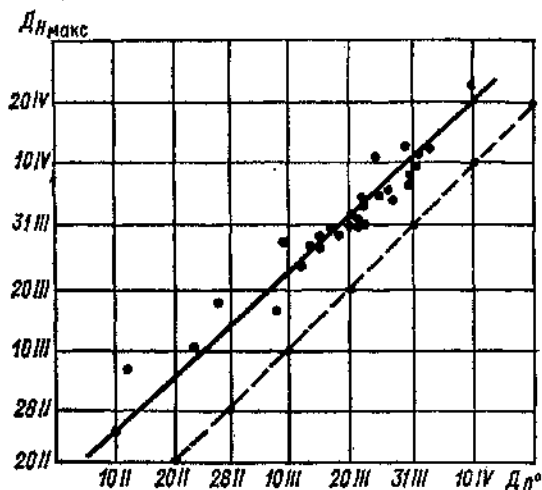


Рис. 4.8. Связь даты наступления максимального уровня половодья на р. Ворскле у Полтавы ($D_{н\text{ макс}}$) с датой устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через 0°C ($D_{0^{\circ}}$) на метеостанции Полтава.

наступления максимума половодья в среднем составляет около 30 сут. Однако сами по себе зависимости типа приведенной на рис. 4.8 для крупных рек менее тесные, чем для рек степной и лесостепной зон, а для речных бассейнов северной половины европейской части СССР и Западной Сибири, где таяние снега продолжительное и нередко прерывается возвратами холодов, точность их часто практически неудовлетворительна.

Во многих случаях прямая, выражающая зависимость

$$D_{Q_{\text{макс}}} = D_{0^{\circ}} + A, \quad (4.15)$$

имеет угловой коэффициент несколько меньше единицы. Это свидетельствует о том, что при позднем начале таяния более интенсивное нарастание тепла и дружное снеготаяние вероятнее, чем при раннем.

Глава 5. Приближенный расчет распределения весеннего стока во времени применительно к долгосрочным прогнозам

Долгосрочный прогноз распределения весеннего стока во времени интересует в первую очередь гидроэнергетику и водное хозяйство, осуществляющих регулирование стока и эксплуатацию водохранилищ. Действительно, для назначения оптимального режима работы ГЭС и крупных водохранилищ, в том числе при пропуске особенно большого по объему половодья, желательно заблаговременно знать не только общий объем и максимальный расход притока воды, но и распределение притока во времени. Однако, как уже говорилось, ход весеннего стока определяется ходом метеорологических условий, который современная метеорология не в состоянии пока предвидеть с большой заблаговременностью и с необходимой для гидрологических расчетов детализацией и точностью. По этой причине оценка возможного распределения во времени весеннего стока при долгосрочном его прогнозе практически может быть сделана лишь в грубом приближении, исходя из общей закономерности формирования гидрографа половодья с учетом физико-географических особенностей конкретного речного бассейна, т. е. эмпирически на основе данных гидрометрических наблюдений за достаточно длительный ряд лет.

Известная линейная модель расчета гидрографа половодья и паводков рассмотрена в главе 1, а возможные практические приемы ее реализации применительно к краткосрочным прогнозам расходов и уровней воды изложены в вып. 2 настоящего Руководства. В данной главе речь пойдет о приближенных приемах расчетов, которые вытекают из указанной модели и могут быть практически использованы при долгосрочном прогнозе весеннего стока для ориентировочной характеристики возможного его распределения во времени.

5.1. Единичный гидрограф и его определение

Напомним, что в самом общем смысле под единичным гидрографом понимают гидрограф слоя стока, равного 1 мм, вызванного водоотдачей заданной длительности.

В теоретическом отношении понятие единичного гидрографа в определенной мере идентично понятию «кривой добегаания» как функции распределения, характеризующей последовательность прохождения через замыкающий створ стекающей в бассейне воды, образовавшейся от выпадения дождя или таяния снега.

Мгновенный единичный гидрограф, например, отличается от кривой добегания только тем, что выражается в единицах расхода (т. е. в $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{мм})$), в то время, как кривая добегания выражается в долях единицы. Название «единичный», как было сказано, гидрограф получил потому, что отвечает слою стока, равному 1 мм (или другой единице) стока на площадь бассейна. Очевидно, что кривую (или функцию) добегания легко выразить в тех же единицах, что и мгновенный единичный гидрограф. Для этого достаточно принять сток равным 1 мм и, зная площадь водосбора, пересчитать относительные ординаты этой функции в единицы расхода ($\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{мм})$).

Таким образом, единичный гидрограф, как и кривая добегания, являются теми типовыми гидрологическими характеристиками распределения стока во времени в конкретном бассейне, которые отражают присущие ему морфометрические и физико-географические особенности — размер, форму, уклоны, заболоченность или озерность и др. Однако о стабильности обеих этих характеристик в любом бассейне можно говорить только при условиях равномерной водоотдачи по всей площади бассейна и постоянной скорости стекания. В действительности, хотя физические характеристики бассейна и остаются относительно неизменными, неравномерность поступления воды на поверхность бассейна по площади и во времени и разница в общем количестве поступившей воды должны существенно сказываться не только на форме единичного гидрографа, но и на форме кривой добегания.

В отличие от кривой добегания, которую при пользовании ЭВМ находят обычно путем подбора, единичные гидрографы определяют, как правило, эмпирически, используя натурные (наблюденные) гидрографы половодья или паводков с последующим их усреднением. Однако это отнюдь не исключает возможности отыскания и использования аналитического выражения и для мгновенного единичного гидрографа, подобно аналитическому выражению кривой добегания.

Метод единичного гидрографа, как известно, хорошо разработан и широко используется во многих странах в практических расчетах и прогнозах дождевых паводков применительно к относительно небольшим (обычно не более 5—6 тыс. км^2) бассейнам. Опыт применения этого метода к расчетам половодья значительно меньше. Однако очевидное его преимущество применительно к этим расчетам состоит в том, что распределение снегозапасов на больших площадях, как правило, намного равномернее, чем выпадение осадков, да и снеготаяние идет относительно равномернее, охватывая одновременно большие площади. Эти обстоятельства благоприятствуют определению единичных гидрографов половодья для гораздо больших по площади речных бассейнов, чем при дождевых паводках. К тому же, как приближенная характеристика присущего каждому бассейну распределения паводочного стока, единичный гидрограф гораздо лучше отражает регулируемую роль бассейна, чем распределение

межизохронных площадей, и по длительности равен продолжительности половодья.

Еще одна положительная сторона единичного гидрографа как характеристики распределения стока во времени состоит в том, что использование его существенно упрощает типизацию половодья больших рек по таким основным признакам, как продолжительность поступления основной массы талой воды в русла (для краткости будем называть ее в дальнейшем «длительность водоотдачи»); объем стока; резкая разница в ходе водоотдачи во времени; случаи аномалии в охвате речного бассейна снеготаянием или большая разница в стоке в верхней и нижней частях бассейна.

Как правило, единичный гидрограф выражается в виде функции времени t и длительности водоотдачи T . Символически будем обозначать его $q_E(t, T)$. Расчет гидрографа половодья, если известен единичный гидрограф заданной длительности водоотдачи, выполняют путем умножения ожидаемого стока в миллиметрах на ординаты единичного гидрографа

$$Q(t) = Yq_E(t, T). \quad (5.1)$$

Большой опыт расчетов дождевых паводков свидетельствует о том, что влияние относительно небольшой (до $\pm 25\%$) разницы в длительности водоотдачи T мало сказывается на форме единичного гидрографа. Анализ единичных гидрографов половодья по различным рекам в разных географических зонах и модельные расчеты свидетельствуют о том, что такого же порядка суточные колебания водоотдачи бассейна во времени в период поступления основной массы талой воды в русла также не очень сильно сказываются на форме единичного гидрографа, разумеется, при отсутствии больших перебоев в снеготаянии.

Для речных бассейнов, где действующая площадь резко меняется в зависимости от предшествующего увлажнения, форма единичного гидрографа может существенно отличаться для лет с большим и малым весенним стоком. В таких случаях в качестве дополнительного аргумента при типизации единичных гидрографов следует учитывать сток за период половодья.

Неравномерность снеготаяния во времени, особенно длительные его перебои, существенно влияют на форму гидрографа половодья, а следовательно и на форму единичного гидрографа. Поэтому для более надежного определения последнего необходимо отбирать случаи дружного бесперебойного снеготаяния.

5.1.1. Построение единичного гидрографа

Определение единичного гидрографа сводится к нескольким простым операциям:

1) отбору гидрографа половодья для условий бесперебойного снеготаяния и оценке длительности водоотдачи;

- 2) определению расхода грунтового питания Q_r и его срезки обычно принятым путем;
- 3) вычислению слоя за период половодья Y ;
- 4) определению ординат единичного гидрографа ($\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{мм}$) по формуле

$$q_E = (Q_i - Q_r)/Y \quad (5.2)$$

с последующим их сглаживанием.

Таблица 5.1

Пример расчета единичного гидрографа (площадь водосбора $F=17,89$ тыс. км^2 ; слой стока $Y=100$ мм)

Время от начала половодья, сутки	$Q_i - Q_r$ $\text{м}^3/\text{с}$	Ординаты единичного гидрографа q_E $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{мм})$	Время от начала половодья, сутки	$Q_i - Q_r$ $\text{м}^3/\text{с}$	Ординаты единичного гидрографа q_E $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{мм})$
0	0	0,00	34	270	2,70
2	10	0,10	36	240	2,40
4	95	0,95	38	208	2,08
6	230	2,30	40	186	1,86
8	355	3,55	42	164	1,64
10	530	5,30	44	152	1,52
12	735	7,35	46	140	1,40
14	850	8,50	48	118	1,18
16	905	9,05	50	96	0,96
18	910	9,10	52	84	0,84
20	850	8,50	54	72	0,72
22	750	7,50	56	50	0,50
24	650	6,50	58	38	0,38
26	530	5,30	60	26	0,26
28	420	4,20	62	24	0,24
30	350	3,50	64	12	0,12
32	300	3,00	66	0,0	0,00
			Сумма	10350	103,5

Численный пример расчета единичного гидрографа приведен в табл. 5.1, исходный гидрограф половодья за вычетом грунтового питания и соответствующий ему единичный гидрограф — на рис. 5.1.

Определение единичного гидрографа по одному половодью не может быть достаточно надежным. Необходимо построить несколько единичных гидрографов, отобрав для этого несколько гидрографов половодья для условий бесперебойного таяния при приблизительно равной продолжительности снеготаяния и не очень сильно отличающемся объеме половодья. Затем путем осреднения полученных частных единичных гидрографов находим средний единичный гидрограф для всего бассейна.

При построении среднего единичного гидрографа арифметически осредняют только максимальные ординаты частных единичных гидрографов, а ветви подъема и спада осредняют (проводят сглаженно) так, чтобы слой осредненного единичного гидрографа равнялся 1 мм, а проще, чтобы сумма всех его ординат была равна

$$\sum_{i=1}^n (q_E)_i = 10^3 F / \Delta t, \quad (5.3)$$

где $i=1, 2, \dots, n$; F — площадь бассейна, км²; Δt — число секунд в расчетном интервале времени.

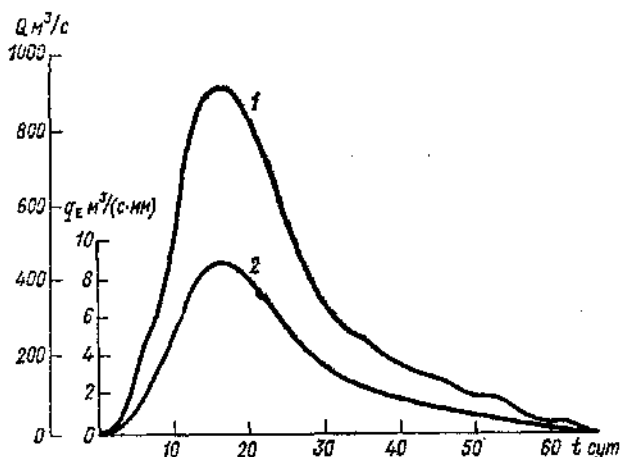


Рис. 5.1. Совмещенные гидрограф весеннего половодья (1) и его единичный гидрограф (2).

В примере расчета, приведенном в табл. 5.1, этот интервал равен 2 сут ($\Delta t=172800$ с). При $F=17,89$ тыс. км² сумма ординат единичного гидрографа должна равняться 103,5. Принцип построения среднего единичного гидрографа схематично показан на рис. 5.2. При построении и осреднении единичных гидрографов рекомендуют тщательное их сглаживание; это легко выполнить на глаз.

Продолжительность единичного гидрографа равна, таким образом, продолжительности гидрографа половодья и в соответствии с линейной генетической формулой (1.22) меняется в зависимости от длительности отдачи на сток талой воды, которая в свою очередь связана с продолжительностью поступления последней на поверхность бассейна, т. е. с продолжительностью снеготаяния. Наиболее ответственным моментом в построении единичных гидрографов является определение длительности водотдачи T . Именно поэтому для расчета единичных гидрографов рекомендуют отбирать несколько половодий с наиболее дружным

бесперебойным снеготаянием, когда на основе данных наблюдений за сходом снежного покрова, расчетов снеготаяния и данных о стоке малых рек имеется возможность наиболее надежно определить длительность отдачи на сток основной массы талой воды. При этом обязательно необходимо принимать во внимание временную задержку водоотдачи снегом за счет его пористости, а также в первичных тальвегах, где происходит временное накопление талой воды и то, что при уменьшении покрытости бассейна снегом до 70—75 % поступление талой воды в русла резко сокращается.

Аналогичным путем можно определить единичные гидрографы и для половодья в менее дружные весны, т. е. для большей длительности водоотдачи. Но при недостатке данных для надежного

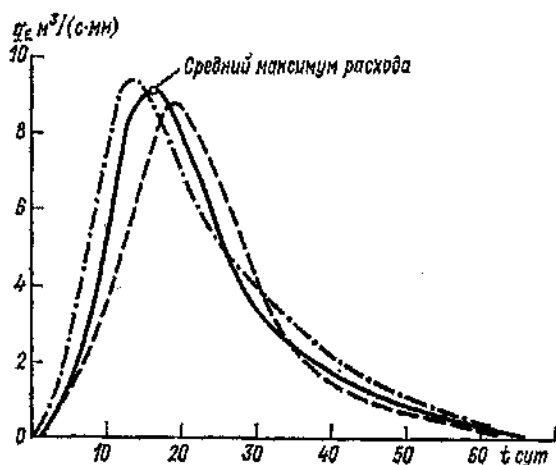


Рис. 5.2. Иллюстрация к построению осредненного единичного гидрографа.

определения последней единичный гидрограф может быть рассчитан путем трансформации единичного гидрографа, полученного для меньшей длительности водоотдачи. Методика такой трансформации проста и сводится к скользящему осреднению ординат единичного гидрографа. Например, если известен единичный гидрограф для 4-суточной длительности водоотдачи, то для получения единичного гидрографа, отвечающего 8-суточной длительности, достаточно сложить ординаты известного единичного гидрографа со сдвижкой во времени на 4 сут и разделить их на 2.

Несколько сложнее определить единичный гидрограф для меньшей длительности водоотдачи, а также мгновенный единичный гидрограф. Но линейная модель формирования сложного паводка дает возможность проводить и такой пересчет, который и рассматривается ниже.

5.2. Трансформация единичных гидрографов

В связи с недостатком данных наблюдений часто возникает необходимость трансформации единичного гидрографа, полученного для какой-то одной длительности водоотдачи, в гидрограф для другой ее длительности. Например, меньшей — в целях лучшего учета влияния пространственной и временной неравномерности водоотдачи при расчетах сложных (длительных) паводков или, наоборот, в единичный гидрограф для большей длительности

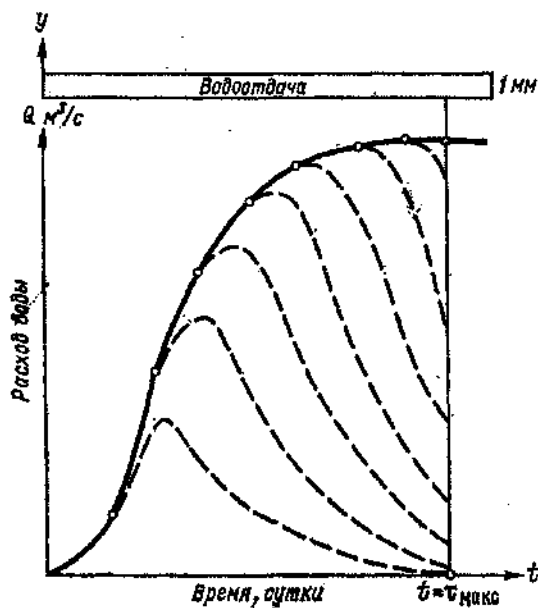


Рис. 5.3. Гидрограф половодья или паводка при полном стоке. (Иллюстрация к понятию S-кривой.)

водоотдачи — в целях сокращения вычислений или ввиду грубости исходных данных о суточной водоотдаче. О последнем, простейшем, приеме трансформации единичного гидрографа уже говорилось в предыдущем разделе.

В этом разделе рассмотрим общую методику, позволяющую выполнять трансформацию единичных гидрографов в гидрографы как меньшей, так и большей длительности водоотдачи. Эта методика, получившая название «интегрального метода» или метода «S-кривой» (в англоязычной литературе), непосредственно вытекает из генетической формулы для случая полного стока, т. е. когда в формировании максимального расхода половодья или паводка участвует вся площадь водосбора. Другими словами, когда продолжительность поступления воды равна или превышает максимальное время добегания воды в бассейне $t_{\max}$.

Действительно, если принять непрерывную во времени и равномерную по площади водоотдачу равной 1 мм, а ее длительность равной или больше максимального времени добегания воды в бассейне, то гидрограф вызванного ею половодья или паводка (точнее ветвь его подъема) будет представлять собой (рис. 5.3) интегральную во времени кривую, отражающую присущую данному бассейну функцию добегания воды или расходов единичного гидрографа. Своего максимума она достигает при $t = t_{\text{макс}}$, который согласно генетической формуле равен

$$S_{\text{макс}} = 0,278F/T, \quad (5.4)$$

где $S_{\text{макс}}$ — максимальный расход, м³/с; F — площадь бассейна, км²; T — длительность водоотдачи единичного гидрографа, ч. При выражении длительности водоотдачи T в сутках коэффициент размерности в формуле (5.4) будет равен 0,0116.

Таким образом, S -кривая представляет собой гидрограф паводка или половодья, вызванного неограниченной во времени единичной водоотдачей и является, как и единичный гидрограф, функцией времени и длительности водоотдачи T :

$$S(t, T) = q_E(t) + q_E(t - T) + q_E(t - 2T) + q_E(t - 3T) + \dots, \quad (5.5)$$

где $q_E(t)$ — ордината (расход) единичного гидрографа на момент времени t ; $q_E(t - T)$, $q_E(t - 2T)$, $q_E(t - 3T)$ и т. д. — ординаты единичного гидрографа на более ранние моменты времени; T — длительность водоотдачи исходного единичного гидрографа. Таким образом, зная единичный гидрограф заданной длительности водоотдачи T , ординаты (расходы) S -кривой легко рассчитать, пользуясь формулой (5.5).

Порядок расчета поясним на примере. Допустим, известен единичный гидрограф 6-суточной длительности водоотдачи ($T = 6$). Тогда расходы $S(t, T)$ с 1-х по 6-е сутки согласно (5.5) будут равны $S(1) = q_E(1)$, $S(2) = q_E(2)$, $S(3) = q_E(3)$ и т. д. до $S(6) = q_E(6)$; на 7-е сутки $S(7) = q_E(7) + q_E(1)$; на 16-е сутки $S(16) = q_E(16) + q_E(10) + q_E(4)$; на 30-е сутки $S(30) = q_E(30) + q_E(24) + q_E(18) + q_E(12) + q_E(6)$. Теперь нетрудно заметить, что формула (5.5) может быть записана в другом, более простом, виде, а именно:

$$S(t) = q_E(t) + S(t - T), \quad (5.6)$$

где $S(t - T)$ — ордината (расход) S -кривой в момент времени $t - T$. Это позволяет вычислять ординаты S -кривой табличным путем, пользуясь предшествующими уже вычисленными значениями $S(t)$.

Отсюда следует, что последовательные разности между ординатами сдвинутой на некоторое время T S -кривой (рис. 5.4) пропорциональны ординатам единичного гидрографа для длительности водоотдачи, равной как раз времени этой сдвижки.

После того как определены расходы S -кривой, ординаты единичного гидрографа для любой длительности водоотдачи вычисляют, пользуясь формулой, вытекающей из (5.6):

$$q_E(t, T') = (T/T')[S(t) - S(t - T')], \quad (5.7)$$

где T — длительность водоотдачи исходного единичного гидрографа, T' — длительность водоотдачи, для которой ищут единичный гидрограф. Например, если имеем исходный единичный гидрограф для 6-суточной длительности водоотдачи, а необходимо

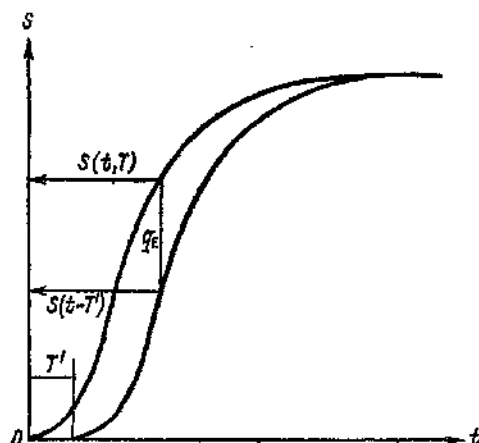


Рис. 5.4. Иллюстрация к методике S -кривой для трансформации единичных гидрографов.

трансформировать его в единичный гидрограф 2-суточной ее длительности ($T'=2$), то ординаты последнего, согласно формуле (5.7), будут равны

$$q_E(t, 2) = 3[S(t) - S(t - 2)], \quad (5.8)$$

т. е. разности между ординатами S -кривой, сдвинутой на 2 сут, нужно умножить на 3. Если этот же 6-суточный единичный гидрограф необходимо трансформировать в 12-суточный, то исходную S -кривую сдвигаем на 12 сут, а разности ординат $S(t) - S(t - 12)$ умножаем на отношение, равное 6/12. Множитель, равный отношению T/T' , необходим для получения именно единичного гидрографа, т. е. гидрографа, соответствующего слою стока, равному 1 мм.

В целях сокращения вычислительной работы при определении единичных гидрографов и их трансформации с помощью S -кривой можно пользоваться 2-суточным расчетным интервалом времени. При выполнении расчетов нередко требуется сглаживание как единичных гидрографов, так и S -кривых. Численный пример трансформации единичного гидрографа приведен в табл. 5.2, а совмещенные гидрографы — на рис. 5.5.

В таблице выполнена трансформация единичного гидрографа 6-суточной длительности водоотдачи в гидрографы 2 и 12-суточной длительности (графы 6 и 9). В графе 2 даны ординаты исходного единичного гидрографа $q_E(t, 6)$, в графе 3 — вычисленные по формуле (5.6) (пользуясь графой 2) ординаты S -кривой,

Таблица 5.2

Пример трансформации единичных гидрографов по методу S -кривой

Время, сутки	$q_E(t, 6)$ м ³ /с·мм	$S(t)$ м ³ /с	$S(t-2)$ м ³ /с	$S(t) -$ $-S(t-2)$ м ³ /с	$q_E(t, 2)$ м ³ /с·мм	$S(t-12)$ м ³ /с	$S(t) -$ $-S(t-12)$ м ³ /с	$q_E(t, 12)$ м ³ /с·мм
1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	0,0	0,0		0,0	0,0		0,0	0,0
2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,3*		0,2	0,10
4	0,5	0,5	0,2	0,3	0,9		0,5	0,25
6	1,3	1,3	0,5	0,8	2,4		1,3	0,65
8	2,5	2,7	1,3	1,4	4,2		2,7	1,35
10	4,0	4,5	2,7	1,8	5,4		4,5	2,25
12	5,3	6,6	4,5	2,1	6,3	0,0	6,6	3,30
14	5,6	8,3	6,6	1,7	5,4*	0,2	8,1	4,05
16	5,4	9,9	8,3	1,6	4,8	0,5	9,4	4,7
18	5,0	11,6	9,9	1,4*	4,2	1,3	10,3	5,15
20	4,5	12,8	11,6	1,2	3,6	2,7	10,1	5,05
22	3,8	13,7	12,8	1,0*	3,0	4,5	9,2	4,6
24	3,1	14,7	13,7	0,9*	2,7	6,6	8,1	4,05
26	2,5	15,3	14,7	0,7*	1,1	8,3	7,0	3,5
28	2,1	15,8	15,3	0,6*	1,8	9,9	5,9	2,95
30	1,7	16,4	15,8	0,5*	1,5	11,6	4,8	2,40
32	1,5	16,8	16,4	0,4*	1,2	12,8	4,0	2,00
34	1,2	17,0	16,8	0,3*	0,9	13,7	3,3	1,65
36	1,0	17,4	17,0	0,25*	0,75	14,7	2,7	1,35
38	0,7	17,5	17,4	0,20*	0,6	15,3	2,2	1,10
40	0,6	17,6	17,5	0,15*	0,45	15,8	1,8	0,90
42	0,4	17,8	17,6	0,10*	0,3	16,4	1,4	0,70
44	0,3	17,8	17,8		0,2*	16,8	1,0	0,50
46	0,2	17,8	17,8			17,0	0,8	0,40
50		17,8	17,8			17,5	0,3	0,15
52		17,8	17,8			17,6	0,2	0,10
54		17,8	17,8			17,8	0,0	0,0

* Исправленные путем сглаживания.

в графе 4 — ординаты сдвинутой на 2 сут S -кривой. В графе 5 приведены последовательные разности ординат, т. е. величин, стоящих в графах 3 и 4, а в графе 6 — эти разности, умноженные на отношение T/T' . В графах 7—9 даны аналогичные расчеты для трансформации исходного единичного гидрографа в гидрограф 12-суточной продолжительности.

Эмпирические S -кривые далеко не всегда получаются плавными. Это обусловлено рядом причин. Одна из них, в определенной мере субъективная, связана с недостаточно плавным построе-

нием единичного гидрографа. Как уже отмечалось, неизбежные колебания его вычисленных ординат при построении должны быть сглажены и соблюдено условие, чтобы сумма всех ординат отвечала единице стока (1 мм), т. е. была равна величине, вычисляемой по формуле (5.3). Контролем правильности трансформированного единичного гидрографа служит равенство суммы его ординат сумме ординат исходного единичного гидрографа. Другие причины связаны с неточностью исходных данных, с природной

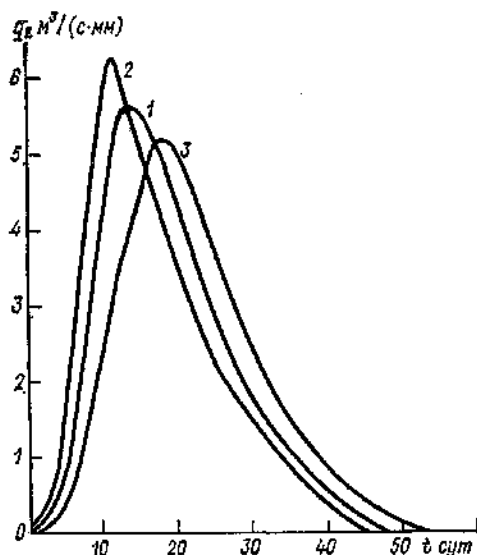


Рис. 5.5. Совмещенные единичные гидрографы при различной длительности эффективной водоотдачи.

1 — исходный единичный гидрограф при $T=6$ сут, 2 и 3 — трансформированные гидрографы соответственно для $T=2$ сут и $T=12$ сут.

неравномерностью процессов формирования стока и известными трудностями определения такой важной характеристики, как эффективная длительность водоотдачи, т. е. периода, в течение которого в русловую сеть поступает основная масса талой и дождевой воды.

Если принятая длительность водоотдачи исходного (эмпирически установленного) единичного гидрографа T значительно отличается от фактической T_{ϕ} , то это влечет за собой значительные колебания ординат S -кривой с периодическими выбросами (при $T > T_{\phi}$) или провалами (при $T < T_{\phi}$), которые особенно четко видны после того, как S -кривая достигает своего максимума. Это свойство S -кривой ценно в том отношении, что может служить целям контроля правильности, а при необходимости и уточнения длительности эффективной водоотдачи единичных гидрографов путем подбора такого значения T , при котором S -кривая получается наиболее плавной.

Однако колебания ординат S -кривой могут быть обусловлены также большой пространственной неравномерностью стока в бассейне или неравномерностью водоотдачи за период ее эффективной

длительности T . Такого рода трудности, чаще всего в крупных бассейнах, в некоторой мере могут быть преодолены путем типизации единичных гидрографов по ряду признаков, о которых уже говорилось выше. Напомним, что к их числу, кроме длительности водоотдачи, относятся в первую очередь: объем стока за период половодья (большой и малый сток), большая разница в стоке в верхней и нижней частях речного бассейна, характерные случаи неодновременности снеготаяния в пределах речного бассейна.

Применительно к долгосрочным прогнозам весеннего стока такого рода типизация единичных гидрографов остается пока единственным реальным путем для приближенной оценки возможного распределения этого стока во времени, если не считать использования средних многолетних характеристик распределения стока. Метод единичного гидрографа может также быть использован при уточнении долгосрочных прогнозов весеннего притока воды в водохранилища, в частности для определения типовых кривых спада половодья на малых реках бассейна и экстраполяции их стока за этот период.

5.3. Приближенные приемы оценки распределения ожидаемого весеннего стока во времени

5.3.1. Оценка с использованием статистических характеристик

Простейшим приемом такого рода оценки является использование средних многолетних характеристик распределения весеннего стока или стока за II квартал, представленных в виде относительных (в долях единицы) величин декадного и месячного стока за соответствующий период. Наличие таких характеристик позволяет путем умножения их на ожидаемый по прогнозу суммарный слой стока получить декадный и месячный сток или приток воды, выраженные в единицах средних расходов ($\text{м}^3/\text{с}$) или объемов (км^3). При отсутствии прогноза сроков начала снеготаяния такое распределение стока остается не привязанным к календарному времени и может быть отнесено только к средней многолетней дате начала весеннего половодья. Само собой разумеется, что, имея вероятные пределы погрешностей ожидаемого суммарного стока, можно использовать их для определения возможных отклонений декадного и месячного стока от ожидаемых значений и сравнения этих отклонений с природной изменчивостью определяемых величин.

Такой прием, однако, практически применим только к бассейнам с малой амплитудой сроков прохождения половодья, как например в Восточной Сибири. В противном случае показательность средних многолетних характеристик распределения стока существенно снижается. При расчетах средних характеристик относительного распределения стока за период половодья осреднение расходов выполняют по декадным и месячным отрезкам

времени с отсчетом от даты начала половодья. Это относится и к расчету характеристик распределения стока II квартала, если дата начала половодья меняется в его пределах. В том случае, когда дата начала половодья всегда приходится на I квартал, расчет характеристик распределения стока во II квартале может быть выполнен по календарным декадам.

5.3.2. Оценка распределения стока с использованием типовых единичных гидрографов

В условиях большой амплитуды сроков начала и продолжительности половодья использование для оценки распределения стока во времени типовых единичных гидрографов имеет определенное преимущество перед использованием средних характеристик. Для этого необходимо в первую очередь, по возможности более тщательно, проанализировать влияние хода метеорологических условий на ход снеготаяния и форму гидрографа половодья в интересующем бассейне, а также выявить различие в форме гидрографа половодья при большом и малом суммарном стоке.

Далее, определить среднюю длительность эффективной водоотдачи для условий, исключающих продолжительные перебои снеготаяния и ее длительность при наиболее дружном бесперебойном снеготаянии. При определении этих характеристик используют метод единичного гидрографа и описанные выше эмпирические приемы уточнения (подбора) длительности эффективной водоотдачи и трансформации единичных гидрографов с помощью методики S-кривой.

Конечная цель всестороннего анализа особенностей формирования половодья — определение нескольких типовых единичных гидрографов по характерным признакам, о которых говорилось выше (величина стока, средняя и наиболее короткая длительность эффективной водоотдачи, а для особенно крупных бассейнов — хотя бы один наименее благоприятный тип аномального развития снеготаяния по площади бассейна). Наличие такого рода типовых единичных гидрографов позволяет при выпуске прогноза стока получить достаточно объективное представление о возможном распределении стока во времени в средних и наиболее дружных условиях снеготаяния при ожидаемом стоке за период половодья, а также и в случае аномальных условий.

В целях большей объективизации оценки типовые единичные гидрографы лучше представлять в виде распределения средних декадных расходов (в $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{мм})$) путем соответствующего осреднения ординат. Возможное распределение стока (мм) (при среднем и наиболее дружном снеготаянии) находят путем умножения средних декадных расходов соответствующих единичных гидрографов на ожидаемый сток за период половодья. Пользуясь крайними значениями доверительного интервала ожидаемого стока, таким же путем легко получить представление о возможных значениях средних декадных расходов за весь период половодья.

Этим же путем оценивается и возможное распределение стока при аномальных условиях снеготаяния. Использование нескольких типов единичных гидрографов дает возможность наиболее полно проконсультировать заинтересованных потребителей в отношении возможного распределения стока во времени.

В заключение отметим, что при типизации единичных гидрографов во многих случаях может оказаться полезным представ-

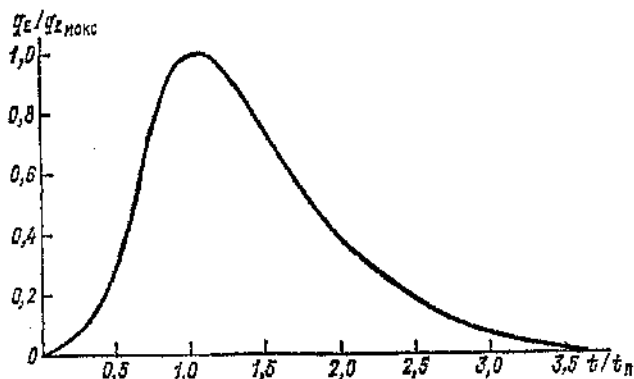


Рис. 5.6. Безразмерный единичный гидрограф половодья.

ление их в безразмерном виде, когда относительные их ординаты выражают в долях максимального расхода $q_E/q_{E \text{ макс}}$, а соответствующие абсциссы (время) — в долях продолжительности фазы подъема половодья t/t_n . Пример такого безразмерного единичного гидрографа приведен на рис. 5.6. Опыт показывает, что выражение единичных гидрографов в безразмерном виде наиболее удобно для анализа и территориальных обобщений в отношении типовой формы гидрографа половодья и дождевых паводков. Сумма ординат безразмерного единичного гидрографа должна быть равна

$$\sum u_i' = 10^3 F / (\Delta t q_{E \text{ макс}}), \quad (5.9)$$

что вытекает из формулы (5.3).

Отношение суммы ординат единичного гидрографа за период спада к сумме ординат за период подъема является численной характеристикой формы единичного гидрографа и формы гидрографа самого половодья.

5.3.3. Уточнение ожидаемого стока и его распределения по данным о расходах воды малых рек

Принципиальная основа методики уточнения ожидаемого стока за период половодья или притока воды в водохранилища была изложена в главе 3 (п. 3.8.2). Напомним, что суть ее заключается в расчете по данным о расходах воды ряда малых рек общей для

бассейна водоотдачи и последующему определению по ней стока большой реки, а общую водоотдачу вычисляют по наблюдаемым расходам малых рек до даты выпуска уточнения и экстраполированным расходам (или стоком) этих рек до конца половодья, пользуясь для этого типовыми кривыми спада. Последние могут быть определены путем осреднения расходов по данным наблюдений за прошлые годы или с использованием метода единичного гидрографа.

Как уже отмечалось, уточнение прогноза стока дается обычно в то время, когда расходы малых рек-индикаторов достигают своего максимума. Имея типовые единичные гидрографы этих рек, нетрудно экстраполировать их сток до конца половодья. Сделать это можно двумя путями: 1) суммированием расходов за период спада, для чего заранее строят типовую интегральную кривую стока, 2) пользуясь соотношениями стока на подъеме и спаде, установленными для типовых единичных гидрографов по малым рекам-индикаторам.

Что касается распределения стока во времени до конца половодья или квартала, то оно может быть получено путем трансформации стока малых рек в гидрограф в замыкающем створе большой реки или в гидрограф притока воды в водохранилище с использованием заранее подобранных частных кривых добега. Методика такого рода расчетов рассматривается в вып. 2 настоящего Руководства.

Построение типовых единичных гидрографов возможно и непосредственно для крупных речных бассейнов.

Глава 6. Прогнозы расходов (уровней) воды в период спада половодья

6.1. Общие сведения

В настоящей главе рассматриваются возможные приемы заблаговременных прогнозов хода расходов и уровней воды на спаде половодья (после наступления его максимума) и среднего месячного стока за календарные месяцы в период половодья.

Что касается прогнозов хода расходов и уровней воды на спаде половодья, то они необходимы в первую очередь для коммунального и сельского хозяйства и в особых случаях — для водного транспорта и энергетики. Интерес к ним и их народнохозяйственное значение особенно велики в годы с высоким половодьем, а в ряде случаев и в годы с аномально низким весенним стоком. Такие прогнозы сводятся к заблаговременному расчету (обычно после наступления максимума половодья) ожидаемых расходов (уровней) воды на заданные календарные даты, например, через каждые три, пять дней до конца спада половодья.

Прогнозы средних месячных расходов воды, в частности притока воды в водохранилища, в этот период необходимы для гидроэнергетики и других отраслей народного хозяйства, заинтересованных в комплексном использовании водных ресурсов зарегулированных рек.

В основе методики и практических приемов указанных выше прогнозов должны, разумеется, лежать общие закономерности формирования весеннего тало-дождевого стока, которые достаточно известны и о них уже немало говорилось. Следует, однако, подчеркнуть, что реальные возможности таких долгосрочных прогнозов тем не менее весьма ограничены по двум главным причинам. Прежде всего из-за большой изменчивости метеорологических условий, определяющих процесс формирования половодья, и невозможности заблаговременного их предвидения, а во-вторых — ввиду ограниченности самих гидрометрических данных. В силу этих причин рассматриваемые ниже приемы прогнозов остаются пока сугубо приближенными и не отличаются высокой точностью.

Один из возможных приемов (по данным о расходах воды малых рек) уже был, по сути, рассмотрен в главах 3 и 5 (п. 3.8.2 и 5.3.3), где речь шла о возможностях уточнения в ходе половодья долгосрочного прогноза суммарного стока с оценкой его распределения во времени. Этот прием, как уже отмечалось, сводится к расчету трансформации стока малых рек в гидрограф стока большой реки с использованием эмпирически подобранных частных кривых добега и экстраполированных значений стока малых рек по типовым кривым спада. Напомним, что методика такого расчета изложена в вып. 2 настоящего Руководства.

В формировании расходов и уровней воды в период спада половодья принимают участие талые воды, которые к началу спада уже находятся в руслах речной сети выше замыкающего створа, и их последующий приток. На характер спада влияет как общий русловой объем воды, так и его распределение в бассейне. При одном и том же объеме воды и прочих равных условиях спад половодья будет менее интенсивным, если в верхней части бассейна русловой запас воды будет больше обычного. Определенное влияние на спад оказывают значительные перебои в таянии снега, а следовательно и в ходе притока воды в русловую сеть. Это может быть чаще и особенно заметным в лесной зоне при частичной (50—60 %) залесенности речного бассейна.

Значительное влияние на характер спада половодья часто оказывает и приток дождевых вод. Дожди вызывают не только заметное снижение интенсивности спада, но и паводки, которые ведут даже к временному увеличению расходов и уровней воды в замыкающем створе бассейна.

Следует также отметить и то влияние, которое оказывают заторы льда на характер спада уровней половодья. Большие заторы льда нарушают соответствие между расходами и уровнями воды. Нередко заторные уровни воды бывают максимальными в данном

году. Это обстоятельство необходимо учитывать при разработке методики прогнозов не только максимальных уровней, но и спада половодья.

6.2. Прогнозы спада половодья на основе типизации единичных гидрографов

Изменение расходов и уровней воды в период спада половодья зависит при прочих равных условиях от морфометрических и физико-географических характеристик речного бассейна. В первую очередь от его размеров, конфигурации, рельефа, с которыми связано время добегания воды по руслам до замыкающего створа, а следовательно длительность самого половодья. Поскольку эти характеристики стабильны, то роль их в формировании гидрографа половодья в данном створе реки остается практически постоянной от года к году. Поэтому единичный гидрограф, о котором шла речь в предыдущей главе, и является как раз той характеристикой распределения стока во времени, включая период спада, которая отражает присущие данному бассейну морфометрические и гидравлические его особенности.

Далее, как следует из одномерной линейной модели формирования паводочного стока, единичный гидрограф половодья должен также отражать в каждом году присущий именно этому году ход водоотдачи во времени в данном бассейне. Из этого следуют два важных с прогностической точки зрения вывода. Во-первых, оптимизация единичных гидрографов в зависимости от суммарного стока, максимального расхода и таких характеристик хода водоотдачи во времени, как ее эффективная длительность (дружность снеготаяния), степень неравномерности по площади и во времени и другие, могут служить при наличии соответствующей информации реальной основой для прогнозов спада половодья. А во-вторых, такая типизация имеет определенное методическое преимущество перед чисто эмпирическим поиском аппроксимационных формул для описания спадовой ветви гидрографа половодья от максимального расхода типа

$$Q(t) = Q_{\text{макс}} \exp(-at^n), \quad (6.1)$$

или других подобных формул.

Это, очевидно, связано с формой спадовой ветви половодья, которая согласно уравнению (1.21) или формуле (1.22) определяется отнюдь не максимумом гидрографа, а ходом водоотдачи бассейна во времени как до, так и после наступления этого максимума. Именно поэтому, как показывает опыт, редко удается найти достаточно близкие значения коэффициентов a и n для кривых спада одной реки за ряд лет. Эти коэффициенты, как правило, существенно меняются от года к году даже в наиболее благоприятных условиях, как например, на реках степной и сухо-

степной зон, где спад весеннего половодья практически не подвержен столь существенному влиянию дождевого стока, как в зонах достаточного и избыточного увлажнения.

Имеющийся опыт говорит также и о том, что формула (6.1) при постоянных значениях α и n не лучшим образом отражает даже одну кривую спада. Для верхней и нижней частей этой кривой коэффициенты чаще всего существенно различны. Это свидетельствует о том, что лежащее в основе использования формулы (6.1) допущение о спаде половодья и паводков как в процессе истощения заданного запаса воды в бассейне является слишком грубым.

Отметим также, что по изложенным выше причинам типизация единичных гидрографов половодья имеет определенное преимущество перед типизацией кривых спада. Это позволяет с большей определенностью выявить характерные случаи распределения стока на спаде половодья в зависимости от характера хода водоотдачи во времени и ее распределения по площади, суммарного стока осадков и других специфических особенностей, которые в значительной мере могут сказываться на спаде половодья. Наличие достаточно большого набора типовых единичных гидрографов позволяет использовать их и для целей приближенного расчета стока в случаях перебойного снеготаяния.

Типизация единичных гидрографов должна выполняться по данным гидрометеорологических наблюдений за достаточно длительным периодом (не менее чем за 20—25 лет), который должен охватывать весь диапазон колебаний максимальных расходов и уровней воды в данном замыкающем створе. Метеорологические данные за этот период должны быть по возможности более полными, позволяющими при необходимости рассчитать количество осадков, ставание снега за определенный период и оценить остаточный запас воды в снеге, в поле и в лесу.

Первым этапом типизации единичных гидрографов является определение их с помощью гидрометрических данных и последующее графическое построение. Порядок расчета ординат единичного гидрографа рассмотрен в предшествующей главе. При выполнении расчетов с целью типизации сглаживание ординат единичных гидрографов не требуется. Построение единичных гидрографов выполняют в одном масштабе, с тем чтобы можно было их анализировать и сопоставлять путем совмещения.

Наличие электронно-вычислительной техники (микроЭВМ) позволяет автоматизировать все расчеты единичных гидрографов, проводить их сопоставление и типизацию в диалоговом режиме.

Второй, более трудоемкий, этап типизации единичных гидрографов состоит в определении тех характеристик, на основе которых возможна типизация. К числу их, как уже говорилось, относятся: длительность эффективной водоотдачи, максимальный расход и суммарный сток за половодье (в целом в бассейне, а также в верхней и нижней его частях), максимум руслового

запаса воды в бассейне, общий русловой запас на дату максимального расхода половодья и в различных частях бассейна.

При определении длительности водоотдачи T наиболее информативными являются дифференциальные или интегральные во времени кривые хода поступления талой и дождевой воды в бассейн. Пример таких интегральных кривых приведен на рис. 6.1. Определение их выполняют путем приближенного расчета суточного стаяния снега с учетом изменения покрытости бассейна

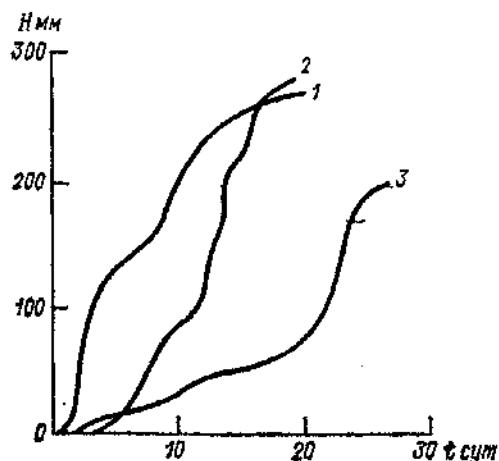


Рис. 6.1. Интегральные кривые поступления воды на поверхность бассейна.

снегом. Последнюю определяют с помощью кривой обеспеченности снегозапасов по интегральному стаянию и выражают обычно в долях единицы. В лесной зоне расчеты стаяния снега и покрытости им бассейнов выполняют для открытых и лесных площадей отдельно. Определение других характеристик не требует дополнительных пояснений.

По данным о длительности водоотдачи и ходу снеготаяния гидрографы разбивают на три основные типовые группы. В первую группу отбирают однопиковые гидрографы с наиболее дружным весенним снеготаянием, во вторую — с растянутым, но без длительных перебоев снеготаянием. В третью группу выделяют гидрографы при перебойном снеготаянии с двумя и более пиками.

Дальнейшую типизацию гидрографов выполняют внутри каждой группы. Особенно тщательным должен быть анализ различий в единичных гидрографах первой типовой группы. При необходимости в ней могут быть установлены гидрографы для различной длительности водоотдачи, при различном соотношении максимального объема воды в руслах $V_{\text{макс}}$ и его объема на дату максимального расхода половодья $V_{t_{\text{макс}}}$. Это соотношение может служить дополнительным признаком, характеризующим спад половодья. Аналогичный анализ проводят и для второй группы гидрографов с более растянутым однопиковым половодьем. При

этом в обоих случаях необходимо также проверять, насколько сильное влияние на форму единичных гидрографов оказывают другие указанные выше характеристики половодья.

Отобранные путем такого анализа типовые единичные гидрографы затем осредняют (по каждому типу), используя рекомендацию, указанную в главе 5. При этом осредняют только максимальные ординаты единичных гидрографов, а ветви подъема и спада проводят осредненно, так чтобы сумма всех ординат гидрографа соответствовала стоку, равному 1 мм.

Таким образом, описанная методика уточнения долгосрочных прогнозов весеннего стока в ходе половодья и методика прогнозов его спада по сути тесно взаимосвязаны между собой. Действительно, после наступления максимума половодья фактический сток за период подъема становится уже известным и задача сводится к оценке стока за период спада, который, естественно, определяется характером самого спада. Оценка последнего необходима для таких прогнозов, как продолжительность стояния уровня воды выше заданных критических значений или сроков освобождения от воды заливаемой части речной поймы.

Для определения ожидаемых расходов воды на спаде половодья ординаты выбранного для данного года типового гидрографа умножают на уточненный ожидаемый сток за период половодья. Полученный таким путем гидрограф половодья совмещают по максимуму с наблюдаемой частью гидрографа, разумеется с учетом срезки базисного (подземного) стока. Это дает возможность видеть дальнейший ход расходов воды на спаде половодья.

Как любая другая аналоговая методика, типизация единичных гидрографов или просто кривых спада половодья требует опыта и хорошего знания режима соответствующего водного объекта и самого тщательного анализа предшествующего хода гидрометеорологических процессов.

6.3. Прогнозы спада половодья по данным о максимальном расходе и объемах воды в русловой сети

При относительно небольшом, а главное равномерном дополнительном притоке воды в русло спад половодья в замыкающем створе данного речного бассейна зависит, как уже отмечалось, от общего запаса воды в русловой сети к началу спада и его распределения в бассейне. Это открывает некоторую возможность для установления приближенных эмпирических зависимостей, характеризующих в определенной мере изменение расходов воды больших рек на спаде половодья, которыми и можно воспользоваться для целей прогнозов. Наиболее просто устанавливаемой зависимостью является связь объема русловых запасов воды на

заданную дату V_t с расходом воды Q_t на эту дату: $V_t = f(Q_t)$. Общий вид этой зависимости приведен на рис. 6.2.

Такого рода зависимости, не очень тесные, но достаточно ясно выраженные, нетрудно построить при наличии достаточных гидрометрических данных в бассейне. При их построении обычно используют объемы воды, уменьшенные в 86,4 тыс. раз, чтобы не иметь дела со слишком большими числами. Труднее найти такую переменную величину, которая бы достаточно хорошо характеризовала различие в распределении русловых запасов воды в бас-

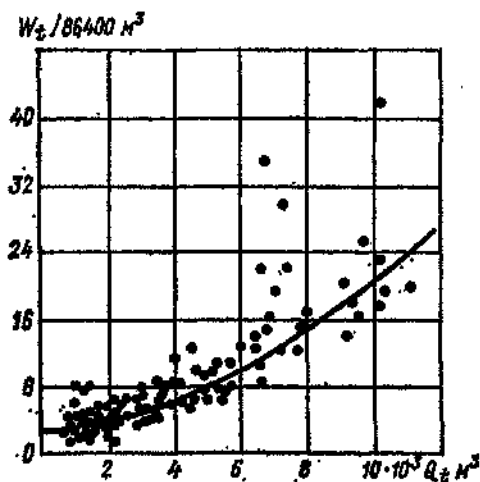


Рис. 6.2. Связь запасов воды в русловой сети бассейна р. Оки до Мурома с расходом воды в замыкающем створе. Период половодья.

сейне. В качестве такой переменной в свое время [64] было предложено отношение фактического запаса воды в руслах, вычисленного по гидрометрическим данным на дату максимума половодья, к запасу воды, снятому с графика связи (см. рис. 6.2) при расходе, равном максимальному ($Q_{\text{макс}}$) в замыкающем створе. Будем в дальнейшем обозначать это отношение

$$\gamma = V_{t_{\text{макс}}} / V_{Q_{\text{макс}}} \quad (6.2)$$

Используя отношение γ как вторую переменную, можно построить несколько эмпирических расчетных графиков, позволяющих определять расходы, а следовательно и уровни воды на заданные даты, ведя их отсчет от даты наступления максимального расхода

$$Q_{t_{\text{макс}} + \Delta t} = f_1(Q_{\text{макс}}, \gamma), \quad Q_{t_{\text{макс}} + 2 \Delta t} = f_2(Q_{\text{макс}}, \gamma) \text{ и т. д.}$$

В зависимости от размеров бассейна (продолжительности спада половодья) временной шаг Δt при построении таких графиков может быть принят равным 1, 3 или 5 сут. На рис. 6.3 приведен пример расчетного графика связи $Q_t = f(Q_{\text{макс}}, \gamma)$ для определения расходов воды Оки у Мурома на 15-е сутки после максимума половодья. Для прогноза расходов и уровней на спаде

половодья необходимо иметь ряд расчетных графиков, аналогичных приведенному на рис. 6.3, т. е. относящихся к различным датам, считая последние от даты максимального расхода половодья.

Порядок расчета ожидаемых расходов или уровней воды следующий.

1. После прохождения максимального расхода воды ($Q_{\text{макс}}$) вычисляют ее запас в русловой сети речной системы на дату максимума ($V_{t_{\text{макс}}}$).

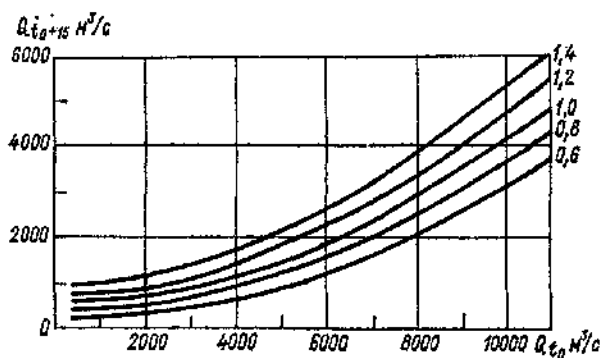


Рис. 6.3. Зависимость $Q_{t_{\text{макс}}+15}$ от $Q_{\text{макс}}$ и γ для р. Оки у Муром.

2. С помощью графика $V_t = f(Q_t)$ по максимальному расходу $Q_{\text{макс}}$ определяют $V_{Q_{\text{макс}}}$ и вычисляют отношение

$$\gamma = V_{t_{\text{макс}}} / V_{Q_{\text{макс}}}.$$

3. По ряду графиков, аналогичных приведенному на рис. 6.3, определяют расходы воды на $(t_{\text{макс}} + \Delta t)$, $(t_{\text{макс}} + 2\Delta t)$ и т. д. дни спада, где Δt — принятый временной шаг.

В практике могут встречаться случаи, когда между максимальным расходом и соответствующим запасом воды в русловой сети имеется тесная связь. В таких случаях прогнозы расходов воды в период спада половодья могут основываться на использовании эмпирических графиков связи

$$Q_{t_{\text{макс}} + \Delta t} = f_1(Q_{\text{макс}}), \quad Q_{t_{\text{макс}} + 2\Delta t} = f_2(Q_{\text{макс}}) \text{ и т. д.}$$

6.4. Прогнозы средних месячных расходов воды в период половодья

Такого рода прогнозы относятся к наиболее трудным в связи с их малой методической обоснованностью. Обусловлено это решающим влиянием на месячный сток в период половодья

метеорологических условий, незнание которых и вносит большую неопределенность в решение задачи. Именно по этой причине прогнозы стока рек преимущественно снегового питания за второй квартал года методически значительно более определены и надежны, чем прогнозы месячного стока внутри квартала.

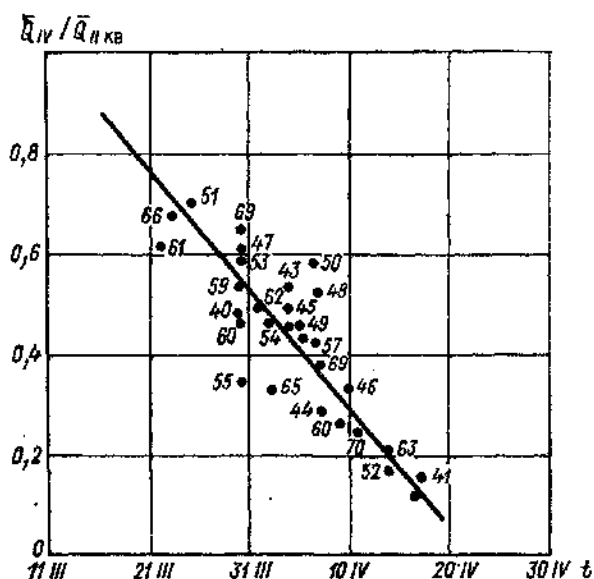


Рис. 6.4. Зависимость относительного апрельского стока р. Оки у Гобатова (в долях стока за второй квартал) от даты начала половодья в бассейне.

В то же время практическая значимость долгосрочного прогноза стока (или притока воды в водохранилище) за второй квартал сильно возрастает, когда в нем указывается распределение стока по месяцам и декадам. Трудности и возможные приемы прогнозов такого распределения уже отмечались ранее (см. главу 5).

В качестве примера того, насколько большую, даже решающую роль в формировании месячного стока играют метеорологические условия, покажем на конкретном примере. На рис. 6.4 приведена зависимость апрельского стока в низовьях Оки (площадь водосбора 244 тыс. км²), выраженного в долях квартального стока, от даты начала половодья в бассейне, вычисленной по датам его начала в верхнем течении реки (до Калуги) и на ее притоках Угре, Жиздре, Москве, Цне и Клязьме. Как видно, доля этого стока может составлять от 20 до 80 % квартального стока, а для прогноза стока за апрель необходим достаточно надежный метеорологический прогноз.

На рис. 6.5 приведена зависимость майского стока в том же бассейне от разности величин квартального и апрельского стока. Эта зависимость, как видно, достаточно тесная и может быть использована для прогнозов майского стока в конце апреля. Ожидаемый сток в июне может быть определен как разность стока

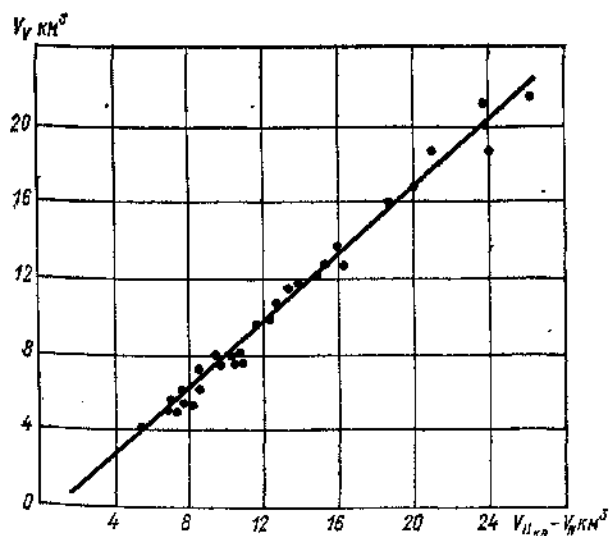


Рис. 6.5. Зависимость майского стока р. Оби у Гобатова от разности стока за второй квартал и апрель.

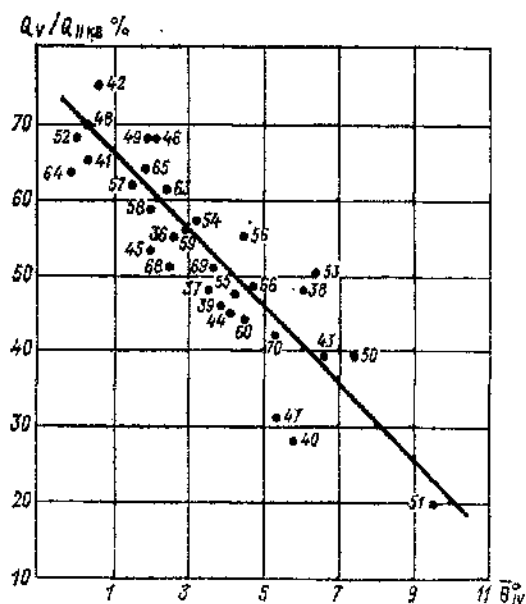


Рис. 6.6. Зависимость относительного майского стока р. Белой у Бирска (в долях стока за второй квартал от средней температуры воздуха в апреле).

за второй квартал и за период апрель—май или по зависимости от объема воды в русловой сети в конце мая.

Как свидетельствует рис. 6.6, в практике прогнозов возможно использование корреляционных зависимостей и иного вида. На этом рисунке приведена зависимость относительной величины майского стока р. Белой у Бирска от среднего значения температуры воздуха в ее бассейне за период с 1 по 20 апреля. В этом примере температура воздуха определялась по данным наблюдений двух метеорологических станций — Красноуфимск и Стерлитамак.

Статистическая оценка проверочных прогнозов по зависимостям, аналогичным представленным на рис. 6.4 и 6.5, должна выполняться с учетом прогнозов даты начала половодья и квартального стока.

Часть II

ПРОГНОЗЫ СТОКА ГОРНЫХ РЕК

Глава 7. Особенности водного режима горных рек в различных климатических условиях

Долгосрочные прогнозы стока рек основаны на знании процессов накопления и расходования влаги в речном бассейне, обуславливающих характер водного режима рек. В горах эти процессы существенно отличаются от процессов, происходящих в равнинных бассейнах. Основной их особенностью является вертикальная зональность климатических и почвенно-ботанических условий, существенную роль в которой играет рельеф. Характер последнего накладывает свой отпечаток на климат и погодные условия.

7.1. Общие черты водного режима горных рек

Режим рек в течение года меняется в зависимости от характера метеорологических процессов в различных физико-географических условиях и в различных высотных зонах. С изменением высоты местности меняются метеорологические условия: сроки и величины снегонакопления, внутригодовое распределение осадков, ход снеготаяния и стока. На рис. 7.1 приведены гидрографы горных рек с различными условиями формирования стока.

В первые дни снеготаяния талая вода не сразу достигает русла и частично поглощается или задерживается грунтами и самим снегом. Однако продолжительность этого процесса зависит от многих причин и для разных физико-географических районов и сложившихся к началу таяния условий колеблется в широких пределах.

Так, в Средней Азии, где в нижних зонах снега может не быть, сроки начала подъемов воды в предгорьях обусловлены временем добегания воды по руслу. Одновременно может сказываться и выпадение дождей. Резкие подъемы уровней воды начинаются, когда в зонах сплошного залегания снежного покрова устанавливаются положительные значения температуры воздуха.

В Сибири начальный период половодья может протекать поинному. Снежный покров здесь достаточно мощный и на равнине

при повышении температуры воздуха вначале задерживает талую воду и время начала подъема определяется временем начала водоотдачи из снега, а затем каждое последующее интенсивное потепление сопровождается все более значительным увеличением расходов воды. Это связано как с возрастанием интенсивности таяния, так и с увеличением площади одновременного снеготаяния вследствие включения более высоких зон. В этот период на

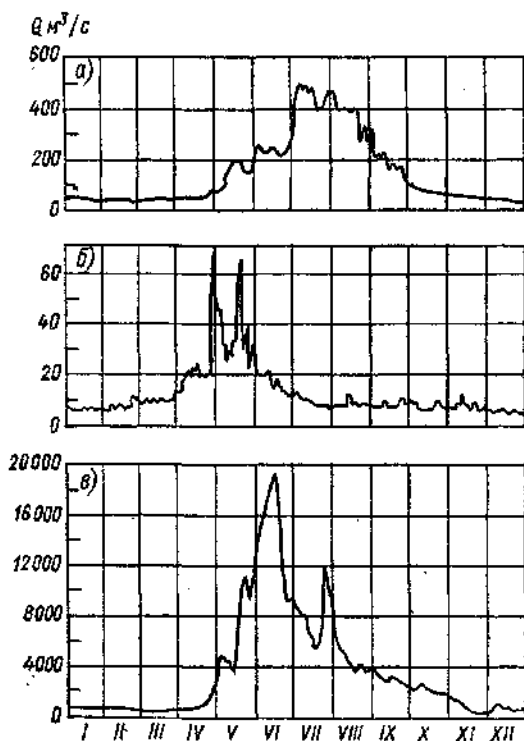


Рис. 7.1. Гидрографы горных рек за 1975 г. с различными условиями формирования стока.

а — Зеравшан — мост Дупули; б — Дзорогет — ниже устья р. Гергер; в — Енисей — с. Базанха.

гидрографе резко выделяются отдельные пики, обусловленные интенсивными потеплениями.

На Кавказе увеличение водности рек за счет снеготаяния усиливается влиянием дождевых вод.

В целом сток горных рек возрастает до тех пор, пока происходит увеличение площади одновременного снеготаяния. По мере уменьшения площади таяния, все более нарушается соответствие между ходом температуры и изменением расходов воды. Интенсивность подъемов, вызванных увеличением притока тепла,

уменьшается и одновременно все более четко выделяются пики, обусловленные дождями. Высота их в районах с обильными летними осадками даже превосходит пики, образованные талыми водами. В этих условиях устойчивая межень может быть не выражена. На реках низкогорных бассейнов, особенно если дождевой сток незначителен, межень наблюдается в июне—июле. На реках высокогорных бассейнов, особенно со значительным оледенением, межень наблюдается только поздней осенью. Зимний сток устойчив и обусловлен притоком подземных вод.

Существенной особенностью для горных рек является характер стекания воды по склонам. Как правило, талая и дождевая вода стекает не столько по поверхности, сколько в рыхлых отложениях или в лесной подстилке. Иногда же поверхностный сток, в строгом смысле этого слова, в горных бассейнах вообще отсутствует.

Кроме того, из-за больших уклонов этот «подповерхностный» сток осуществляется со скоростями, мало отличающимися от скоростей перемещения воды по руслу. Естественно в различных физико-географических условиях отмеченный процесс происходит по-разному и рассматривать его следует, исходя из конкретных условий формирования стока.

7.2. Высотная зональность в накоплении и сходе снега

Основным источником накопления влаги в бассейне являются осадки за холодный период. Годовые и сезонные суммы осадков, как правило, увеличиваются с повышением местности, а именно: от дна долины вверх по склонам. Чем больше диапазон высот бассейна, тем отчетливее прослеживается увеличение осадков с высотой местности. Такая зависимость может наблюдаться и в предгорьях.

Увеличение осадков с высотой местности в том или ином районе происходит лишь до известной высоты, после чего осадки начинают убывать. Это связано с понижением температуры и уменьшением содержания влаги с высотой в тропосфере. В сухих жарких странах высота максимума осадков больше, чем во влажных; летом она несколько выше, чем зимой. В связи с понижением температуры воздуха с высотой местности длительность периода снегонакопления увеличивается, что приводит также к существенному увеличению снегозапасов. Поэтому чем выше расположен бассейн реки, тем при прочих равных условиях большую роль играет снежный покров.

Таяние и сход снежного покрова также происходит неодновременно по высоте. Эти обстоятельства приводят к растягиванию периода основного стока на длительный период (апрель—сентябрь).

7.3. Особенности грунтового питания

В горных районах подземные воды играют существенную роль. С увеличением высоты местности увеличиваются не только осадки, но и инфильтрация дождевых и талых вод, чему способствует увеличение трещиноватости и степени выветривания горных пород с ростом высоты местности [75]. Интенсивному дренированию реками водоносных горизонтов благоприятствует повышенная расчлененность рельефа горных областей. Вместе с тем характер подземного питания значительно различается в разных физико-географических условиях. Большую роль в изменении доли подземного стока играют особенности морфологии речного бассейна, характера залегания грунтовых вод и их дренирования реками, а также условия выклинивания. В конечном счете процесс формирования подземного стока определяется гидродинамическими особенностями связи речных и подземных вод на разных стадиях водного режима рек [73, 75].

В зоне высокогорного расчлененного рельефа ниже вечных снегов и ледников вследствие больших уклонов местности подземное питание рек осуществляется преимущественно родниками. По-видимому во время снеготаяния и значительных дождевых паводков внутригодовой режим подземного стока в реки близок к режиму родников, выклинивающихся в нижних частях склонов долин.

В зоне среднегорного рельефа доля родникового стока в реки уменьшается с увеличением доли разгрузки трещинных и пластово-трещинных подземных вод, гидравлически связанных с речными. Вместе с тем отсутствие обратных уклонов уровней грунтовых вод в период большой водности рек также не характерно и для этой зоны. Поэтому гидрограф подземного стока в реки по-видимому повторяет гидрограф родникового стока, но в более сглаженном и трансформированном виде, чем в Альпийской зоне.

В зоне относительно слабо расчлененных низкогорий преобладает подземное питание при наличии гидравлической связи подземных и поверхностных вод, что приводит к уменьшению, а часто и к прекращению подземного притока в реки во время большой их водности.

Для предгорий характерно увеличение мощности крупнообломочных отложений, что приводит к повышенной фильтрации, и уровень подземных вод здесь часто расположен ниже уровня воды в реке. Это в свою очередь приводит к фильтрации речных вод в крупнообломочные отложения. В центральной части конусов выноса преобладает транзит речных и подземных вод. По мере выполаживания местности и приближения уровней подземных вод к поверхности земли реки вновь дренируют водоносные слои преимущественно при наличии их гидравлической связи с речными водами [61, 75].

Естественно, что изложенные выше особенности носят общий характер и для конкретных бассейнов необходим столь детальный

анализ условий формирования грунтового стока, сколь позволяет наличие соответствующих данных наблюдений.

В районах распространения карста, вулканических отложений и многолетнемерзлых пород наблюдаются характерные особенности, кардинально отличающиеся от условий подземного питания рек в других горных бассейнах.

В закарстованных бассейнах, а также в районах с широким распространением вулканических отложений подземное питание рек происходит родниками, образовавшимися за счет инфильтрации воды, поступающей на бассейн. Одновременно происходят потери речных вод на просачивание. Гидравлическая связь подземных и речных вод отсутствует. По мере выхода из зоны карста резко увеличивается количество и дебит родников (иногда даже наблюдается выход небольших подземных рек). Появляется гидравлическая связь речных и подземных вод.

Своеобразными условиями отличается характер связи подземных и речных вод в зоне многолетнемерзлых пород. Эта связь осуществляется в условиях, определяемых целым рядом природных факторов, которые вне криолитозоны отсутствуют. Подземные воды в этой зоне делятся на три категории:

Надмерзлотные воды, залегающие над многолетнемерзлой толщей, которая для этой категории вод является водоупором;

Межмерзлотные воды, находящиеся в пределах многолетнемерзлой толщи;

Подмерзлотные воды, залегающие ниже многолетнемерзлотной толщи, которая является кровлей для этой категории вод;

Надмерзлотные воды связаны с поверхностными водами в основном в период летнего оттаивания.

Особенности подземного питания определяются здесь степенью дренирования рекой водоносного горизонта и периодом оттаивания. В период интенсивного промерзания (октябрь—март) водоносный горизонт приобретает напор. Ограниченные снизу многолетнемерзлым слоем, а сверху промерзающей зимой почвой воды развивают существенное давление. В ряде случаев происходит разрыв деятельного слоя и на поверхности почвы и речного русла образуются наледы, которые в весенне-летний период оказывают определенное влияние на режим стока.

Связь поверхностных и грунтовых межмерзлотных и подмерзлотных вод происходит практически благодаря наличию таликов. В зависимости от мерзлотно-гидрогеологических условий или подземные воды разгружаются через талики в реки, или речные воды пополняют подземные воды. Поглощение речной воды через талики происходит, как правило, в теплое время года, а разгрузка подземных вод — зимой. Характер этих процессов определяется количеством таликов, их местоположением и стадией водного режима реки. С продвижением на север, с уменьшением таликов, а затем почти полным их исчезновением в зимнее время, происходит более интенсивное образование наледей и, следовательно, более длительное их таяние [72].

Глава 8. Основные факторы формирования весенне-летнего стока горных рек и его составляющие

Основные факторы формирования стока делятся на постоянные — физико-географические (особенности строения бассейна) и переменные — гидрометеорологические условия. Естественно, что обе группы факторов действуют одновременно и при анализе условий формирования стока должны рассматриваться в комплексе.

8.1. Постоянные факторы

К числу постоянных факторов, оказывающих существенное влияние на формирование стока относятся:

- размеры бассейна;
- расположение основных хребтов по отношению к влагонесущим и теплонесущим потокам;
- диапазон высот и распределение площадей по высотным зонам;
- распределение склонов разной экспозиции;
- растительность (залесенность) бассейна;
- почвенно-геологические особенности бассейна.

8.1.1. Размер бассейна

Что касается размера бассейна, то его влияние на режим стока проявляется в разнообразии физико-географических условий в различных его частях. Чем больше бассейн, тем больше это разнообразие. Его влияние сказывается в определенной мере на общем режиме большой реки. Поэтому при разработке метода прогноза надо стремиться к возможно более детальному анализу условий формирования стока в различных частях бассейна.

8.1.2. Общее строение горной страны и расположение хребтов

Строение каждого горного района имеет свои характерные особенности, которые сказываются на формировании климата, а через него и на гидрологическом режиме рек. Наиболее своеобразным районом в этом отношении является Средняя Азия. Неоднородность строения ее поверхности является причиной больших контрастов. Положение Средней Азии в глубине материка обуславливает резкую континентальность климата. Крайняя засушливость здесь соседствует с обильным увлажнением.

Большое влияние на температуру воздуха зимой оказывает незащищенность Средней Азии с севера. Вторжение крайне холодных воздушных масс, формирующихся в Сибири и Арктике, является причиной сильных морозов. По мере продвижения на запад и юг сибирский или арктический воздух быстро прогревается.

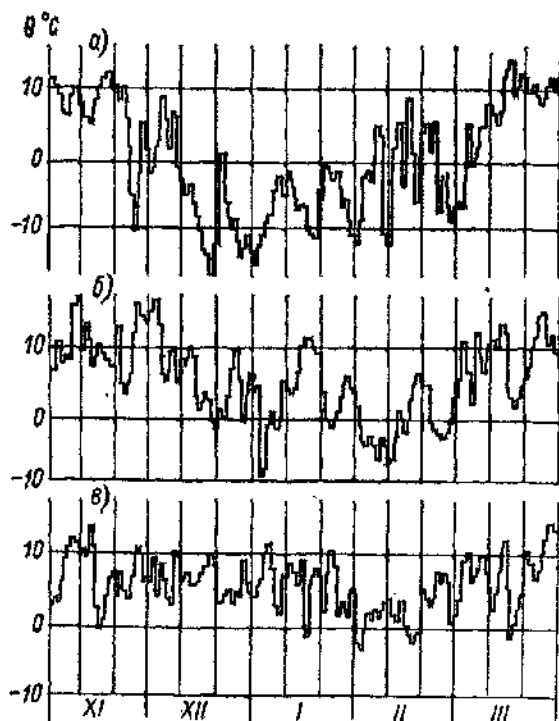


Рис. 8.1. Ход средней суточной температуры воздуха зимой.

а — суровая зима; б — средняя; в — мягкая.

Частые вторжения тропического воздуха с юга вызывают резкое повышение температуры. Эти обстоятельства вызывают неустойчивость зим (рис. 8.1) [93].

На характер и количество выпадающих осадков четко прослеживается и влияние Уральского хребта. Так, приходящие с запада циклоны приносят на этот склон большое количество осадков, в результате чего осадков здесь выпадает на 300 мм больше, чем на восточном. Кроме того, влияние Уральского хребта сказывается на продвижении холодных воздушных масс, имеющих небольшую вертикальную мощность. В результате на западном склоне среднего Урала 60 % осадков выпадает за теплый сезон и 40 % — за холодный, а на восточном соответственно 75 и 25 % [22].

В Сибири распределение осадков по территории также связано с расположением горных массивов. Алтай — один из первых высокогорных массивов Сибири на пути влажных западных воздушных течений — является мощным конденсатором влаги. Западные, наветренные, склоны Алтая более увлажнены, чем восточные. Большое влияние расположение горных массивов оказывает на внутригодовое распределение осадков. Так, на Западном Алтае количество осадков, выпавших в зимний период, составляет 15—20 % годовой суммы, а в Восточном Саяне и Забайкалье не превышает 10 %.

На Кавказе годовое и сезонное распределение осадков также зависит от расположения хребтов. Наибольшее их количество выпадает на склонах черноморского побережья; к востоку, как на Большом, так и на Малом Кавказе, осадки резко уменьшаются. Так, годовой ход осадков в западной оконечности Большого Кавказа имеет четковывраженный средиземноморский характер. По мере приближения к предгорьям Северного Кавказа этот тип распределения осадков быстро исчезает.

Диапазон высот бассейна существенное влияние оказывает на продолжительность талого стока. На больших высотах снегонакопление рано начинается и поздно кончается. На малых же высотах снеготаяние, а следовательно, и сток рек могут наблюдаться, когда на больших высотах еще продолжается снегонакопление, а таяние там может начинаться уже после схода снежного покрова в нижних зонах. Поэтому чем больше диапазон высот, тем больше продолжительность периода талого стока и тем самым при прочих равных условиях равномернее распределяется сток во времени.

8.1.3. Распределение площадей бассейна по высотным зонам

Распределение площадей бассейна по высотным зонам необходимо при вычислении основных характеристик, определяющих особенности снегонакопления хода таяния и, следовательно, в значительной мере особенностей формирования талого стока в горных бассейнах. К числу таких характеристик относятся: средняя высота бассейна, периоды снегонакопления, распределение снегозапасов в бассейне и площадей одновременного таяния. Кривые распределения площадей по высотным зонам носят чисто локальный характер для каждого бассейна.

8.1.4. Распределение склонов разной экспозиции

Учет экспозиции склонов бассейна особенно важен при расчете хода снеготаяния. Известно, что на склонах южной экспозиции снег сходит значительно раньше, чем на других склонах. Это вызывается несколькими обстоятельствами, и прежде всего

повышенной солнечной радиацией. На величину отношения прямой радиации на склоне к радиации на горизонтальную поверхность также влияет ориентация склона. Так, в горах Средней Азии за период ноябрь—апрель южные склоны могут получить прямой радиации в 2—3 раза больше, чем северные. В результате испарение со снега может существенно различаться на склонах разной экспозиции. Для Зайлийского Алатау по данным исследований [77] получено, что в диапазоне высот 1600—3100 м

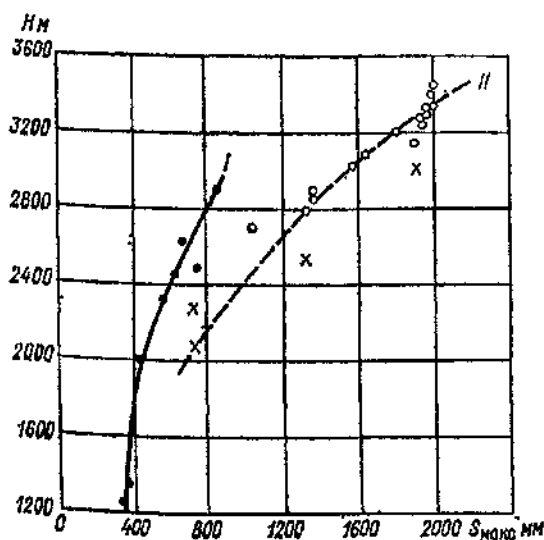


Рис. 8.2. Соотношение между снеговыми запасами и высотой места на склонах южной (I) и северной (II) экспозиции.

испарение со снега на северных склонах составляет 25—30 % максимальных снегов запасов, а на южных — до 100 %. Аналогичные исследования для Центрального Кавказа вблизи ст. Терскол [42] привели к выводу, что испарение на южных склонах может достигать 50 % количества выпавших твердых осадков.

Кроме того, на склонах разной экспозиции может накапливаться разное количество снега. Так, в бассейне р. Баксан [23] на высоте 2000—2500 м на северных склонах в середине зимы высота снега составляет 130—160 см, а на южных — 30—40 см. В опытном бассейне р. Варзоб (Средняя Азия) на высоте 2800 м максимальные снегов запасы составляли: на южном склоне (р. Зидды) около 800 мм, а на северном (р. Зарди) около 1300 мм (рис. 8.2). Соответственно разница в стоке этих двух рек составляет около 700 мм [5].

8.1.5. Растительность

В распределении растительного покрова также наблюдается вертикальная зональность. В разных горных районах границы отдельных зон различаются по высоте в зависимости от климатических условий. Однако в общем сохраняется одна и та же последовательность смены растительных сообществ.

Нижние участки горных бассейнов заняты преимущественно степной или полупустынной растительностью. Выше степи располагаются хвойные или лиственные леса, которые поднимаются до 1500—2500 м. На смену лесу и высокогорным кустарникам приходят альпийские луга, а в более северных районах — горные тундры.

Лес благоприятствует образованию почвенного покрова и предохраняет склоны от эрозии. В зоне лесов, особенно хвойных, снег залегает наиболее равномерно, так как ветровой перенос здесь ослаблен. Следовательно, и гидрограф стока в этом случае будет менее растянут, чем при неполной залесенности.

Кроме того, нельзя забывать, что лесистость относить к постоянным факторам можно лишь условно. Если исследуемый бассейн залесен полностью и никаких изменений за анализируемый период не происходит, то на условия формирования стока лесистость будет оказывать влияние как постоянный фактор. Другое положение складывается при частичной залесенности бассейна. Если анализ производится за достаточно длительный период времени, то залесенность может меняться за счет вырубок или восстановления лесов, особенно в предгорьях. Это обстоятельство необходимо учитывать при анализе стока за конкретные годы.

В Средней Азии влияние леса на колебание стока сводится к минимуму из-за отсутствия сплошных лесных массивов, охватывающих значительные площади [93].

8.1.6. Горные породы и почвы

Свойства горных пород, слагающих водосборы, оказывают заметное влияние на режим стока горных рек. Это объясняется тем, что на горных склонах преобладают преимущественно маломощные (до 50—60 см) скелетные почвы, легко пропускающие воду. Вода, просачиваясь сквозь слои почвы, поступает в грубообломочный щебнистый грунт, покрывающий толщу коренных пород. В дальнейшем стекание воды происходит в полостях этого грунта и по трещинам в горных породах. В зависимости от строения и трещиноватости горных пород изменяется скорость движения воды и величина подземного питания рек. Это в конечном итоге сказывается на характере речного стока.

Во многих горных районах, особенно на юге страны, горные породы обладают большой трещиноватостью и, как следствие, благоприятствуют накоплению больших запасов подземных вод.

Движение воды в полостях этих пород происходит со скоростями, измеряемыми десятками и даже сотнями метров в сутки.

Основная масса водопоглощающих и водопроводящих каналов в грунтах — это поры в рыхлых отложениях, а также каверны и трещины в твердых породах. В той или иной степени все твердые породы трещиноваты в результате выветривания и землетрясений. Некоторые тектонические трещины уходят вглубь на многие сотни метров. Но чаще всего встречаются трещины выветривания, достигающие глубины 50—100 м. Наиболее трещиноватые породы — это известняки, граниты и эффузивы.

Таблица 8.1

Водоносность некоторых горных пород (Центральный Казахстан)

Порода	Площадь, приходящаяся на один источник, км ²	Средний дебит источника, л/(с·км ²)
Известняк	1,6	1,0
Гранит	1,8	0,4
Эффузив	4,3	0,1
Кварцит и контактно-метаморфическая порода	12,0	0,4

В табл. 8.1 приведена водоносность некоторых горных пород Центрального Казахстана (бассейн р. Талды-Эспе, $F=700$ км²).

8.2. Переменные факторы весенне-летнего стока

К переменным факторам стока относятся запасы воды в снеге, осадки, температура воздуха.

Характер вертикальной зональности снегозапасов описан в главе 7. Здесь отметим некоторые особенности распределения снегозапасов по территории. Большое влияние на перераспределение выпавших твердых осадков оказывает ветер. Это перераспределение определяется направлением и силой ветра, что, в свою очередь, связано с расположением горных хребтов. Сдувание рыхлого снега начинается при скорости ветра около 4 м/с. В зимние месяцы в высокогорьях (например, в районе Казбеги) при скорости ветра 30—40 м/с в течение 2—3 ч переносится с открытых водораздельных частей бассейнов на дно долин толща снега до 2—2,5 м. Общее перераспределение таких больших масс снега может явиться одной из причин изменения обычного хода снегозапасов с высотой. В западных Саянах, например, на северном склоне Ойского хребта увеличение снегозапасов наблюдается до верхней границы леса, а выше — в гольцевой зоне — мощность снежного покрова убывает. Это происходит главным образом вследствие ветрового сноса снега. Поэтому при экстремальных

поляции изменения снеготзапасов с высотой необходимо исходить как из общей закономерности этого изменения, так и из возможности нарушения ее вследствие ветрового переноса снега в нижерасположенные зоны.

Что касается потерь стока на просачивание, то в горных районах они обусловлены не столько влажностью почв, сколько трещиноватостью пород и характером пополнения грунтовых вод и условиями их разгрузки в реки.

8.3. Составляющие весенне-летнего стока рек

Основными составляющими стока горных рек являются талые (снеговые и ледниковые), дождевые, подземные воды и наледный сток (сток от таяния речных и грунтовых наледей в зоне вечной мерзлоты).

8.3.1. Талая составляющая

Сама по себе талая составляющая стока состоит из снеговой и ледниковой воды. Для очень малых рек некоторое влияние на их режим может оказывать таяние снежников, однако для тех рек большего размера, для которых требуется разрабатывать методы прогнозов, учет таяния снежников едва ли может иметь практи-

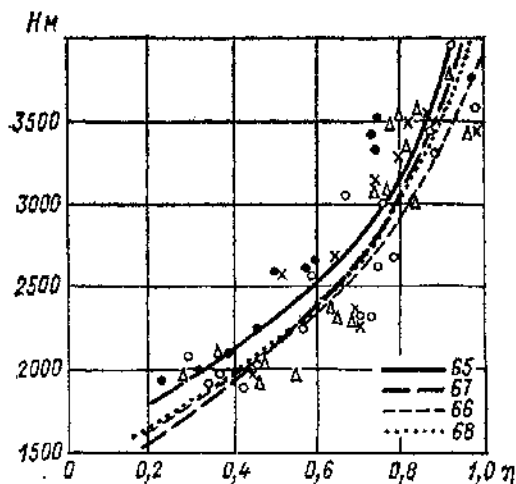


Рис. 8.3. Изменение коэффициента стока (η) за весенне-летний период с высотой местности.

ческое значение. Поэтому расчет питания за счет снежников может иметь значение только при исследованиях формирования стока на малых (экспериментальных) бассейнах.

Эти выводы об условиях формирования талого стока служат основой для разработки надежного метода прогнозов весенне-летнего стока большинства горных рек с заблаговременностью,

достигающей 6 месяцев. Как уже отмечалось, с увеличением диапазона высот бассейна увеличивается длительность холодного периода и величина снеготаяния, и следовательно, увеличивается продолжительность снеготаяния. При диапазоне высот более 2,5—3 км таяние растягивается на 5—6 месяцев, а талый сток может достигать 80—90 % годового стока. Для рек же с малым диапазоном высот (очень низкие или очень высокие водосборы) он может снизиться до 30—40 %.

В качестве первого приближения талую составляющую можно принимать равной или близкой к максимальным снегозапасам. По-видимому, большого преувеличения талой составляющей не будет, поскольку в переходные периоды осени и весны в горах выпадают твердые осадки, учет которых ненадежен. Более надежные значения талой составляющей (при наличии данных о снегозапасах и распределении их по высоте) можно получить, используя коэффициент стока. Однако надежные данные о коэффициенте стока в настоящее время получают лишь в результате детальных исследований на экспериментальных бассейнах. Так, для бассейна р. Варзоб, где в течение ряда лет проводились исследования формирования стока, установлена зависимость коэф-

Таблица 8.2

Снеговая составляющая некоторых горных районов СССР

Горная система	Диапазон высот формирования талого стока, м	Талая составляющая, % годового стока
Северный Кавказ	1000—3000	50—60
Южный склон Большого Кавказа	1500—2000	50—60
Средняя Азия	1500—4000	80—90
Алтай	1200—2000	50—60
Западный Саян	1000—2000	40—50
Байкальская и приморская горные системы	700—1500	40—50
Верхоянский район	500—1500	60—70
Колымский район	600—1200	40—50

фициента талого стока от высоты местности (рис. 8.3) [2]. По данным о распределении снежного покрова по высоте и с учетом этого графика можно получить более реальные значения талой составляющей стока, примерные значения которой для основных горных районов СССР приведены в табл. 8.2.

8.3.2. Выделение ледниковой составляющей

Оценка ледниковой составляющей в литературе встречается нередко. Однако не всегда одинаково трактуется само понятие ледниковой составляющей. Нередко критерием для разделения

ледникового и сезонного снегового питания является переход температуры воздуха через 0°C в сторону положительных значений на высоте сезонной снеговой линии. Такой подход ведет к существенному преувеличению ледникового питания, поскольку к этому моменту ниже сезонной снеговой линии может быть еще много снега.

Более правильно расчет ледниковой составляющей производить по следующей схеме [1]:

— по каталогу ледников определяют площади ледников по высотным зонам, а также высоту фирновой линии как для всего бассейна, так и для его частных водосборов;

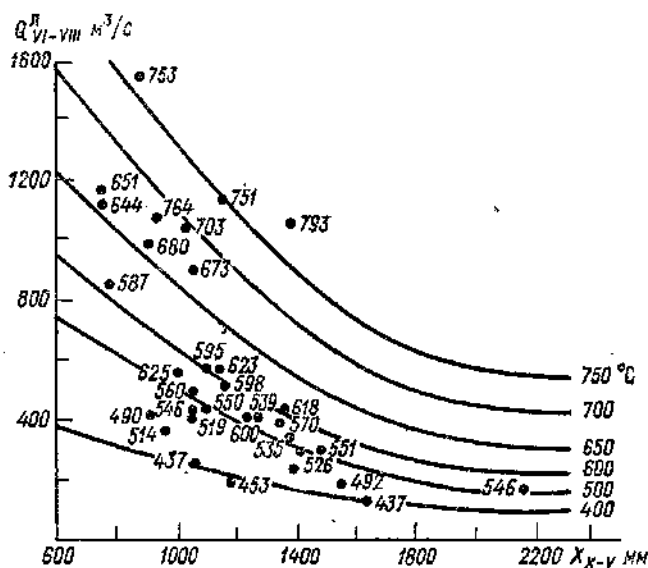


Рис. 8.4. Зависимость суммарного ледникового стока р. Вахш за июнь—август ($Q_{VI-VIII}^{(n)}$) от количества осадков с октября по май ($X_{х-у}$) и от суммы положительных температур воздуха за расчетный период по данным станций Сары-Таш и ледник Федченко (цифры у точек и линий).

— исходя из известного положения, что на высоте фирновой линии количество выпавших и растаявших осадков за год совпадает, по средней многолетней сумме положительных температур воздуха и коэффициенту стаивания снега (5 мм на 1°C положительной температуры воздуха) определяют среднее многолетнее количество осадков, выпавших на указанной высоте;

— по данным имеющихся наблюдений на высоте ледников, по ежегодным модульным коэффициентам сумм осадков и средним многолетним значениям максимальных снеготалосов определяют даты стаивания снежного покрова с поверхности ледника;

— принимая коэффициент стаявания льда равным 8 мм на 1 °С, рассчитывают ежегодные значения ледникового стока.

По сути изложенной схемы сток ледников находится в обратной зависимости от сезонных снеготазпасов, т. е. чем больше мощность снежного покрова на поверхности ледника, тем ледник откруется позже (при той же температуре воздуха) и поэтому сток от таяния ледников будет меньше.

Каждому из перечисленных выше этапов расчета из-за недостатка материалов наблюдений в горах неизбежны некоторые допущения. Во-первых, значения коэффициентов стаявания принимают постоянными для всех лет и высот, но разными для снега и льда, во-вторых, мощность сезонного снежного покрова на ледниках принимают постоянной для всех высотных зон распространения ледников, но различной от года к году.

Результаты расчета по этой схеме позволяют выявить зависимость ледникового стока от количества осадков за период снеготакпления на высоте фирновой линии (обычно с октября по май) и суммы положительных температур за расчетный период (июнь—август).

На рис. 8.4 приведен пример зависимости для бассейна р. Вахш. Использование такой зависимости для прогноза затруднено из-за отсутствия надежного прогноза температур воздуха на период заблаговременности. Поэтому для прогноза можно воспользоваться данными об осадках, накопившимися до конца мая и средней многолетней суммой температуры воздуха, которая для приведенной зависимости равна 590 °С. При этом средняя погрешность составляет 30 % фактического значения ледникового стока. Если ежегодно принимать норму ледникового стока, то погрешность составит 50 % фактического значения. Аналогичные зависимости могут быть построены и для прогноза месячных величин ледникового стока.

8.3.3. Дождевая составляющая

В тех случаях, когда имеются достаточно полные наблюдения над осадками в бассейне, дождевая составляющая стока может быть приближенно определена как разность между суммой жидких осадков и испарением. Испарение в таких случаях вычисляют различными приближенными способами.

Для тех горных районов, где основные области питания рек расположены в зоне избыточного увлажнения, испарение можно найти по разности между притоком и оттоком лучистой энергии (по радиационному балансу).

Радиационный баланс поверхности R может быть приближенно определен по эмпирической зависимости вида $R = f(\sum \Theta)$, где $\sum \Theta$ — сумма положительных значений температуры воздуха. В качестве примера на рис. 8.5 изображена зависимость между суммой положительных средних суточных значений температуры

воздуха ($\Sigma \Theta$) за все месяцы теплого периода и радиационным балансом для территории Приморья.

При условии, что затраты тепла на прогрев и охлаждение подстилающей поверхности равны между собой, весь приток лучистой энергии в областях избыточного увлажнения должен целиком расходоваться на испарение. Так, для западных склонов Сихоте-Алиня — одного из самых дождливых районов СССР — за

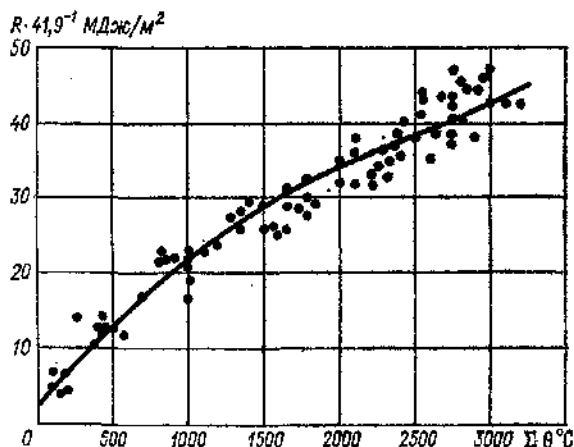


Рис. 8.5. Зависимость радиационного баланса за теплое полугодие (R) от суммарной положительной температуры воздуха ($\Sigma \Theta$) для Приморья.

период май—октябрь на высоте 600—1000 м $\Sigma \Theta$ равна 1300 °C; этой сумме на графике соответствует сумма тепла 1,09 ГДж/м², что в пересчете на слой испарившейся воды составит 430 мм. Сумма жидких осадков в рассматриваемом районе составляет 600—700 мм, следовательно, на дождевой сток остается 170—270 мм, или примерно 40—50 % годового стока.

Однако при определении дождевой составляющей таким образом она может быть существенно завышена за счет неучета потерь на просачивание. Особенно это заметно для районов с большой трещиноватостью пород. Поэтому при анализе формирования дождевого стока полезно применять способ «срезки» дождевых паводков на гидрографе. Он состоит в том, что на гидрографах за ряд лет, наряду с расходами воды, наносят ежедневные значения осадков и температуры воздуха. Соответственно ходу последних выделяют паводки, образованные только жидкими осадками, и вычисляют объем дождевого стока за весь теплый период.

Преимущество последнего способа состоит в том, что выделенный на гидрографе дождевой паводок позволяет (при условии, что можно рассчитать испарение), оценить и потери стока на просачивание. При резких колебаниях температуры и частых

дождях в период снеготаяния иногда бывает сложно разделить талую воду и дождевые паводки. В этом случае необходимо определить зону снеготаяния и исключить явные пики талого стока, вызванные повышением температуры воздуха.

Средний многолетний дождевой сток для рек разных горных районов различен: для большей части территории Средней Азии он не превышает 10 % годового стока, в Сибири составляет в среднем 30—40 %, а на Дальнем Востоке и Кавказе 60—70 %.

8.3.4. Подземный сток

Как было отмечено выше, вода, стекающая вблизи поверхности, по характеру стекания относится к поверхностному стоку.

Собственно подземные воды горных районов можно разделить на две части:

- вода, выклинивающаяся и поступающая в реку в период формирования половодья или на его спаде;

- вода, достигающая зеркала грунтовых вод и пополняющая запас глубинных подземных вод. Эта вода участвует в формировании устойчивого питания подземных вод.

Оба вида подземного питания трудно различить между собой и существующие способы их выделения часто страдают субъективностью. Этим объясняется не только разнообразие способов, но и многочисленные классификации методов его выделения. Можно выделить три класса деления количественной оценки подземного стока: гидрологический, гидрогеологический и гидролого-гидрогеологический [75].

Использование того или иного метода (или комбинации методов) зависит от особенностей режима рек рассматриваемого района, а главное, от наличия данных, необходимых для анализа. Так, гидрогеологические методы хотя и широко описаны в литературе, трудно применимы на практике из-за редкой сети наблюдений за уровнями подземных вод и отсутствия надежных данных о гидрогеологических параметрах.

Исходя из необходимости при разработке методов гидрологических прогнозов использовать обеспеченные данными объективные способы выделения подземного стока, рассмотрены лишь гидрологические приемы.

Наиболее простой прием исходит из предположения, что речной сток в межень сформирован подземными водами. Суть его состоит в «срезке» гидрографа по прямой линии, соединяющей наиболее низкие расходы воды за смежные годы. Однако использование этого приема приводит, как правило, к заниженным значениям подземного питания горных рек. Его применяют в случае, если более обоснованные приемы не могут быть использованы.

Для горных рек с частыми дождями в летний период подземную составляющую можно выделять по кривой, проходящей через низкие точки гидрографа (рис. 8.6) [75]. Этому приему свойственно некоторое завышение подземной составляющей, поскольку

не всегда на гидрографе можно выделить участки с отсутствием поверхностного стока. В случае частых дождевых паводков целесообразно выделять их на гидрографе. На рис. 8.7 приведена схема гидрографа с выделением составляющих стока.

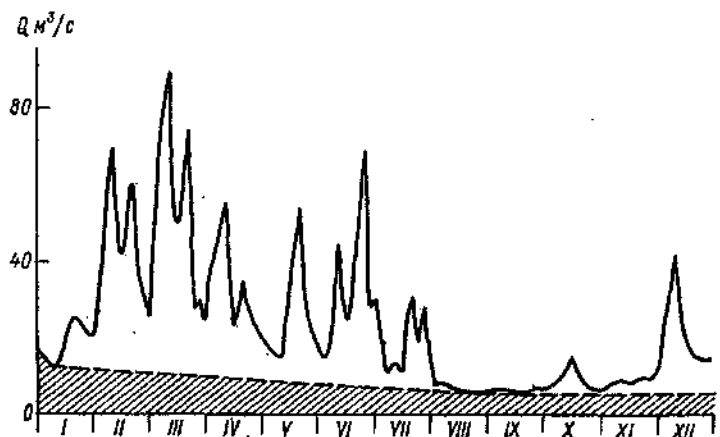


Рис. 8.6. Схема выделения подземного питания реки.

Более обоснованным с теоретической точки зрения является гидрохимический способ [75]. Он основан на применении метода

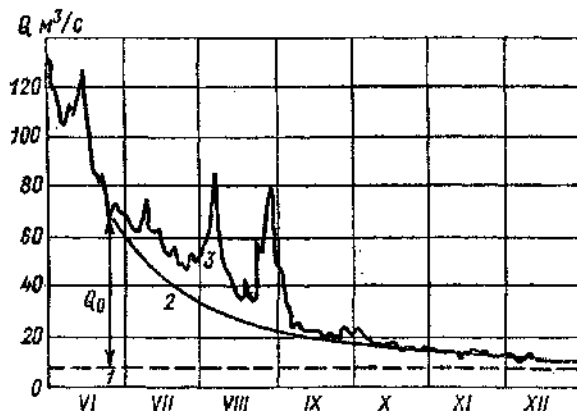


Рис. 8.7. Схема выделения составляющих стока.

1 — устойчивое подземное питание; 2 — сезонное подземное питание; 3 — дождевые паводки.

смешения, поскольку различие в минерализации поверхностных и подземных вод достаточно велико. Для расчетов применяют формулу

$$Q_{\text{подз}} = Q (C_p - C_{\text{пов}}) / (C_{\text{подз}} - C_{\text{пов}}), \quad (8.1)$$

где $Q_{\text{подз}}$ и Q — соответственно расходы воды подземного и общего речного стока, м³/с; C_p — минерализация речной воды в рас-

четный период времени, г/л или мг/л; $C_{\text{пов}}$ — то же поверхностных вод; $C_{\text{подз}}$ — то же подземных вод (определяется обычно по минерализации речных вод в периоды устойчивой межени).

Минерализация принимается либо общая, либо как концентрация одного из компонентов минерализации поверхностных и подземных вод. Преимущество использования концентрации от-

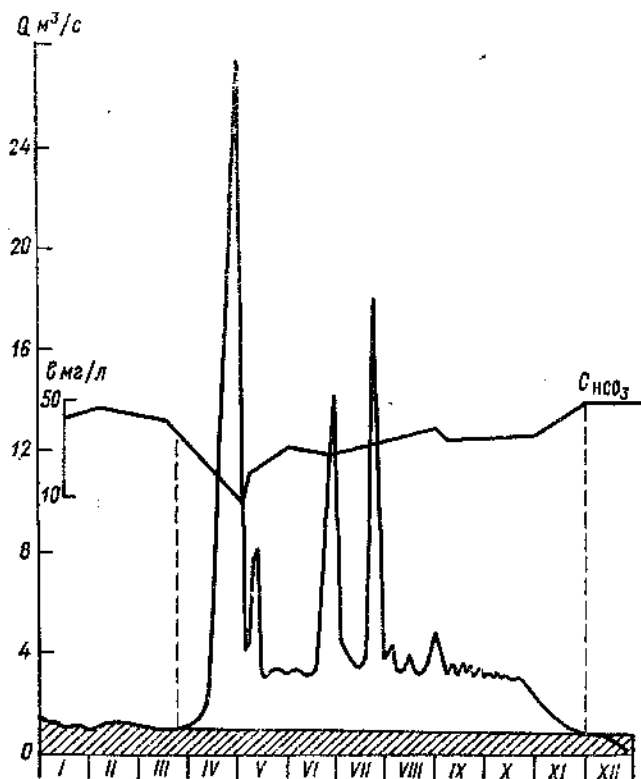


Рис. 8.8. Схема определения подземного питания р. Половинная (бассейн оз. Байкал) гидрохимическим методом.

дельных компонентов минерализации проявляется при существенной ее разнице для подземных и поверхностных вод. Кроме того, если по течению реки резко меняются компоненты минерализации, целесообразно для различных участков принимать концентрацию различных компонентов минерализации, преобладающих на конкретных участках.

Минерализация поверхностных вод может быть принята равной минерализации ручейкового стока в период паводков. Для подземного стока она может быть принята равной минерализации

речных вод в период межени, когда река питается только подземными водами.

При использовании гидрохимического способа можно воспользоваться следующим методом [61]: по кривой концентрации, например, гидрокарбонат-иона, устанавливают время перехода на питание подземными водами. Начало и конец периода смешанного питания реки отвечают точкам резкого перегиба кривой (рис. 8.8). Для определения значений $C_{\text{подз}}$ и $C_{\text{пов}}$ формулы

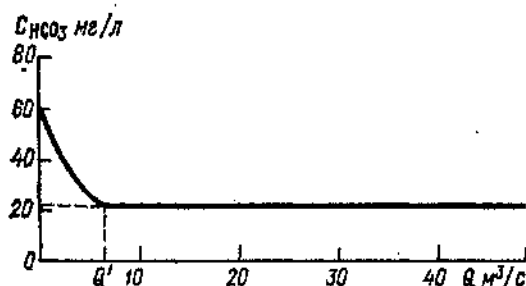


Рис. 8.9. Зависимость концентрации гидрокарбонат-иона от расхода воды (р. Половинная).

(8.1) строят график совместного хода расходов воды в реке с концентрацией гидрокарбонат-иона (рис. 8.9). В качестве показателей $C_{\text{подз}}$ принимают среднюю концентрацию этого иона за период зимней межени; $C_{\text{пов}}$ — минимальная концентрация в период весеннего половодья и дождевых паводков, отвечающая критическому расходу Q' (см. рис. 8.9).

При всех достоинствах гидрохимического способа оценки подземного питания рек по данным о суммарной минерализации он требует осторожности, поскольку минерализация подземных вод находится в прямой зависимости от объема и интенсивности питания грунтовых вод, и отнесение минерализации меженного стока на остальные сезоны года может привести к погрешностям расчета подземного стока. Наилучшие результаты этот прием может давать при определении подземного питания малых рек, водосборы которых сложены скальными породами.

8.4. Наледный сток в зоне многолетней мерзлоты

Многолетняя мерзлота оказывает большое влияние на процесс формирования весеннего стока благодаря отсутствию инфильтрации и временному замерзанию значительного количества талой воды на почве под мохово-лишайниковым покровом. Наличие многолетней мерзлоты, кроме того, резко сокращает грунтовое питание [64].

В зоне островного распространения многолетнемерзлых пород (например, в верховьях Ангары) в связи с увеличением солнеч-

ной радиации происходит интенсивное повышение температуры воздуха. Быстро разрушается снежный покров. Увеличение талого стока на малых реках начинается, как правило, в середине апреля. В этот период талая вода стекает по ледяной корке. После поступления талой воды в речную сеть ледяная корка быстро разрушается. Относительная влажность воздуха в этот период достигает минимума. Бывают случаи снижения ее до 20 %. Это сочетается с высокими значениями температуры воздуха, что ускоряет просыхание почвы. Некоторая часть почвенной влаги при понижениях температуры воздуха ночью расходуется на вымерзание. В результате возникает так называемая физиологическая засуха [49]. Последнее обстоятельство приводит к незначительному влиянию дождевых вод на сток в весенний период.

По мере продвижения на север и северо-восток Восточной Сибири увеличивается мощность мерзлых пород (до 500 м) и резко сокращается грунтовое питание. Малые реки перемерзают. В этих условиях возрастает роль летнего наледного стока.

Обычно наледи разделяют на речные и грунтовые. Первые обуславливают изъятие части зимнего речного стока и сказываются на его уменьшении. Вторые представляют особый вид питания летом (наледный сток), характерный для зоны вечной мерзлоты. Наиболее велик вклад наледных вод в весенне-летний сток на крайнем северо-востоке Сибири. Долю наледного стока для этого района иллюстрирует рис. 8.10 в зависимости от доли коэффициента наледности (доля бассейна, занятого наледями [72]). Регулярно определять объемы наледей непосредственными измерениями очень сложно. Поэтому на основе данных экспедиционных исследований выявлена общая зависимость объема льда в наледях ($W \text{ м}^3$) от их площадей ($F \text{ м}^2$) вида

$$W = aF^m. \quad (8.2)$$

Параметры этого уравнения разные для различных районов [75].

Определение параметров уравнения (8.2), однако, затруднено. Во-первых, из-за сложностей измерения объема наледей, а во-вторых, из-за короткого периода наблюдений (5—10 лет), который не позволяет определить устойчивые ряды значений площадей (и, следовательно, объемов) наледей. Вместе с тем доля наледной составляющей в стоке рек достаточно велика: при коэффициенте наледности 2,5 % она колеблется от 20 % при стоке весеннего периода 130 мм до 70 % соответственно при 40 мм. В годовом стоке его величина меньше: от 12 % при годовом стоке 300 мм до 30 % при 100 мм [72] (рис. 8.10). Таяние наледей происходит в течение всего теплого периода. Однако влияние наледного стока на общий сток рек северо-востока СССР зависит в основном от размера реки. На малых реках с большим

коэффициентом наледности это влияние может проследиваться и в июле, а на больших реках лишь в мае—июне.

Так, в бассейне Индигирки доля наледного стока в стоке рек за май—июнь может достигать 70—80 % при площадях водосбора до 10 тыс. км²; 40—50 % при 50 тыс. км² и 15 % при 300 тыс. км². В июле влияние наледной составляющей заметно лишь при площадях водосбора до 10 тыс. км² (около 15 %) [82]. Естественно,

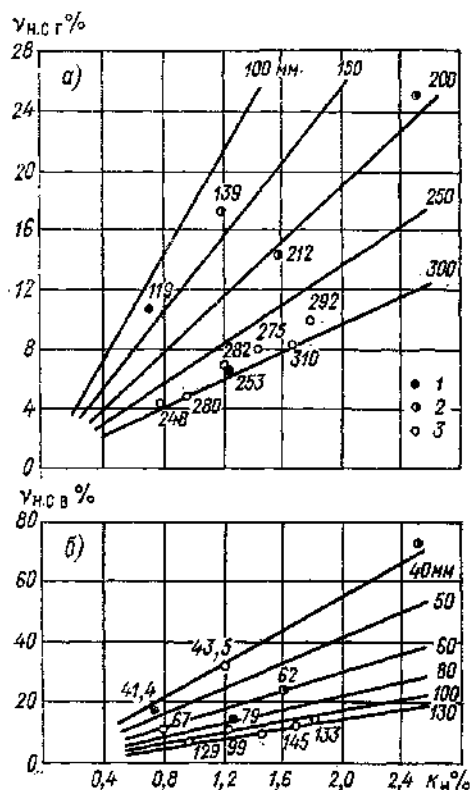


Рис. 8.10. Ориентировочные зависимости доли наледного стока в годовом стоке ($v_{н.с.г}$) и в стоке за весенний период ($v_{н.с.в}$) от коэффициента наледности бассейнов (K_n) и годового и весеннего стока (цифры у точек и линий) бассейнов рек Яны (1), Индигирки (2), и Колымы (3).

что при разработке методов прогнозов роль наледного стока необходимо учитывать. Возможность для этого, несмотря на ограниченность данных о размерах наледей, облегчается тем, что в работе [72] помещена карта относительной наледности Северо-Востока СССР. Эта карта построена на основе кадастра наледей, составленного А. С. Симаковым и З. Г. Шильниковой по материалам аэрофотосъемок и содержащего данные о площадях наледей.

В соответствии со степенью осреднения при построении приведенная карта дает возможность надежно определять коэффициент наледности для бассейнов с площадью водосборов более

3 тыс. км². Данные этой карты аппроксимированы уравнением (рис. 8.11)

$$h_n = 17,8 k_n^{1,072}, \quad (8.3)$$

где h_n — запас воды в наледях, мм; k_n — коэффициент наледности, %. При построении этого графика использованы данные по 7500 наледям.

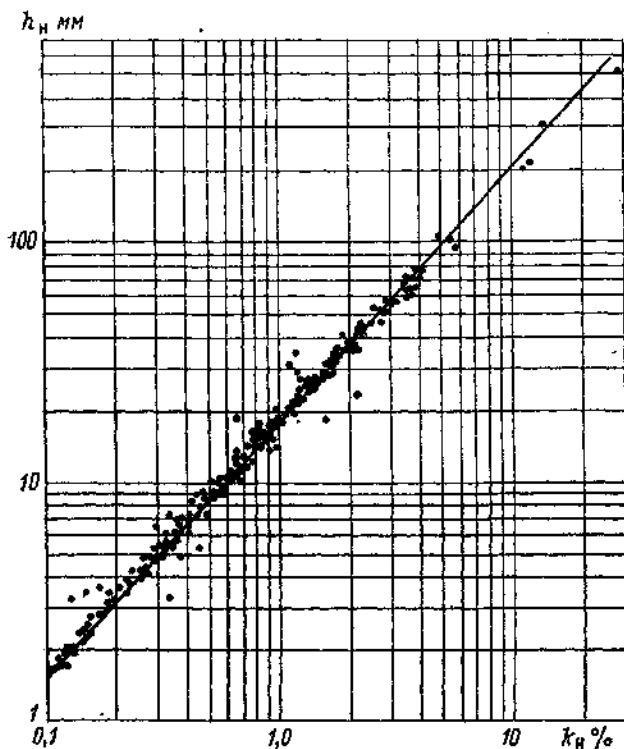


Рис. 8.11. Зависимость объема наледных вод (h_n) от коэффициента наледности для северо-востока СССР.

Для расчета распределения наледного стока [74] необходимо знать суммарный объем наледных вод в речном бассейне и уменьшение этого объема за расчетный интервал времени, который может быть принят равным декаде. Тогда средний расход наледного стока за j -ю декаду будет равен

$$Q_{nj} = \frac{0,9}{T} \sum_{i=1}^n (\Delta W_i)_j, \quad (8.4)$$

где 0,9 — плотность льда; $\sum_{i=1}^n (\Delta W_i)_j$ — изменение суммарного объема n наледей в бассейне за декаду; T — продолжительность расчетного интервала, с; n — число наледей в бассейне.

Естественно, объемы наледей и их изменение для каждой наледи не могут быть известны. В лучшем случае можно располагать максимальным объемом наледей, а наледный сток оценивать по формуле

$$Q_{nj} = \frac{0,9}{T} (\Psi_{\tau} - \Psi_{\tau+10}) \sum_{i=1}^n W_i, \quad (8.5)$$

где Ψ_{τ} и $\Psi_{\tau+10}$ — значения относительных объемов (в долях W перед началом таяния) соответственно в начале (τ) и конце ($\tau+10$) j -й декады.

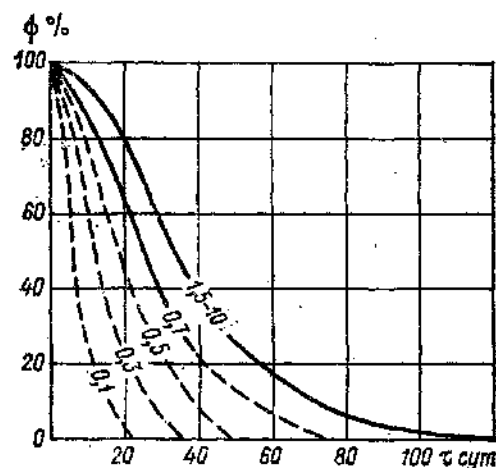


Рис. 8.12. Зависимость параметра ϕ от числа дней после даты начала таяния τ и объема наледей W . Цифры у линий — значения W в конце зимы (10^6 м^3).

Значение Ψ при отсутствии наблюдений за режимом наледей может приближенно быть оценено по графику (рис. 8.12), который построен для средних многолетних значений даты перехода температуры воздуха через 0°C весной и хода температур воздуха за период расчета. Множитель $0,9/T$ для 10 сут равен $1,041 \cdot 10^{-6}$ и для 11 сут — $0,948 \cdot 10^{-6}$. Что касается расчета объема W , то можно воспользоваться результатами обобщения материалов, осуществленного в последнее время более чем по 1200 наледям, расположенным практически во всех районах многолетней мерзлоты, в том числе и за рубежом (Канада, Монголия). Это обобщение позволило получить следующее осредненное выражение:

$$W = 0,75 F^{1,12}, \quad (8.6)$$

где F — площадь наледи, тыс. км²; W — объем наледи перед началом таяния, тыс. м³.

Расчет наледного стока по формуле (8.5) можно производить также и по отдельным годам. Для этой цели в формулу вводят значения W и Ψ_{τ} для конкретного года. Для уверенного опреде-

ления Ψ_t желательное проведение полевых наблюдений за ходом таяния хотя бы одной наледы в бассейне, т. е. изменением площади наледы в течение теплого периода (за годы с существенно различной интенсивностью нарастания температуры воздуха). Если такие данные имеются, то необходимо построить кривую уменьшения объема в течение теплого периода, сравнить ее с соответствующей кривой расчетного графика (рис. 8.12) и в случае существенных отклонений ввести соответствующие коррективы в кривые расчетного графика для других значений объемов наледей перед началом таяния.

Однако анализ материалов наблюдений показывает, что ход относительных объемов наледей (Ψ_t) изменяется в небольших пределах. Поэтому при отсутствии наблюдений за режимом таяния наледей за конкретные годы можно пользоваться графиком рис. 8.12, построенным для средних многолетних условий, меняя лишь дату перехода температуры воздуха через 0°C [74].

При разработке методов прогнозов стока рек с существенным коэффициентом наледности бассейна (более 2—3 %) следует выделить определенную тем или иным путем наледную составляющую, что позволит более обоснованно судить о реальных соотношениях снегозапасов и талого стока.

Глава 9. Виды и методические основы долгосрочных прогнозов стока горных рек

9.1. Виды прогнозов

Основными видами долгосрочных прогнозов стока горных рек являются:

- прогнозы стока за вегетационный период и его распределения во времени;

- прогнозы квартального и месячного стока или притока воды в водохранилища;

- прогнозы стока в целом за период осенне-зимней межени (межвегетационный период).

Ожидаемый сток за тот или другой период времени можно выражать в единицах слоя на площадь бассейна (мм), в единицах объема (м^3 или км^3) или в виде среднего секундного расхода ($\text{м}^3/\text{с}$) за соответствующий период времени — месяц, квартал и т. д.

Прогнозы элементов водного режима могут включать и такие характеристики, как средние, минимальные, максимальные, заданной обеспеченности, гарантированные, лимитирующие нормальную работу определенных отраслей хозяйства расходы или уровни воды, а также продолжительность их стояния. Сюда же относятся прогнозы опасных явлений, связанных с гидрометеорологическими условиями, складывающимися в бассейнах горных

рек: наводнений, вероятности появления в будущем месяце селей, прорывов горных озер и т. п.

Научно-методическая база долгосрочных прогнозов стока горных рек в данное время пока уступает таковой для равнинных рек. Это связано в первую очередь с недостатком надежных непосредственных гидрометеорологических наблюдений, а также с особенностями формирования стока в горах, определяемыми климатом, уклонами и высотой земной поверхности. Поэтому, например, методы прогнозов стока равнинных рек, основанные на описании закономерностей накопления и расходования запасов воды в руслах крупных рек, а также перемещения паводочных волн по руслам, как правило, не применимы для составления долгосрочных прогнозов стока горных рек. Последние основываются главным образом на учете закономерностей накопления и расходования влаги в пределах всего водосбора, либо на учете закономерностей циркуляции атмосферы над значительными районами. Этот подход, однако, из-за их недостаточной надежности имеет ограниченное применение, причем для районов, в которых отсутствуют данные наземных наблюдений или для районов, где роль жидких осадков в стоке горной реки в определенный период является преобладающей. Как правило, они применяются в сочетании с элементами других методов.

Различия в методике долгосрочных прогнозов стока горных рек носят несколько условный характер. Они определяются степенью детализации описания учитываемых при составлении прогноза гидрометеорологических процессов и методов расчета накопления и расходования воды на водосборе.

В соответствии с этим методы прогнозов подразделяются на два основных вида: 1) регрессионные, реализующие самые простые, линейные (реже нелинейные) соотношения между будущим стоком и одним или несколькими аргументами; 2) методы, основанные на математических моделях формирования стока в горах.

Методы прогнозов, относящиеся к первому виду, разрабатываются, как правило, путем получения зависимостей между измеренными на станциях суммами осадков за холодный (либо календарный) период со стоком воды в заданном створе. Такие корреляционные зависимости можно находить графически или аналитически, что не меняет существа метода прогноза. В качестве характеристики количества осадков нередко используют модульные коэффициенты или «индексы», а в качестве показателя оставшихся на бассейне ко дню составления прогноза запасов воды в снежном покрове применяют, например, отношение расходов воды за предшествующий период к средней температуре воздуха за тот же период. Такие косвенные показатели являются приближенными. Использование их связано с тем, что в горных бассейнах, особенно в высокогорных их частях, слишком мало непосредственных измерений снежного покрова, чтобы можно было достаточно точно вычислить запас воды в нем для всей площади бассейна, покрытой снегом.

Второй вид прогнозов включает методы, основанные на решении уравнений баланса влаги и тепла для горного бассейна, а также на моделях формирования талого и дождевого стока в горах. Применение ЭВМ позволяет производить необходимые сложные расчеты стокообразующих процессов. Количество, распределение по площади и высоте бассейна запасов воды в снежном покрове являются важнейшими факторами стока.

Расчет накопления и таяния снежного покрова в горах по данным метеорологических наблюдений стал возможен на основе приближенных математических моделей, позволяющих оценить к моменту составления прогноза количество воды от стаявшего снега и в снеге, оставшемся на поверхности бассейна.

Долгосрочные прогнозы стока горных рек различаются также по заблаговременности. Их составляют на тот или иной календарный период — месяц, квартал или сезон (период вегетации). Заблаговременность или время осуществления последних двух видов прогнозов зависит от конкретных гидрометеорологических условий, складывающихся в различных физико-географических зонах. Однако и для них (с учетом особенностей планирования работы отраслей хозяйства) приняты календарные сроки. Так, для горных рек Средней Азии и большей части Кавказа период вегетации принимают продолжительностью шесть месяцев — с апреля по сентябрь, в Азербайджане — с апреля по август. Прогнозы притока воды к водохранилищам, расположенным на таких реках Кавказа, как Храми, Ингури, Арагви и некоторых других, составляют на период с апреля по июль.

В дальнейшем мы будем применять понятия «прогноз стока за период вегетации» или «прогноз стока за иной календарный период» вместо понятия «прогноз стока за период половодья», принятого в [38].

9.2. Методические основы прогнозов

Изменения в стоке рек, предвычисление которых представляет основную задачу гидрологического прогноза, являются результатом взаимодействия процессов накопления и расходования влаги в их бассейнах. Эти процессы в бассейнах горных рек протекают особым образом, определяемым вертикальной зональностью климатических и других физико-географических условий. Источником накопления влаги в горах являются осадки. В горах Средней Азии, в некоторых районах Кавказа и Сибири осадки, накопившиеся в бассейнах рек в виде снега, составляют основную долю питания этих рек. Запас воды, накопленный в виде снега, как правило, связан с продолжительностью снегонакопления, т. е. с продолжительностью холодного периода.

Роль жидких осадков в стоке горных рек сильно различается в разных физико-географических районах. Жидкие осадки, выпадающие на снег, принимают участие в стоке наравне

с талыми водами; осадки же, выпадающие на освободившуюся от снега поверхность бассейна, во многих районах Средней Азии, некоторых районах Кавказа и Сибири в большинстве случаев практически не оказывают влияния на формирование стока. Поэтому методы гидрологических прогнозов для этих районов можно разрабатывать без учета жидких осадков, выпадающих на почву. В иных районах того же Кавказа, Восточной Сибири, в Карпатах учет жидких осадков необходим, так как они оказывают существенное влияние на формирование стока рек.

Другими источниками питания горных рек, в различной степени определяющими их сток в конкретных метеорологических условиях, являются частичное таяние ледников и вечных снегов, а также медленно изменяющиеся в течение гидрологического цикла поступления воды из глубинных подземных источников. Последние определяют так называемый базисный речной сток. В зоне вечной мерзлоты могут играть определенную роль в питании рек также наледы.

Расходуется влага, поступившая на водосбор, кроме стока через замыкающий створ (включая подрусловый поток), на испарение с поверхности снега, почвы, с крон деревьев (задержанных ими осадков), на транспирацию, на впитывание в почву (инфильтрацию), на пополнение запасов подземных вод различной глубины залегания.

Общей теоретической основой для разработки долгосрочных прогнозов стока рек является уравнение водного баланса речного бассейна. Основная особенность его записи для горных водосборов состоит в том, что водный баланс бассейнов рек, берущих начало на больших высотах, следует рассматривать по высотным зонам. Это связано с тем, что таяние снега в горах продолжается до нескольких месяцев при медленном продвижении тыла снеготаяния в высокогорные области. В то же время условия накопления и распределения снега по площади резко различаются в зависимости от высоты.

В общем виде уравнение водного баланса за весенне-летний период от начала таяния снега с учетом особенностей закономерного распределения стокообразующих факторов по высотным зонам может быть представлено следующим образом:

$$Y_0 = \sum_{i=1}^n S_i f_i + \sum_{i=1}^n X_{1, i} f_i + \sum_{i=1}^n X_{2, i} f_i + \sum_{i=1}^n h_i f_{л, i} - \\ - \sum_{i=1}^n E_{с, i} f_i - \sum_{i=1}^n E_{п, i} f_i - \sum_{i=1}^n E_{д, i} f_i \pm \Delta_{гп} \pm \Delta_{п} \pm \Delta_{в}, \quad (9.1)$$

где Y_0 — сток реки за период вегетации (включая базисный); S_i — запас воды в снежном покрове i -й высотной зоны перед началом снеготаяния; i — номер высотной зоны; X_1 — количество осадков за время снеготаяния на поверхность снега; X_2 — количество осадков от момента схода снега до окончания расчетного

периода; h_t — слой стаивания ледников и вечных снегов на площади, освободившейся от сезонного снега; E_c — испарение со снега за вычетом конденсации; $E_{\pm}$ — испарение с почвы; E_d — испарение влаги, задержанной кронами леса, и транспирация; f_i — площади высотных зон; $\Delta_{гр}$ — изменение запасов грунтовых вод, расположенных выше слоев, обуславливающих базисный сток; $\Delta_{\pm}$ — изменение запасов в слоях, обуславливающих базисный сток; Δ_v — изменение запасов влаги, впитанной почвой и грунтами; $f_{\pm}$ — площади ледников и снежников.

Многие члены уравнения (9.1) измерить или получить путем расчета пока невозможно, поэтому при разработке практических методов прогнозов сезонного стока его заменяют другим приближенным уравнением, в которое входят только основные факторы. Разрабатываемые таким образом методы прогнозов принято называть физико-статистическими.

Как правило, прогностические зависимости для горных рек имеют следующий вид:

$$Q_t = f(S_t + X_t), \quad Q_t = f(\sum X_m), \quad Q_t = f(S_t, Q_m, \theta_m^{\circ}), \quad (9.2)$$

где θ_m° — температура за предшествующий период, продолжительность которого m ; Q_m — расход воды за предшествующий период той же продолжительности m ; S_t — запасы воды в снежном покрове к моменту составления прогноза t ; X_m — осадки за период, предшествующий составлению прогноза.

Распределение стока в течение сезона снеготаяния зависит от: а) начального запаса воды в снежном покрове и его распределения по высотным зонам; б) распределения притока тепла во времени в период таяния снега; в) количества и распределения во времени жидких осадков. Это распределение при прочих равных условиях связано с распределением площади водосбора по высотным зонам и регулирующей способностью бассейна в целом.

В отличие от прогнозов общего стока за сезон при разработке методики прогнозов месячного стока и стока за оставшуюся часть сезона большое значение приобретает вычисление оставшихся к моменту составления прогноза запасов воды в снежном покрове. Способ учета этих снеготопливов в основном определяет вид зависимостей для прогнозирования стока горных рек.

Например, количество воды от стаявшего снега S_T можно приближенно выразить через коэффициент стаивания k и сумму средней суточной положительной температуры воздуха θ :

$$S_T = k \sum_{i=1}^{i=t} \theta, \quad (9.3)$$

где t — момент составления прогноза; i — номер суток от момента устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C . Тогда оставшаяся часть запасов воды в снежном покрове S_{oc} будет равна

$$S_{oc} = S_{\max} - k \sum_{i=1}^{i=t} \theta. \quad (9.4)$$

Будущий сток зависит также и от водности периода, предшествующего моменту составления прогноза. Эту водность можно охарактеризовать расходом воды за предшествующий месяц или его последнюю декаду. Закономерности истощения запасов воды, накопленных в бассейне, обычно описывают уравнениями следующего вида [63]:

$$Q_{t+i} = Q_t \exp(-a_i) + q[1 - \exp(-ai)], \quad (9.5)$$

или, иначе, для каждого фиксированного значения i — периода заблаговременности прогноза, выражаемого номерами месяцев (1, 2, ...), начиная с ближайшего к моменту составления прогноза,

$$Q_{t+i} = a_{2,i} Q_t + bq, \quad (9.6)$$

где Q_t — средний расход предшествующего месяца (или его последней декады); t — момент составления прогноза; q — медленно изменяющийся сток, принимаемый за постоянный (базисный), a_2 и b — параметры.

Уравнение в общем виде для прогноза стока в последующие месяцы может быть составлено из (9.4) и (9.6) следующим образом:

$$Q_{t+i} = a_{1,i} \left(S_{\max} - k_1 \sum_{j=1}^{i=t} \Theta \right) + a_{2,i} Q_t + bq, \quad (9.7)$$

или

$$Q_{t+i} = a_{1,i} S_{\max} - a_{3,i} \sum_{j=1}^{i=t} \Theta + a_{2,i} Q_t + bq. \quad (9.8)$$

Параметры a_1 , a_2 , a_3 , b уравнений подобного вида могут быть найдены с помощью метода наименьших квадратов или методов оптимизации.

Точные максимальные запасы воды в снежном покрове в горных районах, как правило, не известны. Поэтому их характеризуют суммой твердых осадков за период снегонакопления. Сумму положительных значений средних суточных температур воздуха при получении прогностических уравнений на практике заменяют средней температурой воздуха Θ за предшествующие один—три месяца. Перепишем выражение (9.8) с учетом перечисленных замен в следующем виде:

$$Q_{t+i} = a_{1,i} \sum_{j=1}^{i=t} X_j - a_{2,i} \Theta + a_{2,i} Q_t + C, \quad (9.9)$$

где C — параметр, который может включать и постоянную величину базисного стока; X_j — сумма осадков, выпавших за j -й месяц.

В качестве одного из показателей оставшихся снегозапасов с успехом применяют отношение среднего расхода воды Q_m за

тот или иной период m , предшествующий моменту составления прогноза, к средней температуре воздуха за тот же период Q_m/θ_m . Этот показатель формально указывает на то, что будущий расход горной реки прямопропорционален расходу и обратно пропорционален температуре воздуха за предшествующий период. По существу же он отражает потенциальную водоотдачу бассейна на один градус положительной температуры воздуха, заснеженность бассейна или высоту простирающейся площади снеготаяния. Наблюдающиеся в начале сезона большие расходы воды при сравнительно невысоких температурах воздуха означают значительную степень заснеженности нижних зон, что, как правило, служит свидетельством больших снегозапасов в верхних зонах. А это в свою очередь является показателем высокой потенциальной водоотдачи бассейна на 1°C положительной среднесуточной температуры воздуха в последующий период развития половодья.

Зависимости, в которых используют показатель описанного выше типа, применяют для прогнозов стока горных рек в период интенсивного развития таяния и в начале спада расходов воды.

При разработке методик прогнозов для горных рек на практике возникает необходимость производить отбор станций и постов, наблюдения на которых в дальнейшем будут использоваться при выпуске прогнозов. При этом руководствуются, как правило, двумя соображениями. С одной стороны, они должны входить в число информативных. С другой стороны, они должны быть репрезентативными для более или менее большого района. В горах далеко не все станции отвечают перечисленным требованиям. Осадки, выпадающие в твердом виде и измеряемые с помощью осадкомеров, установленных на перевалах, нередко из-за выдувания из мерного сосуда бывают меньше фактических. Температура воздуха на станциях, расположенных в горных котловинах, может оказаться нехарактерной для окружающей местности, так как в них часто застой холодного воздуха и связанные с ними температурные инверсии.

Отбор данных наблюдений осуществляют обычно эмпирически по степени тесноты зависимостей между стоком и суммой твердых осадков на каждой из станций. Оставляют 2—3 станции, имеющие наибольший общий коэффициент корреляции со стоком. Для этого можно применять способ просеивания, позволяющий из большого числа отобрать в определенном заранее смысле наилучший набор станций.

В другом способе используются априорные представления о степени репрезентативности наблюдений с учетом высоты и расположения сочетаний из нескольких станций. Например, при разработке уравнения для прогноза притока воды к Токтогульскому водохранилищу на р. Нарын оказалось, что сумма осадков с октября по вторую декаду июля по станциям Ат-Баши, Икки-Нарын, Сусамыр, Нарын и Он-Арча лучше определяет приток в августе ($R=0,70$), чем сумма осадков за тот же период по станциям Долон, Тянь-Шань, Кара-Куджур, Дупкур и Ат-Баши ($R=0,35$).

Подбор станций можно производить с учетом доли площади водосбора, к которой относят наблюдения на данной станции. В этом способе наблюдениям на каждой из отобранных станций придают веса, в сумме по всем станциям равные единице. Доли площади определяют площадями частных бассейнов (притоков основной реки) или площадями высотных зон.

При разработке методик прогноза стока на месяц учитывают фазу развития половодья, так как изменяются основные факторы формирования стока. На подъеме половодья (март, апрель) основными факторами являются запасы воды в снежном покрове, накопившиеся за зиму, и температура воздуха. В прогностические уравнения, как правило, включают только характеристики снегозапасов, реже используют температуру воздуха за период заблаговременности, которая может быть задана по метеорологическим прогнозам. Это приводит к тому, что для многих горных рек месячные прогнозы стока в начале сезона (март, апрель) уступают по точности прогнозам на последующие месяцы.

В период прохождения максимальных расходов и в начале спада расходов (июнь, июль) большую роль играют оставшиеся к моменту составления прогнозов запасы воды в снежном покрове. Поэтому в прогностические уравнения включают характеристики таяния снега за прошедший период.

К концу сезона (август, сентябрь) снега в горах остается мало и его запасы практически не сказываются на дальнейшем стоке, зато открываются ледники, и при благоприятных погодных условиях, начиная с июля, таяние ледников начинает играть все более заметную роль в формировании стока рек, берущих начало в высокогорьях.

Однако наибольшую роль в этой фазе хода стока играют запасы воды, в целом накопившиеся в бассейне, и интенсивность их истощения. Запасы воды в бассейне в прогностических уравнениях обычно характеризуются расходом воды на момент составления прогноза или средним расходом за некоторый предшествующий этому моменту период (несколько суток, декаду, месяц). Интенсивность истощения определяется при этом показателем экспоненциальной зависимости (9.5), применяемой для приближенного описания этого процесса, или параметром a_2 линейного уравнения (9.6) при заданном периоде заблаговременности i и если α не зависит от i .

При разработке методики прогноза стока на месяц, как уже говорилось, следует выявить роль жидких осадков в этот период половодья. Для больших рек обнаруживается влияние жидких осадков, уже выпавших к моменту составления прогноза, на сток в период осуществления прогноза. В этом случае учет осадков в прогнозах необходим и осуществляют его путем установления минимального слоя осадков, который может оказать влияние на будущий сток. Далее отыскивают эмпирический параметр связи выпавших осадков с частью будущего стока реки, определяемой этими осадками.

Жидкие осадки, выпадающие в период заблаговременности прогноза, учитывают в виде их среднемноголетних значений за период заблаговременности прогноза. В случаях, когда они составляют значительную часть предсказываемого стока, используют оценку будущих осадков по градации: норма, выше или ниже нормы.

Стеkanie талых вод в высокогорных районах в основном по скальным, щебенистым, рыхлым и трещиноватым породам, выходящим на поверхность или расположенным под тонким слоем почвы, настолько снижает влияние предзимнего увлажнения на формирование стока (в отличие от равнинных бассейнов), что его учет актуален только для бассейнов рек, имеющих относительно большую площадь предгорий и низких зон. Поэтому характеристики предзимнего увлажнения бассейна в прогностические зависимости для рек, формирование стока которых происходит главным образом в высотных зонах с избыточным увлажнением, в явном виде не включают.

Прогнозы ледниковой составляющей стока горных рек представляют не менее сложную задачу, чем долгосрочные прогнозы дождевой составляющей, так как она в основном определяется неизвестной на момент выпуска прогноза температурой воздуха в период, на который дается прогноз. Однако зависимости общего стока за период вегетации и за конкретные месяцы имеют удовлетворительную точность и для рек, где только 50—70 % этого стока обусловлено таянием сезонного снега. Объясняется это довольно устойчивой связью стаяния ледников со скоростью схода с них сезонного снежного покрова, которая в свою очередь зависит от запасов снега в конкретном году, конечно, при прочих равных условиях.

В последние 10—15 лет интенсивно развивались математические модели формирования стока в горах, что дало возможность на их основе разработать методы краткосрочных и долгосрочных прогнозов стока для горных рек Кавказа и Средней Азии.

В математические модели закладываются те же представления о физической природе происходящих на водосборах гидрометеорологических процессов и закономерностях их протекания, которые содержатся и в физико-статистических методах. Однако моделирование с применением ЭВМ позволяет вместо косвенных показателей тех или иных факторов стока, входящих в уравнение баланса влаги в бассейне реки, рассчитывать их в явном виде и с большой детализацией, т. е. позволяет вместо существенно упрощенных использовать более полные уравнения баланса. В отличие от математического моделирования формирования половодья равнинных рек, при котором не возникает необходимости рассчитывать процесс накопления запаса воды в снежном покрове в бассейне, модель для горной реки включает, как правило, описание процесса накопления и таяния снежного покрова на всех высотах бассейна с учетом неравномерности его распределения по площади к любой заданной календарной дате.

Укажем еще на одну существенную методическую особенность применения математического моделирования при разработке методов прогнозов стока горных рек. Она состоит в том, что, при прочих равных условиях, в сочетании с применением специальных методов определения параметров моделей для разработки методов долгосрочных прогнозов стока, при необходимости, можно обходиться более короткими рядами наблюдений за факторами стока, чем при применении физико-статистических методов.

Глава 10. Определение физико-географических характеристик, необходимых для разработки методики прогнозов стока горных рек

Как уже отмечалось, морфометрические характеристики бассейна — гипсографическая кривая, средняя высота, густота речной сети, степень расчлененности поверхности — используют для оценки снегонакопления в бассейне, сумм осадков и скоростей стекания воды. Определение морфометрических характеристик производят по топографическим картам. Масштабы карт выбирают в соответствии с размерами бассейнов: чем меньше бассейн, тем крупнее должен быть масштаб карты.

10.1. Гипсографическая кривая

Для построения гипсографической кривой весь бассейн разбивают на ряд высотных ступеней, для которых определяют частные площади. Как правило, чем больше амплитуда высот в бассейне, тем больше берут интервалы для высотных ступеней. Обычно эти интервалы принимают равными 200, 500 и реже 1000 м. Для получения более детального представления о гипсометрии бассейна большой реки целесообразно строить гипсографические кривые также для крупных притоков, что полезно для более детального изучения режима стока и особенностей его формирования.

Необходимые для определения гипсографической кривой площади отдельных высотных ступеней измеряют палеткой или планиметрированием. При пользовании палеткой площадь интересующего контура равна произведению числа квадратиков, заполняющих контур, на площадь квадратика. Рационально расчерченная палетка существенно упрощает пользование ею и снижает возможные погрешности.

При определении площадей планиметром необходимо соблюдать ряд требований [52]. Главные из них — хорошее состояние топографической карты и недопустимость измерения узких вытя-

нутых фигур. Точность измерения площадей планиметром и палеткой соизмерима.

Для удобства планиметрирования целесообразно предварительно поднять на карте границы выделенных контуров. Обводку каждого контура планиметром производят дважды. Расхождение в количестве делений планиметра между двумя обводками не должно превышать $1/200$ их среднего арифметического значения. Если это не достигнуто, то работу повторяют до получения удо-

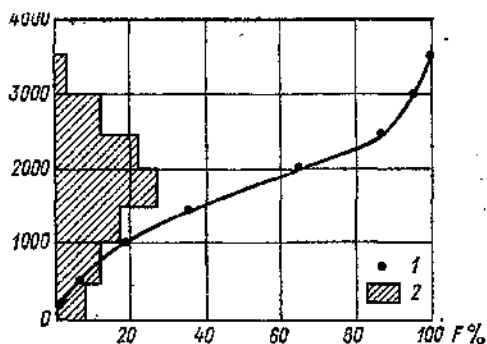


Рис. 10.1. Гипсографическая кривая бассейна реки.

1 — суммарная кривая; 2 — распределение площадей по высотным зонам.

влетворительных результатов. Для площадей, соответствующих 50—20 делениям планиметра, разность отсчетов не должна превышать 1—2 деления. Очень малые площади обводят несколько раз подряд. Суммарное число делений планиметра, разделенное на количество обводок, и дает среднее число делений планиметра.

Результаты определения площадей, полученные тем или иным способом, сводят в таблицу, по данным которой строят ступенчатую диаграмму и ее интеграл-гипсографическую кривую (рис. 10.1).

Среднюю взвешенную высоту бассейна $H_{\text{ср}}$ вычисляют по формуле

$$H_{\text{ср}} = (f_1 H_1 + f_2 H_2 + \dots + f_n H_n) / F, \quad (10.1)$$

где f_i ($f_1, f_2, \dots, f_n$) — площади высотных зон, км²; H_i ($H_1, H_2, \dots, H_n$) — средние высоты соответствующих зон, м; F — площадь бассейна, км². Гипсографическую кривую можно выражать и в относительных величинах, т. е. в долях общей площади бассейна.

10.2. Густота речной сети

Эта характеристика необходима для двух целей: для определения средней протяженности склонов и для оценки водности в разных по густоте речной сети частях бассейна, поскольку большей густоте сети соответствует, при прочих равных условиях, большая водоносность бассейна. Последнее обстоятельство особенно важно

при редкой гидрометрической сети, когда при расчетах приходится распространять значения известных модулей стока на неосвещенную данными о стоке площадь.

Густоту речной сети находят путем деления суммарной длины рек бассейна на его площадь и выражают в километрах на квадратный километр ($\text{км}/\text{км}^2$). Поскольку основная масса водотоков имеет длину меньше 10 км, определение длины речной сети производят по картам крупного масштаба. В районах с большим распространением трещиноватых, сильно водопроницаемых вулканических лав и в карстовых районах следует отдельно определять густоту временно действующей речной сети.

10.3. Расчлененность рельефа

При анализе соотношения поверхностного и подземного стока полезно при отсутствии фактических данных привлекать данные о расчлененности рельефа. Кроме того, полезно бывает при анализе формирования стока талых вод учитывать расчлененность рельефа как показатель разнообразия склонов различной экспозиции и, следовательно, дополнительной пестроты залегания снежного покрова в период его таяния.

Степень расчленения рельефа может быть выражена произведением удвоенной густоты речной сети на среднюю глубину вреза бассейна. Последний, в свою очередь, может быть приближенно найден как разность между средней высотой бассейна и средней высотой продольного профиля главной реки. Для горных областей Средней Азии, например, типичен врез около 0,5 км. Принимая густоту речной сети 0,5—0,6 $\text{км}/\text{км}^2$, находим, что для гор Средней Азии степень расчленения будет около 0,55.

10.4. Температура воздуха

Температура воздуха является одним из наиболее важных факторов формирования стока горных рек. Данные о температуре воздуха используют для определения продолжительности холодного периода в различных высотных зонах водосбора, интенсивности снеготаяния, испарения и других характеристик.

10.4.1. Особенности режима температуры воздуха в горах

Характерной особенностью изменения температуры в горах является четко выраженное ее снижение с высотой местности. Диапазон изменения температуры воздуха с высотой достигает больших значений, но годовой ее ход мало изменяется с высотой места.

Продолжительность холодного периода на различных высотах является одной из важнейших характеристик горного района. Зна-

ние ее необходимо для оценки снегонакопления и количества жидких осадков, для определения сроков начала снеготаяния. На рис. 10.2 приведена зависимость средних многолетних сроков перехода средней пентадной температуры воздуха через 0°C от высоты местности для разных горных районов страны. Как видно из рисунка, продолжительность холодного периода на Кавказе и в Средней Азии на одних и тех же высотах примерно одинаковая. В Сибири из-за более сурового климата она значительно больше.

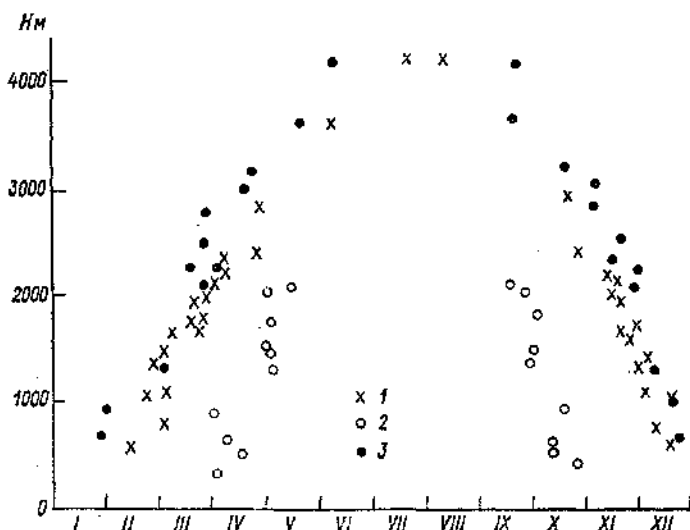


Рис. 10.2. Зависимость средних многолетних сроков перехода средней за пять суток температуры воздуха через 0°C от высоты местности.

1 — Кавказ; 2 — Сибирь; 3 — Средняя Азия.

В диапазоне высот 500—2000 м над ур. м. холодный сезон в Сибири продолжается в среднем на 3,5—4 месяца дольше, чем на тех же высотах в Средней Азии и на Кавказе. Таким образом, несмотря на более низкое расположение водосборов сибирских рек период снегонакопления в их бассейнах оказывается таким же длительным, как и на значительно больших высотах в Средней Азии.

Продолжительность холодного периода в одном и том же районе существенно изменяется с высотой местности. В Средней Азии в зоне основного питания рек она изменяется в среднем от 3—4 месяцев на высоте 2000 м до 8—9 месяцев на высоте 4000—4500 м; на Кавказе и в Сибири она колеблется соответственно в пределах 1—6 и 5—9 месяцев. Следует однако подчеркнуть, что продолжительность холодного периода на разных высотах может существенно изменяться и от года к году.

10.4.2. Определение вертикального градиента температуры воздуха

Ввиду недостатка прямых наблюдений определение температуры воздуха на разных высотах в горном бассейне часто производят путем расчета по температурному градиенту. Под последним понимают изменение температуры воздуха на 100 м подъема. В обычных условиях убывания температуры с высотой градиенту придают положительный знак, при инверсиях, когда температура повышается с высотой, градиент имеет отрицательный знак.

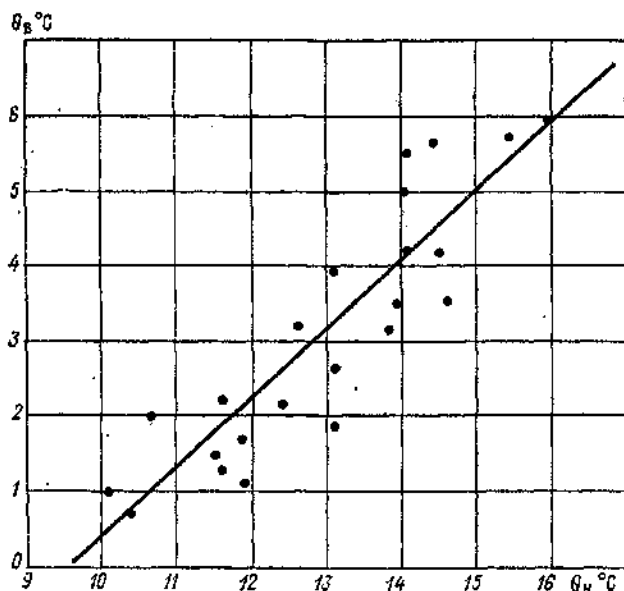


Рис. 10.3. Связь между температурой воздуха двух станций, расположенных на разных высотах.

Вертикальный градиент температуры воздуха можно вычислять по средним суточным, пентадным, декадным и месячным ее значениям. Наиболее часто используют средние декадные и месячные значения температуры. При вычислении градиента, например, по средним месячным значениям выбирают метеорологические станции, расположенные с интервалами по высоте 600—1000 м. Для каждой станции вычисляют средние месячные значения температуры воздуха за весь имеющийся ряд параллельных наблюдений для интересующего месяца, и по ним строят графики связи для каждой пары станций (рис. 10.3). Разность значений темпера-

туры на двух станциях, определенная с помощью графика, и служит для вычисления вертикального градиента γ_{θ} по формуле

$$\gamma_{\theta} = 100 (\Theta_n - \Theta_v) / \Delta H. \quad (10.2)$$

где Θ_n , Θ_v — средние за данный интервал времени значения температуры воздуха на нижней и верхней станциях; ΔH — разность высот этих станций в метрах над уровнем моря.

Иногда разности средних температур двух станций, полученные по графику, отличаются для разных значений температуры на некоторую величину. В таких случаях берут среднее значение из двух или нескольких разностей. В тех случаях, когда имеем несколько станций, расположенных на различных высотах, температурный градиент рекомендуют определять для всех промежуточных высот. Полученный градиент температуры воздуха обычно округляют до десятых долей градуса. Расчеты градиента температуры целесообразно проводить для всех месяцев и таким путем установить его изменения в течение года.

Вертикальное распределение температуры воздуха в горах значительно сложнее, чем в свободной атмосфере, и зависит как от циркуляционных факторов, так и от высоты местности и форм рельефа. Поэтому при вычислении градиента температуры существенное значение имеет репрезентативность метеостанций. Прежде всего необходимо стремиться выбирать станции, расположенные на сравнительно небольшом удалении друг от друга и по возможности в однородных условиях рельефа и растительности. Наиболее близкими между собой можно считать условия открытых мест, таких как склоны гор и открытые долины. Отдельно должны рассматриваться горные котловины, где возможен застой воздуха и сильное зимнее выхолаживание. Неучет этого обстоятельства может приводить к неверной оценке градиента.

Пример резкого расхождения градиентов температуры воздуха γ_{θ} приведен в табл. 10.1.

Как видно из данных таблицы, значения градиентов, вычисленные по двум станциям, резко различаются во все сезоны года. Большая разница зимой ($1,1$ — $1,4^{\circ}\text{C}/100$ м) и, наоборот, незначительная разница летом ($0,4$ — $0,5^{\circ}\text{C}/100$ м) между станциями Кош-Агач и Катанда объясняются тем, что первая станция расположена на высоком каменистом плато, которое сильно прогревается летом и интенсивно выхолаживается зимой.

Для того чтобы получить значение вертикального градиента, характерное для большей части бассейна, рекомендуется определять его по возможно большему числу пар станций с последующим осреднением характерных значений. В разных горных районах вертикальный градиент температуры воздуха колеблется в широких пределах, но наиболее часто он составляет $0,4$ — $0,6^{\circ}\text{C}$ на 100 м. Внутри года градиент может изменяться от отрицательных значений до $0,7$ — $0,8^{\circ}\text{C}$ на 100 м, причем наибольшие значения, как правило, наблюдаются летом и весной, наименьшие — зимой (табл. 10.2).

Вертикальный градиент температуры заметно изменяется с высотой местности. Это следует иметь в виду при расчетах температуры для бассейнов с большим диапазоном высот. Например,

Таблица 10.1

Изменение средних значений градиента температуры воздуха γ_{θ} с высотой

Район — станция	Разность высот, м	γ_{θ} °C/100 м					
		I	II	III	IV	V	VI
Ак-Кем—Катанда	1158	—0,3	—0,4	0,0	0,5	0,6	0,6
Кош-Агач—Катанда	1028	0,9	1,0	0,9	0,4	0,3	0,2

Район — станция	Разность высот, м	γ_{θ} °C/100 м					
		VII	VIII	IX	X	XI	XII
Ак-Кем—Катанда	1158	0,6	0,5	0,4	0,4	0,1	0,2
Кош-Агач—Катанда	1028	0,1	0,1	0,3	0,4	0,6	0,9

данные наземных наблюдений на северном склоне Занлийского Алатау и материалы аэрозондирования в г. Алма-Ате показывают,

Таблица 10.2

Изменение градиента температуры воздуха с высотой местности в разных горных районах

Район, станция	Разность высот, м	Градиент температуры, °C/100 м					
		I	II	III	IV	V	VI
Сибирь, Кара-Тюрек—Катанда	1075	—0,3	—0,2	0,2	0,4	0,6	0,5
Кавказ, Душети—Гудари	1290	0,4	0,4	0,5	0,6	0,6	0,5
Средняя Азия, Аблык—Ангрэн	1500	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,8

Район, станция	Разность высот, м	Градиент температуры, °C/100 м					
		VII	VIII	IX	X	XI	XII
Сибирь, Кара-Тюрек—Катанда	1075	0,5	0,5	0,4	0,3	0,1	—0,2
Кавказ, Душети—Гудари	1290	0,6	0,6	0,6	0,5	0,4	0,4
Средняя Азия, Аблык—Ангрэн	1500	0,7	0,6	0,4	0,6	0,6	0,6

что градиент температуры за период с апреля по август в интервале высот 1—3 км составляет в среднем 0,4—0,7 °C/100 м, а выше, в зоне 3—5 км над ур. м., увеличивается до 0,8—1,0 °C/100 м.

Неустойчивость вертикального градиента температуры по территории, высоте местности и сезонам года заставляет с большой осторожностью относиться ко всякого рода расчетам, основанным на учете среднего его значения. Не рекомендуется распространять градиент, вычисленный по данным низинных станций, на верхние зоны гор. Чтобы уменьшить возможные погрешности, расчет температуры для интересующей высоты следует производить по данным ближайшей метеорологической станции (из числа принятых при определении градиента).

Пользуясь градиентом температуры, можно восстановить пропуски в наблюдениях той или иной станции, а также рассчитать приближенные значения температуры в вышележащих зонах бассейна. Расчет температуры воздуха на любой высоте Θ_H производится по формуле

$$\Theta_H = \Theta_{ст} - 0,01\gamma_{\theta}\Delta H, \quad (10.3)$$

где $\Theta_{ст}$ — температура воздуха на опорной станции; γ_{θ} — вертикальный градиент температуры, °C/100 м высоты; ΔH — разность высот, м.

Для расчета температуры можно построить номограмму (рис. 10.4), позволяющую по известному градиенту температуры и превышению верхнего пункта, для которого производится расчет, над нижним опорным пунктом определить понижение температуры в градусах.

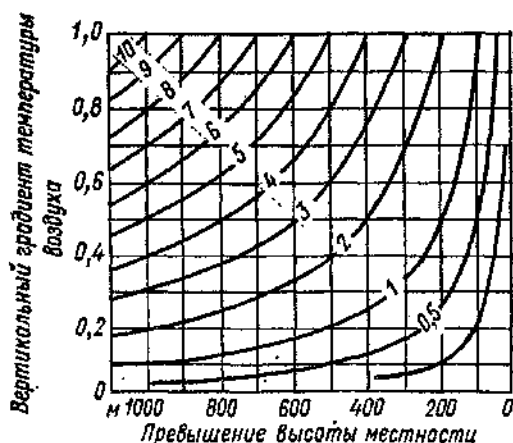


Рис. 10.4. Номограмма для расчета температуры воздуха по данным о вертикальных градиентах (цифры у кривых — температура воздуха, °C).

Наиболее надежно по градиентам можно производить расчет средних декадных и средних месячных температур. Но в практике иногда приходится экстраполировать и средние суточные значе-

ния, например при определении сумм положительных температур за прошлые годы. В таких случаях следует пользоваться не средними многолетними значениями градиента, а значениями, определенными для соответствующего интервала времени данного конкретного года. Подсчет сумм положительных температур на разных высотах следует производить по средним суточным их значениям. Чтобы получить сумму положительных средних суточных температур на интересующей высоте за некоторый период, необходимо сначала рассчитать по градиенту суточные значения температуры на этой высоте, а затем суммировать их за этот период.

10.4.3. Определение высоты нулевой изотермы

При расчетах снеготаяния необходимо знать высоту нулевой изотермы в весенний или осенний переходные периоды. Определение ее по заданным значениям температуры воздуха на некоторой высоте и различным вертикальным градиентам производят по формуле

$$H_0 = 100\Theta_{\text{ст}}/\gamma_0, \quad (10.4)$$

где H_0 — высота нулевой изотермы; $H_{\text{ст}}$ — высота станции, на которой ведут наблюдения за температурой, м.

Если, например, станция, на которой ведут наблюдения, находится на высоте 500 м, температура воздуха на ней равна 20 °С, а $\gamma_0 = 0,5$ °С/100 м, то искомая высота нулевой изотермы будет равна 4500 м.

10.5. Осадки и снежный покров

Данные наблюдений над осадками и снежным покровом являются основным исходным материалом для прогнозов речного стока. Успех долгосрочных прогнозов стока в горных бассейнах целиком зависит от надежности оценки количества осадков и снегозапасов в бассейне.

10.5.1. Измерение осадков

В настоящее время для измерения осадков на сети метеорологических станций используют осадкомер Третьякова с планочной защитой. Измерение осадков этим прибором ведут с 1951 г. До этого осадки измеряли дождемером с другим типом защиты. Это

нарушило однородность многолетнего ряда наблюдений за осадками, что следует иметь в виду при регрессионном анализе. Опыт разработки методики прогнозов стока по данным об осадках показывает, что использование неоднородных рядов осадков отнюдь не способствует получению более надежных результатов за счет удлинения ряда наблюдений по сравнению с теми, которые получают при использовании меньших по объему, но статистически однородных выборок.

Что касается данных об осадках, измеренных с помощью суммарных осадкомеров, то возможности широкого их использования ограничены по двум причинам: во-первых, ввиду ограниченности сети таких осадкомеров, а во вторых — невысокого качества данных наблюдений по ним. По последней причине эти данные могут быть использованы чаще всего в качестве вспомогательных при оценке распределения осадков по высотным зонам.

Измерять осадки можно также радиолокационным методом. Но этот метод не нашел пока достаточно широкого распространения. В высокогорных условиях его применение вообще ограничено из-за закрытости горизонта.

Редкая сеть наблюдений за осадками в горных условиях и невысокая точность измерения твердых осадков, обусловленная влиянием ветра, создают большие трудности при определении сезонных запасов воды в снеге в горных бассейнах. По этой причине суммы осадков, полученные по данным измерений, например, за холодный период, отнюдь не равны физическому запасу воды в снеге, а являются, как правило, лишь более или менее показательным индексом этого запаса. Это обстоятельство весьма затрудняет выполнение воднобалансовых расчетов в условиях горных речных бассейнов.

10.5.2. Снегомерные работы

Регулярные снегомерные съемки в СССР начали проводить в горах Средней Азии с 1926 г., в Закавказье — с 1931 г., а в Сибири — значительно позже. Методика производства измерений в разных районах различна и с течением времени претерпевала изменения. Наиболее распространенным способом снегомерных работ в горах является измерение высоты и плотности снега в снегомерных пунктах, расположенных по линии маршрутов, продолженных в долинах рек. Каждый снеготочек представляет собой несколько постоянных снегомерных площадок, на которых в определенном порядке измеряют высоту и плотность снега. По высоте такие снеготочки расположены через 150—200 м.

Основная зона снегомерных работ лежит в диапазоне высот от 1000 до 3000 м. Верхний предел снегомерных маршрутов определяют доступностью их в зимнее время. Регулярные снегосъемки на высотах более 3000 м проводят только на ограниченном числе высокогорных метеорологических станций. Кроме маршрутных снегомерных съемок, стационарные наблюдения за высотой

и плотностью снежного покрова ведут на всех метеорологических станциях.

Наиболее перспективной для горных условий является авиационная гамма-съемка снежного покрова, о которой уже говорилось в главе 2. Преимущество этого вида снегомерных работ состоит в возможности непосредственного измерения запасов воды в снеге на больших площадях горных водосборов. Однако этот вид снегосъемок имеет свои ограничения. Первое из них определяется

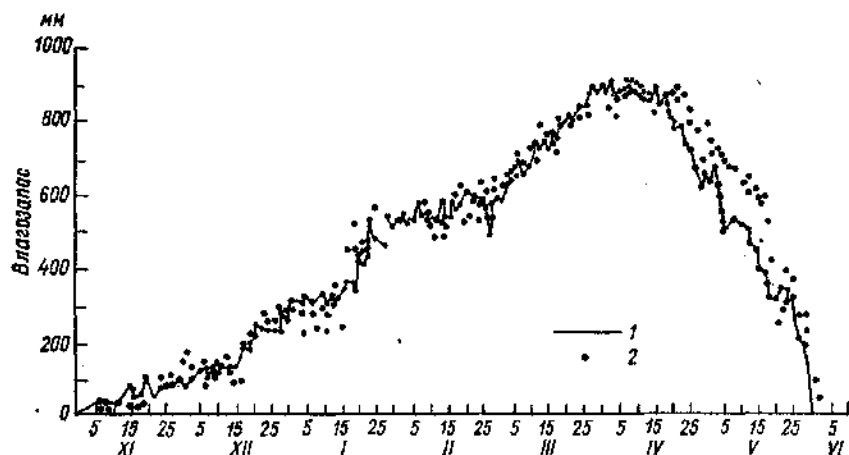


Рис. 10.5. Изменение запаса воды в снеге на метеостанции Харамкуль. 1 — измерения по ослаблению космических лучей; 2 — измерения по стандартному весовому способу.

возможностями использования авиационных средств в условиях высокогорья, а второе — возможностями самого измерения запасов воды в снеге. Последние ограничены величиной 600 мм, так как при большем запасе естественное гамма-излучение полностью поглощается.

Указанное ограничение во многих случаях не столь существенно, если доля площади, занятой большими снегозапасами, невелика. Что касается авиационных средств, то в условиях гор наиболее удобным является вертолет.

Другой метод определения снегозапасов основан на измерении ослабления снегом нейтронного компонента космического излучения [6]. Высокая проникающая способность нейтронного компонента в сочетании с достаточной ее стабильностью во времени создает предпосылки для использования эффекта поглощения при определении больших снегозапасов (до 5000 мм). Для этого необходимо регистрировать поток космических частиц под снегом и над его поверхностью. Точность определения снегозапасов иллюстрирует рис. 10.5.

Ценную информацию о залегании и распределении снега в горах дают телевизионные снимки с искусственных спутников Земли. Имеющийся уже опыт говорит о том, что они с успехом могут быть использованы для определения не только степени заснеженности горных бассейнов, но и высоты снеговой границы [29]. Это особенно важно для решения задачи прогнозов стока за весенне-летний период и отдельные его месяцы.

10.5.3. Густота сети наблюдений в горных районах

Приближенное определение зимних запасов влаги в горном бассейне производят как по данным об осадках, так и по данным снегомерных наблюдений. Каждый из этих способов имеет свои недостатки и вопрос о том, какому из них отдать предпочтение, можно решить только применительно к данному конкретному бассейну с его климатом, рельефом и характером наблюдений. Во многих случаях решающим является объем имеющихся материалов по тому или иному виду наблюдений и длительность ряда.

Методика оценки точности определения снегозапаса или среднего слоя осадков на площади бассейна в горных условиях еще недостаточно разработана и нет надежных критериев, которыми можно руководствоваться в отношении необходимой плотности наблюдательной сети.

В большинстве горных районов сеть наблюдений очень редка. В среднем одна метеорологическая станция на Кавказе приходится на 500—1500 км² площади, в Средней Азии в разных ее частях — на 5—10 тыс. км², на Алтае и в Саянах — на 10—15 тыс. км². Существующая сеть снегомерных маршрутов далеко не компенсирует недостатка метеорологических наблюдений, особенно в высокогорных районах.

Надежный учет осадков в горах осложняется еще и тем, что освещенность наблюдениями различных высотных зон очень неравномерная. В связи с большими трудностями производства работ в необжитых и малодоступных высокогорных районах большинство метеорологических станций находится преимущественно ниже 1500—2000 м. В Средней Азии, например, где сток формируется в основном на высотах более 2000 м над ур. м., около 90 % всех пунктов наблюдений находится ниже указанной зоны. На высотах от 2000 до 3000 м расположено примерно 7 %, а выше 3000 м — всего лишь около 3 % общего количества гидрометеостанций и постов.

Редкая сеть метеорологических наблюдений в горах лишает возможности оценить величину снегозапасов в бассейне с необходимой точностью. Поэтому в практике прогнозов стока в большинстве случаев используют различные относительные характеристики снегозапасов.

10.6. Вычисление снегозапасов в горном бассейне

10.6.1. Выбор пунктов наблюдений для определения снегозапасов

В связи с крайне редкой сетью наблюдений над осадками и снежным покровом во многих горных районах вопрос выбора опорных пунктов для расчета снегозапаса в бассейне приобретает первостепенное значение. Первое требование состоит в том, чтобы пункты наблюдений находились в тех зонах, где в основном формируется сток данной реки. Это требование очень часто не удовлетворяется, так как большинство станций расположено в нижних зонах. В таких случаях при расчете снегонакопления приходится учитывать изменение климатических элементов с высотой местности, в частности, закономерности увеличения количества осадков и продолжительности холодного периода.

Вторым важнейшим моментом является репрезентативность пунктов наблюдений. Погрешность измерения осадков, как уже говорилось, в большой степени зависит от скорости ветра. Следовательно, показания осадкомеров могут варьировать от пункта к пункту в зависимости от ветрового режима.

При выборе опорных метеорологических станций необходимо избегать пунктов, где в холодный сезон господствуют сильные ветры. Если учесть, что при скорости ветра более 8—10 м/с недоучет осадков может составлять 20 % и более, то для оценки снегозапасов следует использовать данные тех пунктов, где преобладают скорости ветра не более 2—5 м/с. При таких скоростях относительная погрешность измерения осадков составляет примерно 10 %.

Большую помощь при выборе опорных пунктов могут оказать графики изменения с высотой местности относительных величин осадков. Под последними понимают отношение сумм осадков за некоторый период данного года к их норме. В самом деле, весьма пестрая картина распределения осадков в горах выглядит значительно более однородной в случае рассмотрения не абсолютных величин осадков, а их модульных коэффициентов. В многоводные годы, как правило, все дождемерные пункты отмечают повышенные против нормы осадки, в маловодные — пониженные, несмотря на то, что абсолютные величины их могут изменяться от пункта к пункту в широких пределах. Объясняется это тем, что количество осадков в том или ином пункте наблюдений, кроме высоты над уровнем моря, зависит еще и от местных условий расположения станции. Выражение количества осадков в относительных величинах в значительной мере устраняет локальные влияния и тем облегчает выявление роли зональных факторов.

При использовании материалов снегомерных съемок для прогнозов следует критически относиться к выбору снегомерных пунктов. Известно, что наибольшие расхождения снегозапасов,

определенных на разных площадках, объясняются ветровым переносом снега, а также его обвалами с крутых склонов и неодинаковым таянием на разных склонах. Вследствие этого даже при незначительной погрешности определения запаса снега на площадках измеренная на них величина может оказаться недостаточно характерной для окружающей местности. Поэтому следует избегать площадок, где залегание снега нарушено вследствие переноса его ветром, обвалов с соседних склонов и зимних оттепелей. Необходимо избегать также участков с неустойчивым снежным покровом, где количество снега вследствие частичного таяния оказывается значительно преуменьшенным.

При анализе данных снегомерных съемок могут встретиться случаи, когда общая закономерность увеличения снегозапасов с высотой нарушается в отдельных пунктах. Если характер распределения снегозапасов при кажущейся его неправдоподобности повторяется из года в год, то для определения снегонакопления в бассейне можно использовать данные всех метеостанций или снегопунктов, в том числе и тех, на которых наблюдается систематическая аномалия в количестве снегозапасов.

10.6.2. Оценка снегозапасов в бассейне при наличии данных по высотным зонам

В тех случаях, когда наблюдения над снежным покровом или осадками проводят во всех характерных высотных зонах, для определения снегозапаса в бассейне строят график изменения снегонакопления с высотой местности. Для построения такого графика измеренные запасы воды в снежном покрове иногда осредняют для нескольких пунктов наблюдений, расположенных на близких высотах. При этом разность высот группируемых пунктов выбирают в зависимости от выявленного характера зависимости снегозапасов с высотой местности, но не более 200—300 м. Выделенные таким образом группы пунктов характеризуют запасы воды в снеге в отдельных высотных зонах. Для каждой группы определяют среднюю высоту пунктов как частное от деления суммы высот всех пунктов в группе на их число. Осредненные по каждой группе станций значения запасов воды в снеге относятся к средней высоте данной группы. Если в отдельных высотных зонах имеется большое число пунктов измерения снегозапасов, целесообразно построить карты распределения снегозапасов по каждой из освещенных наблюдениями зон. Такие карты позволяют более обоснованно проводить дальнейшее осреднение. Указанные графики строят для небольших, однородных по рельефу участков территории, иногда для целых малых водосборов. Как показывает практика, площадь таких участков обычно не превышает 2—5 тыс. км².

В связи с большим влиянием местных условий на количество осадков при построении кривых изменения запасов воды в снеге с высотой могут встретиться случаи резкого отклонения измерений

в отдельных пунктах от общей линии связи. Отклонения могут происходить как ввиду неточности измерений, так и вследствие локальных особенностей пунктов измерения снежного покрова или осадков. В таких случаях проводят тщательный анализ отклонившихся точек путем сравнения данных по нескольким соседним станциям, расположенным в аналогичных орографических условиях. Линию связи снегозапасов с высотой проводят в виде плавной кривой (или прямой) в соответствии с расположением точек на графике.

В случае использования данных осадкомеров для оценки снегозапасов осадки по каждой метеорологической станции суммируют от момента устойчивого перехода температуры воздуха к отрицательным значениям осенью и до момента устойчивого перехода ее к положительным значениям весной на соответствующей высоте. Переход температуры воздуха через 0°C осенью и весной определяют чаще всего по средним декадным значениям. Если требуется экстраполировать или интерполировать температуру воздуха, то для этого используются значения вертикального градиента температуры воздуха, установленные для данного бассейна, как это было описано выше. После подсчета осадков за холодный период по всем станциям, расположенным в бассейне, кривую изменения сумм осадков с высотой места строят так же, как и по материалам снегомерных съемок.

Заметим, что во многих случаях при определении сумм зимних осадков по отдельным станциям суммирование производят не до дат весеннего перехода температуры через 0°C , а до момента, к которому приурочен выпуск прогноза. На больших высотах это может соответствовать периоду несколько меньшему, чем полный период снегонакопления, а на небольших — наоборот, значительно большему.

Средний запас воды в снежном покрове определяют как среднее взвешенное из запасов в отдельных высотных зонах с учетом площади этих зон. Интервалы высоты задаются в зависимости от общего диапазона высот в бассейне, но не более 500 м. Расчет проводят по формуле

$$S_{\text{ср}} = (S_1 f_1 + S_2 f_2 + \dots + S_n f_n) / F, \quad (10.5)$$

где $S_{\text{ср}}$ — средний запас воды в бассейне, мм; $f_1, f_2, \dots, f_n$ — площади отдельных зон, км²; $S_1, S_2, \dots, S_n$ — средние запасы воды в соответствующих зонах, мм.

Для упрощения вычислений можно использовать не значения частных площадей, а их отношение ко всей площади бассейна. Тогда выражение (10.5) запишется в виде

$$S_{\text{ср}} = \varphi_1 S_1 + \varphi_2 S_2 + \dots + \varphi_n S_n, \quad (10.6)$$

где $\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_n$ — отношения частных площадей к площади всего бассейна.

10.6.3. Оценка показателя снегонакопления в бассейне при недостатке данных наблюдений

В этом случае используют следующие приближенные приемы оценки характеристик снегонакопления:

1) по данным об осадках за постоянный календарный зимний сезон;

2) по данным об осадках за переменный холодный период в основных зонах формирования талого стока;

3) по данным об осадках за переменный холодный период на всех высотах с учетом площадей высотных зон и изменения средних многолетних снегозапасов с высотой местности.

Перечисленные приемы основаны на допущении о наличии постоянного соотношения между осадками, выпавшими за одинаковые календарные сроки в районе расположения метеорологических станций и в других частях бассейна. При использовании этих приемов следует помнить, что на окончательное распределение снегозапасов, особенно в период их максимальных значений, как уже отмечалось ранее, существенное влияние оказывает перераспределение за счет ветрового переноса и схода лавин.

Сумму осадков по отдельным станциям часто выражают в относительных величинах. Обычно используют следующие три вида относительных величин:

а) модульные коэффициенты осадков, т. е. отношения суммы осадков X за рассматриваемый период данного года к их среднему многолетнему значению $\bar{X}$:

$$m = X/\bar{X}; \quad (10.7)$$

б) модульные коэффициенты отклонений осадков от нормы, представляющие собой отношение отклонения от нормы осадков данного года (или периода), вычисленной с учетом знака, к среднему абсолютному отклонению за весь ряд лет:

$$c_i = \Delta X / \sqrt{\Delta \bar{X}}; \quad (10.8)$$

в) отношение отклонения осадков от нормы, взятых с учетом знака ΔX , к среднему квадратическому отклонению от нормы σ

$$c_i = \Delta X / \sigma. \quad (10.9)$$

Выбор той или иной характеристики для конкретного бассейна зависит от осадков и их изменчивости на его территории.

Модульные коэффициенты осадков с успехом применяют для бассейнов с однородным рельефом и одинаковым внутригодовым ходом осадков на всей его площади. В случаях больших бассейнов с различными климатическими условиями в разных его частях лучшие результаты могут дать вторая и третья из указанных характеристик, которые по существу идентичны. В условиях таких

бассейнов вариация осадков по годам на отдельных станциях больше зависит от отклонений их от нормы, чем от самой нормы.

При определении модульных коэффициентов или других относительных величин осадков период лет, принятый для расчета их нормы, должен быть одинаковым для всех пунктов измерений. Несоблюдение этого требования может привести к дополнительным погрешностям при вычислении характеристики осадков для всего бассейна.

10.6.3.1. Определение показателя снегозапасов по данным о сумме осадков за календарный зимний период

При вычислении показателя снегозапасов по данным об осадках за календарный зимний период обычно исходят из допущения, что значения модульных коэффициентов снегозапасов с высотой не изменяются. Тогда выражение (10.6) может быть представлено в следующем виде:

$$\bar{S}_{\text{ср}} = m(\bar{S}_1\varphi_1 + \bar{S}_2\varphi_2 + \dots + \bar{S}_n\varphi_n), \quad (10.10)$$

где $\bar{S}_{\text{ср}}$ — среднее взвешенное значение показателя снегозапасов для всего бассейна; $\bar{S}_1, \bar{S}_2, \dots, \bar{S}_n$ — средние многолетние значения осадков за зиму по высотным зонам.

Вычисление снегозапасов в бассейне производят по данным всех метеорологических станций, характеризующих снегонакопление на его территории. Иногда приходится использовать станции, расположенные только в самых нижних зонах. В тех случаях, когда значения нормы осадков отдельных станций за принятый сезон близки, показатель снегозапасов может быть найден и как среднее арифметическое из сумм осадков (в мм) по всем станциям. При этом следует иметь в виду, что полученный указанным путем показатель снегозапасов может существенно отличаться от фактического запаса воды в снеге в бассейне.

В случаях, когда осадки отдельных метеорологических станций достаточно синхронно изменяются по годам, а нормы осадков по этим станциям существенно отличаются по абсолютной величине, целесообразно сезонные суммы осадков отдельных станций выражать в модульных коэффициентах или модульных коэффициентах отклонений от нормы. За показатель снегозапасов в бассейне тогда принимают средний модульный коэффициент осадков или среднюю алгебраическую сумму модульных коэффициентов отклонений от нормы.

Период суммирования осадков по каждой станции берут близким к средней длительности периода снегонакопления в высотных зонах, где в основном формируется талый сток.

Для горных рек Средней Азии, где основная область питания расположена на высотах 2000—4000 м, период суммирования осадков принимают с октября по март или апрель, в зависимости от

времени составления прогноза. Для рек Кавказа, где сток формируется в основном на высотах 1000—3000 м, осадки суммируют обычно за период ноябрь—март. Для рек горного Алтая и Саян, а также для горных рек Прибайкалья и Забайкалья, где область питания расположена на высотах 1000—2500 м, период суммирования осадков принимается обычно с октября по апрель.

При оценке снегозапасов в большом бассейне, где внутригодичное распределение осадков и температуры воздуха существенно меняется по территории, простое осреднение относительных величин осадков по всем пунктам наблюдений не дает удовлетворительных результатов. Придавая данным всех станций одинаковый вес, мы тем самым уравниваем влияния на сток запасов влаги в разных частях бассейна. Между тем роль отдельных частей бассейна, так же как и разных высотных зон, может быть существенно различной. Например, в горах Средней Азии площади ниже 1000 м, как правило, не имеют устойчивого снежного покрова и сток с них незначителен. Основные области питания рек здесь находятся начиная с 2000—2500 м и выше. Поэтому для больших бассейнов определение показателей снегозапасов и разработку методики прогнозов за период талого стока целесообразно вести отдельно для частных водосборов. Сток со всего бассейна в этом случае получают путем суммирования стока со всех частных водосборов.

В тех случаях, когда число пунктов наблюдений за осадками невелико и не позволяет проводить такие расчеты по частным водосборам, показатель снегозапасов определяют в целом для всего бассейна, но при этом учитывают вес отдельных его частей или высотных зон, который принимают равным долевого вклада в общий сток реки. Так, например, для бассейна р. Амударьи при оценке снегозапасов используют данные об осадках по 9 станциям. Четыре из них (ледник Федченко, Сары-Таш, Алтын-Мазар и Оби-Гарм) расположены в бассейнах, дающих в среднем 40 % стока Амударьи, три станции Внутреннего Памира (Мургаб, Хорог и Джаушангоз)— на территории, дающей 10 %, и две станции южного склона Гиссарского хребта (Шахринау и Байсун)— на территории, дающей также около 10 % стока. Остальные 40 % стока Амударьи дает левобережье, расположенное на зарубежной территории, где нет наблюдений за осадками. Эту часть бассейна в расчетах показателя снегозапасов не учитывают.

Порядок расчета снегозапасов следующий:

а) по каждой из 9 метеорологических станций определяют значения модульных коэффициентов отклонений осадков от нормы за период с октября по март, т. е. отношения (10.8)

$$c_i = \Delta X_i / |\overline{\Delta X}|;$$

б) путем осреднения величин c_i по территории каждого из трех выделенных районов находят средние значения показателей снегозапасов для каждого года;

в) показатель снегозапасов для всего бассейна вычисляют как среднее взвешенное из показателей запасов для трех районов. При этом характеристику снегозапасов для первого из них принимают с коэффициентом 0,4, для района Внутреннего Памира 0,1 и для южного склона Гиссарского Хребта также 0,1.

В результате таких расчетов ежегодное значение показателя осадков I для всего бассейна вычисляют по формуле

$$I = (0,4c_1 + 0,1c_2 + 0,1c_3)/0,6, \quad (10.11)$$

где c_1 ; c_2 ; c_3 — показатели снегозапасов; 0,4; 0,1; 0,1 — их веса.

В тех случаях, когда сезонные осадки нескольких близко расположенных станций изменяются по годам синхронно, необходимо вначале осреднить их показания, объединив таким образом в группы, и придать веса этим группам станций.

Следует также иметь в виду, что определение веса станций указанным выше способом можно производить только при наличии длительных (20 лет и более) параллельных наблюдений над осадками по всем учитываемым станциям.

Для тех горных бассейнов, в которых площади нижних зон относительно малы, а станции расположены на разных высотах, вес отдельных станций можно принять равным относительной площади высотной зоны, на которой находится данная станция. Такой способ применяется для горных рек Кавказа и, отчасти, Средней Азии. Например, для р. Зеравшан сумму осадков, выпавших в бассейне за октябрь—март, определяют по данным 5 метеорологических станций, расположенных на высотах 700, 2200, 2500, 3030 и 4170 м. Показаниям станции, расположенной на высоте 700 м, придается вес, равный доле площади, занимаемой в бассейне высотной зоной от 1000 до 2000 м; она равна округленно 0,1. Осадкам станций, расположенным на высотах 2200 и 2500 м, придается вес 0,4, равный доле площади, занимаемой зоной от 2000 до 3000 м, а показаниям станций, расположенных на высотах 3030 и 4170 м — соответственно веса 0,4 и 0,1, равные относительным площадям в интервалах высоты соответственно от 3000 до 4000 м и выше.

Некоторую условность отнесения площадей к той или иной станции в данном случае можно объяснить малым числом самих станций. При более густой сети пунктов наблюдений к каждой станции или группе их относят площадь той высотной зоны, в пределах которой эти станции находятся.

В бассейнах горных рек Средней Азии и Кавказа снежный покров к началу его таяния часто залегает не на всей площади, а только в верхних зонах. Положение нижней границы снежного покрова к началу таяния варьирует в значительных пределах и зависит не только от количества зимних осадков, но и от температурного режима зимы и ранней весны. Соответственно из года в год будут изменяться и снегозапасы. Поэтому при определении характеристики снегозапасов по осадкам за холодный период необходимо учитывать убыль снега до начала основного таяния.

10.6.3.2. Определение показателя снегозапасов по данным
о сумме осадков за холодный период переменной длительности

При определении показателя снегозапасов по данным об осадках за переменный холодный период учитывают изменение продолжительности снегонакопления в основных зонах формирования талого стока. Для бассейнов, в которых сток талых вод в основном формируется в сравнительно небольшом диапазоне высот и норму снегозапасов можно принять единой ($\bar{S}$), используют уравнение вида

$$M = m_1\varphi_1 + m_2\varphi_2 + \dots + m_n\varphi_n, \quad (10.12)$$

где M — модульный коэффициент показателя снегозапасов в целом для всего бассейна; $m_1 = \bar{S}_1/\bar{S}$, $m_2 = \bar{S}_2/\bar{S}$ и т. д. — модульные коэффициенты показателя снегозапасов в отдельных частях бассейна с относительными площадями $\varphi_1, \varphi_2, \dots, \varphi_n$.

Из допущения о равенстве норм осадков по высотным зонам вытекает, что репрезентативность вычисленного таким путем показателя будет тем лучше, чем меньше диапазон высот основной области формирования стока и чем меньше норма снегозапасов изменяется с высотой местности и по частным бассейнам.

Исходным материалом для определения значений m_i служат данные наблюдений над осадками, которые суммируют за период отрицательных температур воздуха или данные снегомерных съемок на соответствующих высотах. При этом могут быть использованы метеорологические станции, расположенные в самых нижних зонах, т. е. за пределами области основного питания рек.

Приступая к расчетам показателя снегозапасов для конкретного бассейна, прежде всего определяют в нем границы основной области формирования стока. Это делается путем анализа гидрометеорологических условий в начале половодья.

Известно, что во многих горных бассейнах, где сток с нижних зон небольшой, интенсивное его увеличение в начале половодья начинается только тогда, когда температура воздуха в этих зонах устанавливается выше определенного предела. На этом и основан простой способ определения основной зоны питания реки. Он состоит в следующем.

В результате анализа совмещенных графиков хода гидрометеорологических элементов в бассейне (уровней или расходов воды, температуры воздуха, осадков) выбирают годы, когда в нижних зонах в начале весны длительное время (больше декады) удерживалась положительная температура воздуха, а существенного увеличения стока не наблюдалось. Определив за ряд лет значение максимальной температуры воздуха, при которой увеличения стока не происходит, по вертикальному градиенту температуры воздуха и высоте метеорологической станции находят высоту нулевой изотермы, которая примерно соответствует верхней границе площади, не дающей стока. Тогда вышележащая область бассейна, очевидно,

и будет представлять основную область формирования талого стока.

Например, в бассейне Верхней Ангары заметное увеличение стока весной происходит при температуре воздуха $5-6^{\circ}\text{C}$ на станции Ченча ($H=480$ м). Вертикальный градиент температуры воздуха в этот период равен $0,7-0,8^{\circ}\text{C}/100$ м. Следовательно, талый сток с площади, расположенной ниже 1200 м, является небольшим и основная область формирования талого стока в бассейне расположена выше этой отметки.

Установив нижнюю границу основной области формирования талого стока, переходят к определению показателя снегозапасов в бассейне. При этом можно идти двумя путями. В первом, более общем, случае всю область формирования стока разбивают на несколько высотных зон, для которых вычисляют частные характеристики снегозапасов. Показатель снегозапасов для всего бассейна получают как среднее взвешенное из значений снегозапасов для всех зон с учетом их площади.

Во втором, упрощенном, способе расчет накопления снега ведут только для средней высоты основной области формирования стока. Полученная величина и принимается за показатель снегозапаса для бассейна в целом.

Ниже более подробно рассмотрим первый, общий, путь расчета показателя снегонакопления. Второй способ является, в сущности, частным случаем первого, когда вычисления проводят только для одной зоны, и потому отдельно мы на нем не останавливаемся.

При расчете показателя снегонакопления необходимо для каждой высотной зоны:

а) определить продолжительность холодного периода в отдельные годы; например, если зона ограничена высотами 2000 и 2500 м, продолжительность холодного периода определяют для высоты 2250 м;

б) вычислить суммы осадков за холодный период по выбранным метеорологическим станциям;

в) вычислить модульный коэффициент осадков как среднее арифметическое из значений модульных коэффициентов по всем метеорологическим станциям данной зоны.

По значениям модульных коэффициентов осадков для каждой из зон вычисляют показатель снегозапасов для бассейна в целом, принимая за основу формулу (10.12).

При определении продолжительности холодного периода за его начало на данной высоте обычно принимают декаду окончательного перехода средней температуры воздуха через 0°C в сторону отрицательных значений, за конец — последнюю декаду с отрицательной средней декадной температурой воздуха.

В случаях, когда в весенние месяцы наблюдаются оттепели, за конец холодного периода может быть принята декада, после которой началась убыль снегозапасов (по данным снегосъемок или постоянных реек, находящихся в этой зоне) или декада, после которой сумма положительных значений средней суточной темпе-

ратуры воздуха за период оттепелей превышает сумму отрицательных ее значений при последующем похолодании.

Рассмотрим порядок вычисления модульных коэффициентов снегозапасов для отдельных высотных зон (табл. 10.3) на примере бассейнов р. Енисей до Красноярка ($F=300\,000\text{ км}^2$) (табл. 10.4).

Таблица 10.3

Распределение площади бассейна Енисей до Красноярка по высотным зонам

Высотная зона, м	200—500	501—1000	1001—1500	1501—2000	2001—2500	2501—3000
Площадь зоны в долях еди- ницы	0,12	0,23	0,34	0,21	0,08	0,02

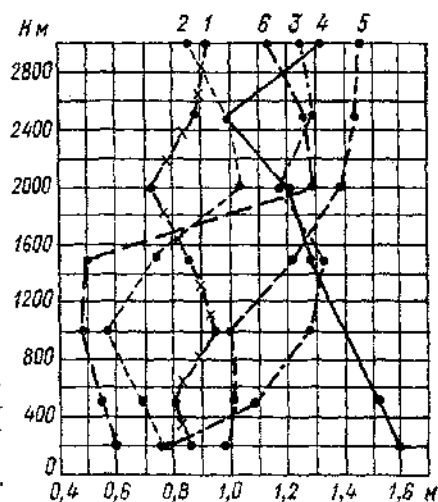


Рис. 10.6. Изменение модульных коэффициентов снегозапасов с высотой местности в бассейне Енисей до Красноярка.

1 — 1931 г., 2 — 1933 г., 3 — 1936 г., 4 — 1937 г., 5 — 1938 г., 6 — 1949 г.

Расчет снегозапасов проводится по данным 9 низинных и одной горной станции, имеющих в бассейне.

Продолжительность холодных периодов вычисляют для высот 500, 1000, 1500, 2000, 2500 и 3000 м*. За начало их для каждой высоты принимают декаду окончательного перехода средней температуры воздуха через 0°C в сторону отрицательных значений, за конец — последнюю декаду с отрицательной температурой.

Температуру воздуха для указанных высоты определяют по данным метеостанции, расположенной на высоте 1500 м, с учетом градиента температуры, равного $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Согласно этому значению градиента время перехода температуры через 0°C на высотах 1000, 1500, 2000, 2500 и 3000 м соответствует декадам перехода

* Распределение площадей по 6 указанным зонам дано в табл. 10.3.

Таблица 10.4

Пример, вычисления модульных коэффициентов осадков на разных высотах по данным метеостанции Таштыл, расположенной на высоте 450 м

Год	500 м				1000 м				1500 м			
	холодный период	сумма осадков за холодный период, мм	модульный коэффициент осадков	холодный период	сумма осадков за холодный период, мм	модульный коэффициент осадков	холодный период	сумма осадков за холодный период, мм	модульный коэффициент осадков			
										2	3	4
1934/35	X ₃ — IV ₁	41	0,56	X ₂ — IV ₁	65	0,70	X ₂ — IV ₃	81	0,78			
.												
.												
1945/46	XI ₁ — III ₂	30	0,42	X ₃ — IV ₁	69	0,75	X ₃ — V ₁	69	0,67			
.												
.												
1952/53	X ₃ — IV ₁	77	1,05	X ₁ — IV ₁	96	1,05	X ₁ — IV ₁	96	0,92			
Сумма	—	1386	—	—	1759	—	—	1973	—			
Среднее		73			92	—	—	104	—			

температуры через -3 ; 0 ; $+3$; $+5$; $+8^\circ$ на высоте опорной станции. В табл. 10.4 календарные границы холодного периода на разных высотах указаны в графах 2, 5 и 8.

После этого по каждой из 10 метеостанций вычисляют суммы осадков за холодные периоды на всех высотах (графы 3, 6, 9). Таблица относится к одной станции Таштып. При этом в целях сокращения в табл. 10.4 приведены только высоты 500, 1000 и 1500 м. По другим 9 станциям расчеты проводят аналогичным путем.

Модульный коэффициент осадков по каждой метеостанции для данной высоты и данного года определяют как частное от деления суммы осадков за холодный период на этой высоте в данном году на среднее многолетнее их значение за холодный период на той же высоте, которая выписана внизу таблицы.

Среднее арифметическое значение из модульных коэффициентов осадков по всем 10 метеостанциям дает модульный коэффициент снегозапасов для данной высоты бассейна.

На рис. 10.6 показано изменение относительных снегозапасов с высотой в отдельные годы. Как видим, примерно, в половине лет модульные коэффициенты с высотой изменяются незначительно. В остальные годы наблюдается как возрастание, так и убывание их с высотой. Так, например, на высотах 500 и 2500 м они составляют в 1937 г. 1,51 и 0,98, а в 1949 г. — 0,59 и 1,27.

10.6.3.3. Определение показателя снегозапасов за переменный холодный период с учетом площади высотных зон и изменения нормы снегозапасов с высотой местности

В отличие от предыдущего, в этом способе учитывают изменение среднего многолетнего показателя снегозапасов с высотой местности. Поэтому его целесообразно применять для бассейнов с большим диапазоном высот. Суть расчета сводится к следующему:

— вычисляют средние многолетние значения снегозапасов для каждой высотной зоны;

— вычисляют средние многолетние значения снегозапасов для всего бассейна $\bar{S}_{\text{ср}}$ (как среднее взвешенное) с учетом доли площади бассейна для каждой зоны φ_i .

Тогда веса, с которыми учитывают норму снегозапасов каждой зоны, можно записать в виде множителей $\varphi_i \bar{S}_i / \bar{S}_{\text{ср}}$, а для получения модульного коэффициента снегозапасов всего бассейна для каждого года уравнение (10.6) можно переписать в следующем виде:

$$M = \varphi_1 \frac{\bar{S}_1}{\bar{S}_{\text{ср}}} m_1 + \varphi_2 \frac{\bar{S}_2}{\bar{S}_{\text{ср}}} m_2 + \dots + \varphi_n \frac{\bar{S}_n}{\bar{S}_{\text{ср}}} m_n. \quad (10.13)$$

Вычисление значений m_i для конкретных лет производят тем же путем, что и в предыдущем способе. Для этого используют осадки метеорологических станций, имеющихся в бассейне, в том числе и станций, расположенных в нижних его частях.

Все эти расчеты можно проводить как по данным снегомерных съемок, так и по данным об осадках на разных высотах.

В тех случаях, когда в бассейне есть несколько или хотя бы одна достаточно репрезентативная высокогорная станция и ряд предгорных станций, вертикальный градиент изменения осадков или снеготасов с высотой можно приближенно определить по формуле

$$\gamma_s = 100 (S_n - S_h) / \Delta H, \quad (10.14)$$

где γ_s — вертикальный градиент снеготасов, мм/100 м; S_h — запас воды в снеге на высокогорной станции или среднее из его значений на нескольких из них, мм; S_n — то же в нижней зоне, мм; ΔH — разность высот пунктов наблюдений, м.

Принимая приближенно градиент снеготасов постоянным для всех высот в бассейне, запас воды в снеге S на любой высоте H можно найти по выражению

$$S = S_n + 0,01 (H - H_n), \quad (10.15)$$

где S_n — запас воды в снеге в нижней зоне; H_n — средняя высота опорных станций.

По выражению (10.15) можно рассчитать распределение запаса воды в снеге по высоте в бассейне для отдельных лет и среднее за многолетний период.

Необходимо отметить, что поскольку каждый из описанных способов основан на известных допущениях, при разработке методики прогнозов сезонного стока следует испытать несколько приемов определения снеготасов и выявить наиболее эффективный из них в рассматриваемых условиях.

Для бассейнов, где модульный коэффициент снеготасов сильно изменяется с высотой местности и по годам, рекомендуют применять способы, учитывающие осадки за переменный холодный период. При этом в случаях относительно небольшого диапазона высот в бассейне показатель снеготасов можно вычислять для основной высотной зоны, где образуется большая часть стока, или для нескольких ее частных интервалов. При вычислении показателя для всего бассейна относительные величины снеготасов отдельных высотных интервалов учитывают с весом, равным их относительной площади.

Этот способ дает лучшие результаты в условиях горных рек Сибири. Однако он мало пригоден для бассейнов, где предгорья занимают сравнительно большую площадь, как например, в бассейне р. Оби. При расчете снеготасов по данным об осадках необходимо учитывать, что внутригодовое распределение осадков в ряде случаев может меняться с высотой места.

Сезонное изменение градиентов осадков по-разному может влиять на точность определения снеготасов. Если в зимний период вертикальный градиент осадков меньше, чем средний годовой, и если при расчетах пользоваться последним, то будет происходить

регулярное завывшение осадков в верхних зонах. Если это бассейн с зимним максимумом осадков, то ошибка будет сравнительно невелика, так как параметры средней годовой кривой градиентов будут определяться в основном зимними осадками и не будут существенно отличаться от средних за зимние месяцы.

Для условий Средней Азии, на примере бассейна р. Ахаргаран, было получено следующее уравнение для экстраполяции осадков с учетом переменного вертикального их градиента в течение года [33]:

$$X(H_{\text{в}}, t) = X(H_{\text{н}}, t) \delta(\Delta H), \quad (10.16)$$

где $X(H_{\text{в}}, t)$ — изменение осадков (X) на высоте ($H_{\text{в}}$) по месяцам (t); $X(H_{\text{н}}, t)$ — то же для низинной «базовой» станции; $\Delta H = H_{\text{в}} - H_{\text{н}}$ $\delta(\Delta H)$ — функция, характеризующая изменение осадков с высотой.

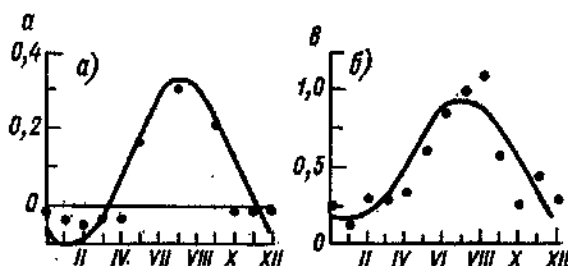


Рис. 10.7. Внутригодовое распределение значений параметров уравнения 10.17 (а и б) для бассейна р. Варзоб.

При нелинейном возрастании осадков с высотой функция может быть выражена уравнением

$$\delta(\Delta H) = a(\Delta H)^2 + b(\Delta H + 1). \quad (10.17)$$

На рис. 10.7 приведено внутригодовое изменение параметров a и b уравнения (10.17).

С развитием сети гидрометеорологических наблюдений в горных районах будет совершенствоваться и методика определения снегозапасов в бассейне. Вычисление показателей снегонакопления постепенно будет вытесняться расчетом физического запаса воды в снеге на основе изучения снегонакопления в основных высотных зонах.

10.7. Определение высоты снеговой линии

10.7.1. Общие предпосылки

По высоте снеговой линии в тот или иной момент времени можно с помощью гипсографической кривой бассейна определять площадь одновременного снеготаяния. Однако следует четко

представить себе, что имеется в виду под понятием «снеговая линия». Дело в том, что в физическом смысле снеговой линии как таковой в природе не существует, а реально в каждый момент имеется переходная зона от сплошного снежного покрова к полному его отсутствию. Весной, в период снеготаяния, эта зона может занимать существенный диапазон высот и большую площадь. Поэтому понятие «снеговая линия» носит условный характер. Под ней обычно понимают границу, выше которой покрытость местности снегом в горах составляет более 50 % площади. Определение такой границы затруднительно и не лишено субъективизма, поскольку данных о покрытости снегом в горных районах, как правило, недостаточно.

Скорость вертикального перемещения снеговой линии осенью может быть установлена по данным наблюдений над снежным покровом. При отсутствии наблюдений сроки установления снежного покрова можно приближенно определить по температуре воздуха и осадкам.

За начало установления снежного покрова на некоторой высоте принимают первую декаду с осадками после устойчивого перехода средней декадной температуры воздуха через 0°C на этой высоте. Момент установления снежного покрова определяют указанным путем для нескольких высот, а затем строят график изменения высоты снеговой линии во времени, по которому можно приближенно определить начало снегонакопления на любой высоте.

Скорость повышения снеговой линии весной при отсутствии непосредственных наблюдений может быть приближенно рассчитана по температуре воздуха и мощности снежного покрова на разных высотах. Зная запас воды в снеге на некоторой высоте, по коэффициенту стаивания нетрудно найти сумму положительных средних суточных значений температуры воздуха, необходимую для стаивания всего снега. Имея фактический ход температуры воздуха на этой высоте или рассчитав его по градиенту, можно определить дату, когда накопится эта сумма и, следовательно, растает весь снег.

При наличии в бассейне нескольких или даже одной достаточно репрезентативной горной станции и нескольких предгорных станций, время схода снега на разных высотах можно приближенно рассчитать по данным наблюдений на них. Для этого вычисляют разницу дат схода снега на соответствующих высотах и делят на интервал высоты. Полученную величину условно называют градиентом дат схода снежного покрова γ_D . Приближенно ее можно отнести ко всему диапазону высот в бассейне.

Тогда при постоянном по высоте значении γ_D дату схода снега на любой высоте (D_{H_i}) определяют по выражению

$$D_{H_i} = D_H + 0,01\gamma_D(H_i - H_H), \quad (10.18)$$

где D_H — дата схода снега в районе низинной станции, расположенной на высоте H_H ; H_i — высота, для которой рассчитывают

время схода снега. Величина γ_D выражена в сутках на 100 м высоты.

При отсутствии наблюдений за сходом снега и данных о запасах воды в снежном покрове высота сезонной снеговой линии приблизительно может быть определена по данным о стоке, температуре воздуха и зимних осадках. Ниже рассмотрим некоторые из этих способов.

10.7.2. Определение высоты снеговой линии по температуре заметного таяния

Начало увеличения расходов воды в реке несколько запаздывает по сравнению с датой перехода температуры воздуха к положительным значениям. Поэтому температура, при которой становится заметной прибыль воды, получила название температуры заметного таяния. Эта температура, очевидно, будет несколько выше тех значений, которые соответствуют началу заметной убыли снега, поскольку некоторое количество тепла тратится на прогревание снега.

Температуру заметного таяния определяют путем сопоставления хода температуры воздуха в районе гидроствора с ходом уровней (расходов) воды в начале сезона, когда заведомо известно, что снежный покров имеется на высоте гидроствора. При этом используют наблюдения за ряд лет и окончательно принимают среднее значение температуры воздуха, при котором начинается подъем уровня воды.

Такие определения для небольших рек Западного Саяна, Алтая и Заилийского Алатау показали, что из двухсот рассмотренных примеров в 85 % случаев увеличение расходов воды в русле начинается при значениях средней суточной температуры воздуха 4—6 °С. Поэтому для рассмотренных районов температуру заметного таяния принимают равной 5 °С. Естественно, что такие расчеты могут приводить к ошибочным выводам в случае резкого повышения температуры воздуха от перехода ее через 0 °С до принятой температуры заметного таяния, когда водоотдача из снега может еще не начаться. Учитывая, однако, особенности каждого конкретного района, по возможности целесообразно уточнять значение температуры заметного таяния.

Прирост уровней или расходов воды в результате притока талых вод возможен только тогда, когда изотерма, соответствующая началу заметного таяния, достигает нижней границы снежного покрова. В начале снеготаяния, когда снежный покров залегает повсеместно, приток талых вод начинается сразу же после того, как температура воздуха в нижней зоне достигает значения температуры заметного таяния. В последующем, по мере продвижения вверх снеговой линии, подъем уровней воды происходит при все более высоком ее значении. Следовательно, установив высоту изотермы заметного таяния, при достижении которой начинается

увеличение притока талых вод, можно приближенно определить высоту снеговой линии в бассейне.

Для этого строят совмещенные графики хода температуры воздуха, осадков и уровней воды за период таяния. На графиках выбирают периоды, когда отсутствовали жидкие осадки. Если в начале таких периодов температура воздуха настолько низкая, что ее колебания не оказывают влияния на изменение расходов воды, а затем она медленно повышается, то можно определить минимальное ее значение, при котором начинается повышение расходов воды. Увеличение расходов указывает на то, что изотерма заметного таяния подошла к зоне покрытой снегом. Зная высоту низинной станции H_0 , на которой учитывается температура воздуха, а также вертикальный градиент температуры, можно определить высоту снеговой линии в бассейне по формуле

$$H_{с.л} = 100 (\Theta_0 - \Theta_{з.т}) / \gamma_{\theta}, \quad (10.19)$$

где $H_{с.л}$ — высота снеговой линии, м; Θ_0 — температура воздуха на низинной станции, при которой начинается увеличение стока; $\Theta_{з.т}$ — температура заметного таяния, установленная для рассматриваемого района; γ_{θ} — вертикальный градиент температуры воздуха. (Например, как указано выше, $\gamma_{\theta} = 5^{\circ}\text{C}$). Уравнение (10.19), применяемое для определения высоты снеговой линии, подразумевает, что снега на высоте H_0 нет и поэтому разность $\Theta_0 - \Theta_{з.т}$ тем больше, чем выше снеговая линия.

10.7.3. Определение высоты снеговой линии по данным о талом стоке и температуре воздуха

Количество талой воды, образующейся в бассейне за некоторый период времени, определяют площадью одновременного снеготаяния и притоком тепла на эту площадь. Площадь одновременного таяния зависит от положения верхней и нижней границ зоны таяния.

Верхняя граница зоны таяния может быть приближенно определена по положению нулевой изотермы. Зная эту высоту и приток тепла к отдельным высотным зонам, можно приближенно определить площадь таяния а, следовательно, и высоту снеговой линии.

Слой талой воды, поступающей на бассейн при постоянном коэффициенте стаивания k_s , будет равен:

$$y_c = k_s \sum_{H_{с.л}}^{H_0} \varphi_i \left[\Theta_0 - \gamma_{\theta} \frac{(H_{с.л} - H_0)}{100} \right], \quad (10.20)$$

где Θ_0 — температура воздуха на высоте низинной станции; γ_{θ} — вертикальный градиент температуры; $H_{с.л}$ — высота снеговой линии, м; H_0 — высота нулевой изотермы (тыла снеготаяния); H_0 — высота низинной станции, м; φ_i — площадь высотных зон одновременного таяния в долях площади бассейна.

На рис. 10.8 приведен расчетный график определения высоты снеговой линии для бассейна Тубы до Бугуртага ($F=30300 \text{ км}^2$) по данным о расходах воды Тубы у Бугуртага и температуре воз-

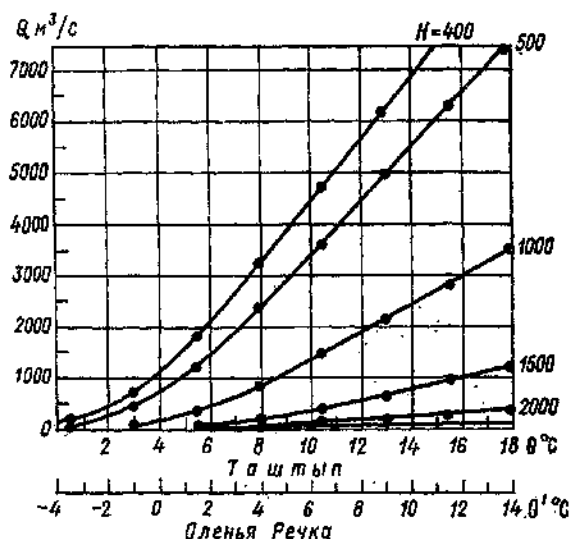


Рис. 10.8. Расчетный график определения высоты снеговой линии (м).

Θ — температура воздуха на ст. Таштып, $^{\circ}\text{C}$; Θ' — температура воздуха на ст. Оленья Речка, $^{\circ}\text{C}$; Q — расход воды р. Тубы (п. Бугуртаг).

духа на ст. Таштып или Оленья Речка. Описанный способ пригоден для районов с относительно небольшим дождевым стоком, в частности, для условий Алтая и Саян, где дождевой сток за период таяния не превышает 15—20 %.

Глава 11. Прогнозы стока за вегетационный период и его распределения во времени

Сток за период вегетации, как и за период половодья (см. главу 1), можно выражать в единицах объема (м^3 , км^3), в слое стока (мм) и в виде среднего секундного расхода воды за интересующий период ($\text{м}^3/\text{с}$).

Для рек, берущих начало в высокогорье, питание которых на 50—70 % составляют воды от таяния сезонного снега, можно разрабатывать методы прогнозов стока с большой заблаговременностью — на весь период вегетации в виде зависимостей этого стока от накопленных запасов воды в снежном покрове.

Различия конкретных методик прогнозов состоят, как правило, в способах вычисления запасов воды в снеге или их показателей. Подробно эти способы описаны в главе 10.

В качестве дополнительных факторов в методику прогнозов стока отдельных рек за период вегетации можно вводить показатели предзимнего увлажнения бассейна и осадки за период за-благовременности прогноза. Нередко эффективность методики прогнозов повышает учет многолетнего подземного (базисного) стока Q_0 , который обычно определяют по наименьшему предвесеннему расходу воды. Если по годам он мало изменяется, то его принимают постоянным, если сильно, то при разработке методики целесообразно в каждом году определять свой базисный сток. Тогда ожидаемый сток Q выразится суммой, т. е.

$$Q_{IV-IX} = Q_b + Q_0, \quad (11.1)$$

где Q_b — средний расход талой воды за период вегетации за вычетом базисного стока; Q_0 — базисный сток.

11.1. Отбор аргументов при использовании множественной корреляции в прогнозах весенне-летнего стока

При разработке корреляционных методов прогноза стока горных рек часто возникает вопрос о репрезентативности наблюдений за осадками или снежным покровом по отдельным станциям, когда их данные существенно отличаются друг от друга, а из-за общей ограниченности информации нельзя сделать вывод о причинах несогласованности этих данных. Поэтому при ограниченном числе станций иногда в качестве аргументов используют не средние значения снегозапасов или осадков в бассейне, а непосредственно данные отдельных пунктов наблюдений. Такой подход к множественной корреляции можно использовать, когда методику прогноза разрабатывают для относительно больших бассейнов, где частные водосборы существенно различаются по условиям формирования стока. В этом случае вопрос о выборе наиболее информативных станций должен решаться путем корреляционного анализа. При этом необходимо иметь в виду следующее.

Во-первых, при отборе станций с наблюдениями об осадках или снежном покрове необходимо выявить, какие из частных бассейнов наиболее характерны с точки зрения формирования талого стока (их вклад в общий сток исследуемого бассейна, высотное положение, условия снегонакопления, репрезентативность для соседних частных водосборов и др.). Только после такого анализа можно выделить те станции, из числа которых следует в дальнейшем отбирать наиболее информативные.

Во-вторых, помнить о некорректности таких приемов, как отбор аргументов, коэффициент корреляции которых со стоком наибольший.

Информативность данных в рассматриваемом случае нужно определять в зависимости от степени увеличения общего коэффициента множественной корреляции с вводом каждого нового аргумента, поскольку на общий коэффициент множественной корреляции влияет также и степень корреляции между самими аргументами. Поясним это на примере зависимости с двумя аргументами.

Общий коэффициент множественной корреляции, как известно, в этом случае равен

$$R_{0,12} = \sqrt{(r_{01}^2 + r_{02}^2 - 2r_{01}r_{02}r_{21})/(1 - r_{21}^2)}, \quad (11.2)$$

где индекс «0» относится к искомой переменной, а индексы «1» и «2» к аргументам.

Как следует из формулы (11.2), высокая степень корреляции между аргументами влечет за собой, как правило, снижение общего коэффициента корреляции. Более наглядно это видно на рис. 11.1 а, б, в. Каждый график на рисунке соответствует заданным значениям коэффициентов корреляции между зависимой переменной и одним из аргументов.

Так, пусть в бассейне имеем три станции с наблюдениями за снежным покровом (или осадками), а, исходя из объема выборки (например 20 членов), вводить в расчет данные более двух станций нельзя.

Соответствующие парные коэффициенты корреляции для имеющих трех станций равны:

$$r_{01} = 0,8, \quad r_{02} = 0,7 \text{ и } r_{03} = 0,5,$$

$$r_{21} = 0,8, \quad r_{31} = 0,1 \text{ и } r_{23} = 0,4.$$

Тогда $R_{0,12} = 0,81$, $R_{0,13} = 0,91$ и $R_{0,23} = 0,74$.

Следовательно, более целесообразно ввести в расчет показания первой и третьей станции, а не первой и второй. Отсюда следует общий вывод: необходимо вычислить значения всех парных коэффициентов корреляции, поскольку заранее неизвестно, какие аргументы будут отобраны для окончательного вычисления общего коэффициента множественной корреляции.

В математической статистике для отбора аргументов, введение которых в расчет приводит к наибольшему увеличению общего коэффициента множественной корреляции, используют прием просеивания, называемый иногда пошаговой корреляцией.

Суть этого приема состоит в последовательном исключении влияния отобранных наиболее эффективных аргументов путем вычисления так называемых частных коэффициентов корреляции, которые характеризуют тесноту связи между переменными при исключении влияния отобранных уже для расчета аргументов [44].

Частные коэффициенты корреляции носят лишь познавательный характер, поскольку они не позволяют непосредственно оценить ни прирост, ни сам общий коэффициент множественной корреляции, а лишь указывают, какие из аргументов следует включать в расчет [7]. Все вычисления общих коэффициентов множествен-

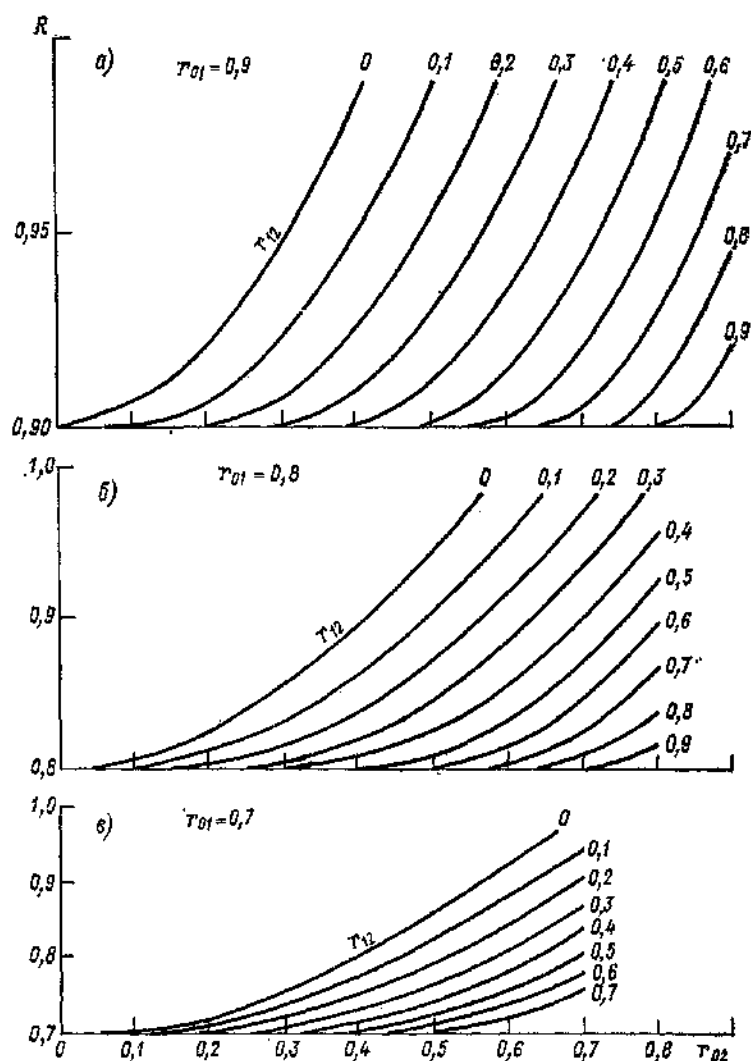


Рис. 11.1. Зависимость общего коэффициента множественной корреляции R от парных коэффициентов корреляции.

r_{01} — первый аргумент с искомой функцией; r_{02} — то же второй аргумент; r_{12} — парный коэффициент корреляции между аргументами.

ной корреляции производят по данным парных коэффициентов корреляции. Для вычисления общего коэффициента множественной корреляции используют следующую формулу:

$$R = \sqrt{1 - D_0/D_{00}},^*$$
(11.3)

где D_0 — определитель исходной симметричной корреляционной матрицы; D_{00} — первый минор определителя D_0 .

Определители D_0 и D_{00} вычисляют путем постепенного снижения их порядков [7]. Эти расчеты громоздки и здесь мы их не приводим, поскольку программа для всех расчетов на ЭВМ опубликована в работе [70].

При использовании приема пошаговой корреляции следует всегда иметь в виду, что ему должен предшествовать строгий физический анализ, подтверждающий обоснованность предварительного перечня аргументов, из которых предстоит отобрать наиболее информативные. Если же отбор факторов чисто эмпирический, без предварительного анализа, то ближайший последующий период, не вошедший в разработку, может совершенно опрокинуть порядок кажущегося значения этих предикторов. Практика использования пошаговой корреляции при разработке зависимостей для прогноза стока (например, дождевого стока с заблаговременностью несколько месяцев) с привлечением большого числа аргументов без строго физического обоснования показывает, что несмотря на формально полученную достаточную для использования точность, спустя некоторый период времени такие зависимости начинают «рассыпаться». Попытка уточнить зависимости путем подбора новых предикторов приводит к тем же результатам. Нельзя также считать убедительным доказательство физической обоснованности предикторов, отобранных чисто статистическим путем. Если в уравнение регрессии введено большое число аргументов, всегда можно привести правдоподобные доводы для их использования. Однако статистическая устойчивость уравнения регрессии от этого не повысится [44, 95].

В связи с массовым внедрением быстродействующих ЭВМ появилось стремление использовать при разработке методов гидрологических прогнозов как можно больше аргументов. Увеличение же числа аргументов при сравнительно коротких рядах наблюдений приводит к потере статистической устойчивости уравнений регрессии. Действительно, как показывает опыт, например, [14], нельзя быть уверенным, что обнаруженная в данной выборке корреляция близка к корреляции для генеральной совокупности. Нельзя считать корректным использование «составных» аргументов, когда из очень большого числа факторов отбирают чисто статистически большое число аргументов, каждый из которых обеспечивает наибольший коэффициент корреляции с искомой переменной. Затем из этого большого числа аргументов составляют

* При двух аргументах формула (11.3) приводит к формуле (11.2).

обобщенные аргументы, формально отвечающие требованиям, предъявляемые к объемам выборки. Судьба таких зависимостей не отличается от тех, в которые вошло избыточное число необоснованных аргументов.

Стандартная погрешность коэффициента корреляции может быть приблизительно определена по уравнению

$$s_R = (1 - R^2) / \sqrt{N - m}, \quad (11.4)$$

где N — объем выборки; m — число аргументов.

Таблица 11.1

Значения коэффициентов множественной корреляции R в случайных выборках различного объема N , которые можно получить при минимальном значении коэффициента корреляции в генеральной совокупности $R'_{\min}$

N	Число аргументов m											
	1	3	5	7	1	3	5	7	1	3	5	7
	$R'_{\min} = 0$				$R'_{\min} = 0,5$				$R'_{\min} = 0,7$			
3	0,81	—	—	—	0,90	—	—	—	0,95	—	—	—
10	0,60	0,81	0,93	0,99	0,81	0,88	0,95	0,99	0,89	0,93	0,97	0,99
15	0,50	0,69	0,80	0,89	0,76	0,82	0,87	0,92	0,87	0,89	0,92	0,95
20	0,43	0,60	0,71	0,79	0,73	0,77	0,82	0,86	0,85	0,86	0,89	0,92
30	0,35	0,50	0,59	0,66	0,70	0,72	0,76	0,79	0,83	0,84	0,85	0,88
40	0,30	0,43	0,51	0,58	0,67	0,69	0,72	0,75	0,82	0,82	0,83	0,85
50	0,27	0,39	0,46	0,52	0,65	0,67	0,69	0,72	0,80	0,81	0,82	0,83
75	0,22	0,32	0,38	0,43	0,63	0,64	0,64	0,68	0,79	0,79	0,78	0,80
100	0,19	0,28	0,33	0,37	0,61	0,62	0,63	0,65	0,77	0,77	0,78	0,78

Однако это уравнение не может быть использовано при малых выборках. Поэтому надежность вычисления коэффициентов корреляции должна оцениваться более строгими приемами, излагаемыми в курсах математической статистики. Эти приемы могут быть представлены в простой форме для практического использования (табл. 11.1). В этой таблице приведены значения коэффициентов корреляции в случайных выборках различного объема и при различном числе аргументов, по которым можно оценить минимальный коэффициент корреляции в генеральной совокупности. Из данных таблицы следует:

1) чем больше число аргументов, тем больше вероятность получить случайно высокий коэффициент корреляции. Так, если при объеме выборки в 20 членов и при тех аргументах получен коэффициент корреляции $R=0,60$, то в среднем в 19 из 20 выборок можно только полагать, что истинный коэффициент корреляции будет больше нуля;

2) с увеличением объема выборки вероятность получения случайного коэффициента корреляции уменьшается. Так, при объеме

выборки в 50 членов и полученном коэффициенте корреляции 0,8—0,85 можно с той же вероятностью ожидать, что истинный коэффициент корреляции будет больше 0,7;

3) при практических расчетах, для того чтобы можно было ожидать истинный коэффициент корреляции больше 0,6, желательно использовать при одном аргументе объем выборки не менее 20 членов при условии, что в результате расчетов коэффициент корреляции будет порядка 0,75—0,80. При выборке в 40 членов можно вводить при том же условии уже 4 аргумента, а при выборке более 50 членов можно допускать, как крайний случай, один аргумент на 7—8 членов ряда.

Приведенные выводы справедливы, как было отмечено выше, при условии строгого физического анализа отбираемых для расчета аргументов. Если же рассматривать все факторы, которые только можно ввести в анализ и отбирать для последующих расчетов среди них же те, с которыми обнаруживается наиболее высокая корреляция, то возможный коэффициент корреляции в генеральной совокупности, соответствующий корреляции, наблюдаемой в выборке, будет еще более низким и, следовательно, пользоваться табл. 11.1 в этих условиях нельзя [44].

11.2. Прогноз стока за период вегетации по запасам воды в снежном покрове

Одно из существенных отличий долгосрочных прогнозов стока горных рек от подобных прогнозов для равнинных рек, как известно, состоит в том, что для последних существует возможность определять с той или иной точностью абсолютный запас воды в снежном покрове. Для горных, а особенно высокогорных бассейнов, получить снегозапасы практически не удается. Поэтому при разработке методик долгосрочных прогнозов стока горных рек Средней Азии и Кавказа прямые измерения запасов воды в снежном покрове имеют ограниченное применение. Только для некоторых рек удастся найти зависимости между стоком за период вегетации и измеренными запасами воды в снежном покрове. При этом могут быть использованы максимальные за зиму либо измеренные перед началом периода вегетации (конец марта) снегозапасы, которые также являются показателями снегонакопления.

При использовании таких измерений в качестве аргументов при разработке прогностических зависимостей целесообразно предварительно произвести отбор наиболее репрезентативных измерений и исключить явно аномальные данные. Например, расположенные на перевалах снегопункты могут давать искаженные данные о снеге в бассейне из-за воздействия ветра на его распределение. Измерения могут относиться к участкам, подверженным возникновению лавин и других факторов, и не отражать в достаточной мере характеристики снежного покрова окружающей местности. С другой стороны, могут оказаться мало информативными для прогнозов

стока на вегетационный период данные по снеготочкам, расположенным в предгорьях или нижних зонах.

Примеры простейших корреляционных зависимостей для прогнозов стока за период вегетации рассмотрим ниже.

Уравнение для прогноза притока воды в Андижанское водохранилище за шесть месяцев периода вегетации имеет следующий вид:

$$Q_{IV-VI} = 0,72S_{III} + 89, \quad (11.5)$$

где Q_{IV-VI} — ожидаемый средний расход воды за период вегетации, $м^3/с$; S_{III} — средний запас воды по шести снеготочкам в конце марта, мм.

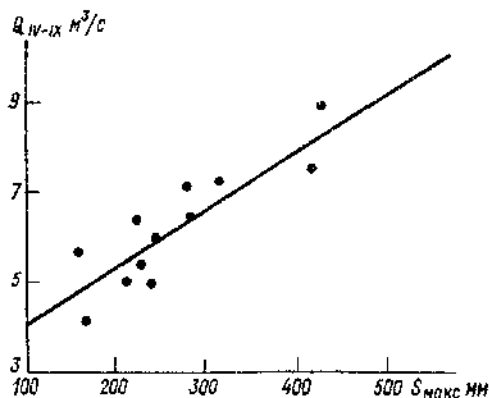


Рис. 11.2. Зависимость среднего за вегетационный период расхода воды р. Б. Алмаатинки в двух километрах ниже р. Тересбутак (Q_{IV-VI}) от максимальных снегозапасов (S_{max}).

Параметры уравнения (11.5) найдены методом наименьших квадратов по 25-летнему ряду наблюдений. Коэффициент корреляции r равен $0,69 \pm 0,07$.

Связь стока за период вегетации на р. Б. Алмаатинка с максимальными за зиму снегозапасами значительно теснее (рис. 11.2). Характеристику этих снегозапасов рассчитывали как средневзвешенную по маршрутным снегосъемкам, проводимым в соседнем бассейне р. М. Алмаатинки в интервале высот 1,0—3,5 км, при этом учитывали площади высотных зон, а запас воды в снежном покрове для каждой зоны определяли как среднее арифметическое из значений, измеренных на снеготочках, находящихся в данной зоне.

Подобная зависимость, полученная по данным наблюдений в экспериментальном бассейне р. Варзоб (п. Дагана), приведена рис. 11.3. Хотя точек на графике мало, однако максимальные снегозапасы, входящие в качестве аргумента в эту зависимость, рассчитывали по результатам массовых снегосъемок в бассейнах притоков р. Варзоб и в ее долине. Снегосъемки производились в интервале высот между 1,0 и 4,2 км (ледник Якарча) и захватывали большую часть высотных зон бассейна. Показатель снегозапасов

вычислен с учетом площадей высотных зон в виде средневзвешенной величины. Высотный интервал между верхней и нижней границами зоны составлял 0,4 км.

Выбор между максимальными и измеренными перед началом сезона запасами воды в снежном покрове зависит, с одной стороны, от условий проведения снегосъемок в бассейне, с другой — от физико-географических условий, в которых находится бассейн реки.

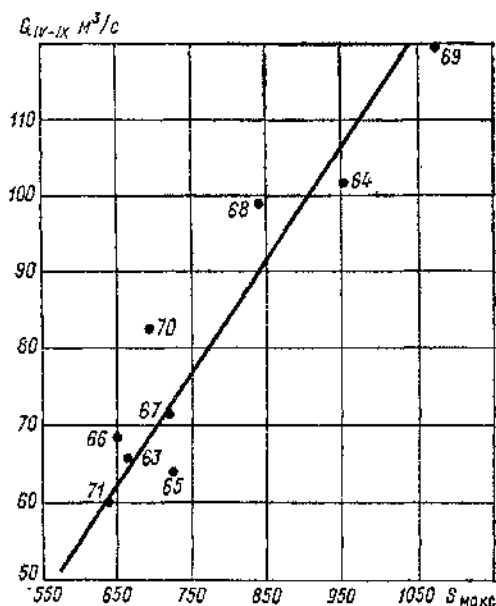


Рис. 11.3. Зависимость среднего за вегетационный период расхода воды р. Варзоб у п. Дагана ($Q \text{ м}^3/\text{с}$) от максимальных запасов воды в снежном покрове (S_{max}).

При этом учитывают следующие обстоятельства. Измеренные перед началом периода вегетации снегозапасы относятся примерно к одному моменту времени, даты же наступления максимума снегозапасов могут сильно различаться по высотным зонам. Поэтому при установлении прогностической зависимости имеет смысл для повышения ее надежности к значениям максимальных запасов воды в снежном покрове каждой высотной зоны прибавлять осадки, выпадающие в твердом виде от момента наступления максимума снегозапасов до момента составления прогноза.

11.3. Прогнозы стока за период вегетации по осадкам

Накопленный опыт в области разработки методов гидрометеорологических прогнозов стока горных рек показывает, что наиболее распространенной характеристикой общего количества влаги, имеющейся в бассейне к моменту составления прогноза стока за период вегетации, является сумма осадков за холодный период.

Во многих случаях эта характеристика более показательна по сравнению с измеренными снегозапасами. Последние в горах часто не отражают в достаточной степени действительные запасы снега во всем бассейне. Как известно, снежный покров в условиях расчлененного рельефа горной местности подвержен существенному переформированию под воздействием ветра, оттепелей и лавин, что приводит к большой неравномерности распределения снежного покрова по площади бассейна, а многие части бассейнов практически недоступны для снегомерных работ.

Методы подсчета осадков в качестве показателя накопленных влагозапасов описаны в главе 10. Напомним, что вопросы выбора периода суммирования осадков, числа репрезентативных наблюдательных станций и принятия способа осреднения осадков решают на основе анализа физико-географических условий, в которых находится бассейн, в зависимости от расположения станций, качества наблюдений и априорных представлений о взаимосвязи накопления снега на тех или иных высотах со стоком воды. Окончательный выбор наиболее репрезентативных станций может быть осуществлен методом просеивания (см. п. 11.1). Порядок определения периода суммирования осадков также изложен в главе 10.

Приведем несколько примеров методик для прогнозов стока за период вегетации с использованием в качестве аргументов сумм осадков.

Уравнение для предвычисления притока воды (Q_{IV-IX}) к Андижанскому водохранилищу за период с апреля по сентябрь имеет следующий вид:

$$Q_{IV-IX} = 179m_c - 0,2$$

$$\text{или} \quad Q_{IV-IX} = 21,5m_1 + 77,0m_2 + 20,1m_3 - 0,2, \quad (11.6)$$

где m_1 , m_2 — модульные коэффициенты сумм осадков с октября по март соответственно по станциям Гульча (1542 м) и Кызылджар (223 м); m_3 — модульный коэффициент средней арифметической суммы осадков за тот же период по четырем станциям: Саламарик (1289 м), Донгуз (1360 м), Тассай (1244 м) и Актерек-Гава (1748 м); m_c — средневзвешенное значение модульных коэффициентов осадков m_1 , m_2 , m_3 .

В уравнениях (11.6) данные наблюдений по станциям Гульча и Кызылджар характеризуют увлажнение северных склонов Алайского хребта — левобережной части водосбора р. Карадарьи выше Андижанского водохранилища, данные по остальным четырем станциям характеризуют увлажнение юго-западных склонов Ферганского хребта — правобережной части водосбора водохранилища.

Параметры в первом уравнении (11.6) находят с помощью метода наименьших квадратов, во втором уравнении — путем перемножения параметра при m_c на веса, которые придают модульным коэффициентам m_1 , m_2 , m_3 при вычислении средневзвешенного их значения. Сами веса соответствуют долям стока отдельных прито-

ков в общем стоке основной реки. Так, модульным коэффициентам осадков по ст. Гульча придают вес, равный 0,12 — соответственно доле стока р. Куршаб у п. Кочко-Ата в общем притоке в Андижанское водохранилище; осадкам по ст. Кызылджар 0,45 — соответственно доле стока р. Тар у п. Чалма; по остальным четырем станциям 0,43 — соответственно доле стока р. Каракульджа у п. Акташ и рек Яссы и Зергер.

Пример зависимости притока воды в Токтогульское водохранилище за вегетационный период от суммы осадков с октября по

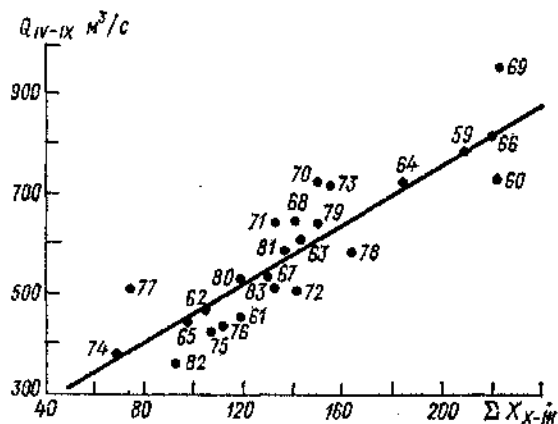


Рис. 11.4. Зависимость притока воды в Токтогульское водохранилище за вегетационный период (Q_{IV-IX}) от суммы осадков с октября по март (ΣX_{X-III}).

март приведен на рис. (11.4). Аргументом в этой зависимости служит среднеарифметическое значение осадков по шести следующим станциям (в скобках после их названий даны высоты): Сусамыр (1060 м), устье р. Тосс (1530 м), Ат-Баши (2025 м), Арпа (3000 м), Тянь-Шань (3614 м) и Тюя-Ашу (3225 м).

Подобную же зависимость применяют для прогнозирования стока р. Амударьи выше Каракумского канала. В аналитическом виде она имеет вид

$$Q_{IV-IX} = X_{X-III} + 800, \quad (11.7)$$

где X — сумма осадков с октября по март, которую вычисляют как взвешенную по наблюдениям на 12 метеостанциях по следующей формуле:

$$X_{X-III} = 1,92\bar{X}_1 + 1,28\bar{X}_2 + 1,4\bar{X}_3, \quad (11.8)$$

здесь $\bar{X}_1$ — средняя арифметическая сумма осадков по станциям Душанбе, Рамит; $\bar{X}_2$ — то же по станциям Комсомолабад, Гарм,

Тавиль-Дара, Алтын-Мазар, Сарыташ, ледник Федченко; $\bar{X}_3$ — то же по станциям Джаушангоз, Хорог, Куляб.

На Кавказе, в бассейнах, где твердые осадки превышают 40—50 % общей суммы осадков, участвующих в формировании половодья, можно получать зависимости для прогноза стока с апреля по сентябрь, подобно описанным выше. Продолжительность же периода суммирования осадков лучше подбирать опытным путем, так как влияние осеннего увлажнения бассейнов на будущий сток для некоторых бассейнов здесь выше, чем в районах Средней Азии.

Как показывает опыт, повышение эффективности методики прогноза стока за период вегетации для рек Кавказа иногда возможно путем привлечения характеристик циркуляции атмосферы. Например, при разработке такой методики для р. Кубань наряду с суммой осадков за холодный период использован индекс атмосферной циркуляции [9]

$$Q_{VI-IX} = 0,5m + 0,3I_{XI} + C, \quad (11.9)$$

где Q_{VI-IX} — средний расход воды с апреля по сентябрь; m — средний из модульных коэффициентов сумм осадков по нескольким станциям за холодный период; I_{XI} — индекс атмосферной циркуляции за ноябрь предшествующего года, который приближенно характеризует отклонение от нормы погодных условий будущего лета; C — константа.

Вопрос о целесообразности привлечения дополнительных характеристик в виде индексов циркуляции атмосферы решают с учетом длины ряда наблюдений. Необходимо, чтобы при двух аргументах на каждую переменную приходилось как минимум по 15 лет при $S/\sigma \leq 0,75$ в зависимой выборке. Кроме того, надежность полученных уравнений полезно проверять по 5—6 годам независимой выборки.

11.4. Учет влияния оттепелей и весенних жидких осадков при прогнозе стока за вегетационный период

Расходование снега во время зимних и предвесенних оттепелей необходимо учитывать при разработке методов прогнозов для рек, значительная часть водосборов которых находится в нижних зонах с неустойчивым снежным покровом. Уменьшение снегозапасов под влиянием оттепелей можно определить двумя способами. Один из них основан на сведениях о зимних лаводках, вызванных таянием снега во время оттепелей, путем решения обратной задачи — по стоку за оттепели оценивают приблизительное стаивание снега; другой способ заключается в решении прямой задачи — расчет стаивания снега по положительным среднесуточным значениям температуры воздуха.

В первом способе слой стока зимних паводков определяют непосредственно по гидрометрическим данным как разность между общим зимним стоком и базисным (подземным) стоком. Далее по многолетним данным оценивают при возможности коэффициент стока для талых и дождевых вод путем сопоставления объемов воды, стекших за время оттепелей, с количеством стаявшего снега за оттепели, рассчитанным по температуре воздуха.

При отсутствии данных наблюдений для интересующей реки могут быть привлечены соответствующие данные в бассейне реки-аналога. Убыль снегозапасов за время оттепелей перед составлением прогноза определяют путем умножения слоя стока за период зимних паводков на величину, обратную коэффициенту стока. Для рек Закавказья, таких, например, как Арагви, коэффициент стока талых и дождевых вод в зимний период можно принимать равным 0,5.

Во втором способе сумму положительных среднесуточных значений температуры воздуха за период оттепелей умножают на коэффициент стаивания снега. Последний для горных районов определяют эмпирически по данным параллельных наблюдений за уменьшением снега и ходом положительных значений температуры воздуха, либо принимают по литературным источникам в пределах 2,5—5,5 мм/°С среднесуточной температуры воздуха в зависимости от степени залесенности водосбора. В указанных пределах коэффициент стаивания можно подобрать, ориентируясь на тесноту эмпирической зависимости при том или ином его значении. Существуют также способы определения этого коэффициента, в которых учитывают широтное положение бассейна, высоту зоны и время года [90].

При расчетах стаивания снега следует учитывать водоудерживающую способность снега. С помощью вертикального распределения температуры воздуха оценивают площадь бассейна, одновременно охватываемую таянием, а сумму положительных значений температуры воздуха подсчитывают по высотным зонам.

Если снегозапасы определяют в виде индексов или модульных коэффициентов сумм осадков за какой-либо календарный период, то влияние оттепелей учитывают путем введения в эмпирическую зависимость дополнительной переменной в виде суммы положительных значений температуры воздуха за период оттепелей или в виде слоя стока за зимние месяцы или за период оттепелей. В бассейнах, где снегозапасы меньше 40—50 % общей суммы осадков, участвующих в формировании половодья, при прогнозе стока за продолжительный период приходится учитывать жидкие осадки. В одних случаях удается определить достаточно надежную зависимость для прогнозов с учетом данных о жидких осадках за месяц до составления прогноза, в большинстве же случаев зависимость улучшается только за счет значения осадков за период заблаговременности прогноза. Однако прогнозы осадков на срок больше месяца не выпускаются. Поэтому использование таких зависимостей ограничено.

11.5. Прогнозы стока на период вегетации при отсутствии данных измерения осадков и снегозапасов

Редкая сеть наблюдений над осадками и снежным покровом в горах вызывает необходимость использования данных по соседним бассейнам или привлечения аэросиноптических методов для приближенной оценки снегонакопления. Широкого применения последний путь, однако, не получил из-за недостаточной его надежности. Его применение оправдано в тех случаях, когда другие пути не дают положительного результата.

Показателем возможного накопления осадков за холодный период является содержание влаги в атмосфере, которое рассчитывают по данным радиозондирования атмосферы. Согласно имеющемуся опыту в качестве характеристики влагосодержания W принимали количество воды, которое может выделиться из атмосферы между изобарическими поверхностями 900 и 600 гПа. Что касается продолжительности нахождения воздушной массы над бассейном и продолжительности осадков, то ее определяли по синоптическим картам с точностью, с которой это возможно сделать по числу сроков составления этих карт. Скорость воздушных потоков над бассейном может быть определена на уровне 70 гПа по данным шаропилота. Отсюда индекс возможного количества зимних осадков I_X определяют по формуле [68].

$$I_X = a \sum_{i=1}^{i=n} W_i t_i v_i, \quad (11.10)$$

где a — постоянная, зависящая от принятой для данного бассейна ширины фронта поступления воздушных масс на бассейн; W — влагосодержание в столбе воздуха высотой 3 км, мм; t — продолжительность периода выпадения осадков, сут; v — скорость воздушных потоков во время выпадения осадков на уровне 700 гПа, км/ч; n — число периодов выпадения осадков; i — номер периода с выпадением осадков.

11.6. Прогнозы стока для бассейнов рек со значительным оледенением

Успех разработки методов прогнозов стока для рек, существенная доля площади бассейнов которых занята ледниками, во многом зависит от точности расчета предполагаемого поступления воды от таяния этих ледников за период заблаговременности прогноза. Сток ледниковых вод в значительной степени находится под влиянием двух факторов: температуры воздуха и сезонного запаса снега на леднике. Первый фактор с большой заблаговременностью

в настоящее время определить невозможно. А влияние второго удастся приблизительно оценить с помощью установления зависимостей между известными к моменту составления прогноза запасами воды в снежном покрове в высотных зонах, в которых расположены ледники, и будущим ледниковым стоком. Запасы воды в снеге определяются любым доступным способом. Ледниковый сток приблизительно выделяется на гидрографе с учетом хода температуры воздуха в бассейне данной реки и с привлечением до-

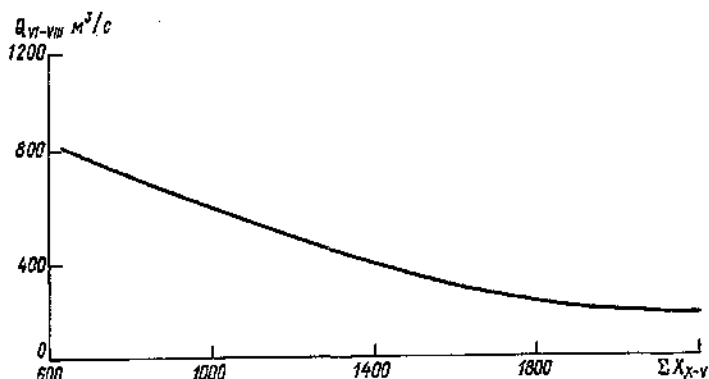


Рис. 11.5. Зависимость ледникового стока (Q $\text{м}^3/\text{с}$) р. Вахш с июня по август от количества осадков с октября по май (ΣX_{X-v}) при среднем многолетнем значении суммы положительной температуры воздуха за расчетный период 590°C .

полнительных данных о стаивании снежного покрова на высоте ледников. Опыт говорит о том, что чем больше запасы снега, тем при прочих равных условиях позже сходит сезонный снег и тем меньше оказывается продолжительность таяния ледников. Это, естественно, ведет к снижению ледникового стока по сравнению со среднемноголетними условиями.

В ряде бассейнов Средней Азии и Кавказа существенную роль в формировании стока играет ледниковая составляющая. Метод ее определения описан в главе 8 на примере бассейна р. Вахш, где ледники занимают около 4000 км^2 . Ледниковая часть стока р. Вахш в июле — августе больше изменяется от года к году, чем сток от сезонных осадков, поэтому решение задачи прогноза общего стока этой реки за вегетационный период в значительной степени зависит от возможностей определения его ледниковой составляющей. Зависимость, приведенную на рис. 8.4, можно отнести к типу расчетных, однако если использовать достаточно надежные сезонные прогнозы температуры воздуха, то эту зависимость можно применять и в качестве прогностической. При отсутствии надежного прогноза температуры воздуха на период заблаговременности гидрологического прогноза ожидаемый ледниковый сток на период июнь — август можно приблизительно рассчитать по его зависимости

от суммы осадков за период с октября по май при известной среднемноголетней сумме положительных значений температуры воздуха (590°) за период июнь—август (рис. 11.5).

Чтобы составлять прогноз общего стока за тот же период, необходимо, кроме ледниковой его составляющей, прогнозировать еще и снеговую составляющую, которая зависит главным образом от оставшихся в бассейне запасов воды в жидком и твердом виде.

Имеющийся опыт [1] выделения ледникового стока по зависимости (8.4) и снегового стока как разности общего и ледникового, а также опыт нахождения прогностических зависимостей для каждого вида стока раздельно показал, что критерий качества методики прогнозов снегового стока (S/σ) почти в 2 раза меньше, чем S/σ методики прогноза общего стока в период вегетации. Повышения надежности прогнозов общего стока рек, существенную роль в питании которых играет ледниковая составляющая, следует ожидать на пути использования прогнозов температуры воздуха.

11.7. Прогноз распределения стока за вегетационный период во времени

Неравномерность распределения запасов снега по высоте в горных бассейнах и неодновременность его таяния создают предпосылки для прогнозов распределения стока по месяцам в течение вегетационного периода. При разработке методов таких прогнозов используют несколько подходов.

Один из них основан на связи между показателями снегозапасов в бассейне и объемом стока за период вегетации. Если эта связь надежна, то переходят к построению среднемноголетнего гидрографа стока с апреля по сентябрь в относительных единицах. Такой гидрограф служит типовым распределением месячного стока, который выражают обычно в виде среднего расхода воды (рис. 11.6).

Второй способ прогноза распределения стока по месяцам в период вегетации заключается в построении связи между характеристикой снегозапасов в бассейне и стоком каждого месяца вегетационного периода

$$Q_i = f\left(\sum_{j=1}^{i=n} X_j\right); \quad Q_i = f(X_{X-\text{III}}, Q_i), \quad (11.11)$$

где i — номер месяца, считая первым апрель; X_j — месячные суммы осадков (модульные коэффициенты или измеренные снегозапасы в j -м месяце за период, предшествующий моменту составления прогноза.

по среднему распределению. Учет этого влияния можно приближенно осуществить следующими способами.

Один из них сводится к типизации распределения снеготазпасов с высотой, выраженных в модульных коэффициентах, и установлению связи между типом распределения снеготазпасов и характером распределения стока во времени. Для приближенного прогноза распределения стока за вегетационный период достаточно выделить три типа распределения модульных коэффициентов снеготазпасов и соответствующих им типов распределения стока: 1 — близкий к среднемноголетнему; 2 — с относительно многоводными первыми месяцами вегетационного периода (апрель — май или апрель — июнь); 3 — с относительно многоводными месяцами во второй половине периода. Ожидаемое распределение стока по месяцам определяют в соответствии с типом распределения снеготазпасов с высотой в конкретном году, а абсолютный месячный сток вычисляют по предсказуемому среднему расходу воды за весь период вегетации.

Другой способ учета влияния характера распределения снеготазпасов с высотой на распределение стока основан на применении математических моделей формирования стока в горах. Одна из таких моделей описана в главе 13.

Глава 12. Прогнозы месячного и квартального стока горных рек

12.1. Общие предпосылки

Прогнозы стока горных рек за квартал и месяц, как и прогнозы стока за вегетационный период, основаны главным образом на использовании эмпирически установленных зависимостей величин интересующего стока от обуславливающих его факторов. Выбор аргументов определяется закономерностями формирования стока в бассейне реки. Сток складывается из трех видов поступления воды: притока подземных вод, притока талых вод и притока от жидких осадков. Соотношение перечисленных видов поступлений изменяется в зависимости от физико-географических условий, в которых находится бассейн, и фазы развития половодья.

Так, на Кавказе снег сходит в основном к концу июня. В горах Средней Азии снеготаяние к концу мая достигает высот 3500—3700 м, а к концу июня — 4000—4200 м над ур. м. Площади водосборов, расположенные выше 4000 м, относительно невелики. Однако из-за большой продолжительности холодного периода на них, как правило, скапливаются значительные запасы воды в снежном покрове, которые могут играть существенную роль в формировании июльского, а в отдельные годы и августовского стока рек, берущих начало в высокогорье. В большинстве бассейнов рек Си-

бири снег сходит в предгорьях к концу мая, а в бассейнах с максимальными высотами до 2—3 тыс. м — к концу июня, и лишь в высокогорьях в годы с большими снегозапасами — в июле.

Выпадение жидких осадков нередко имеет достаточно выраженный сезонный ход. Даже в пределах одного крупного горного региона, например, такого, как Средняя Азия, в одних бассейнах большая часть осадков приходится на летние месяцы (р. Нарын), а в других (р. Варзоб) — в летние месяцы дожди почти не выпадают. На Кавказе сезонный ход осадков зависит от общей экспозиции бассейна относительно направления переноса основных влагонесущих воздушных масс. Например, для территории Армянского нагорья характерно преобладание осадков в апреле — июне, а в июле — августе они резко убывают. На склонах Кавказского хребта, обращенных к Черному морю, максимум осадков приходится на летние и осенние месяцы.

На режиме стока рек, в бассейнах которых ледники занимают значительную площадь, как, например, р. Вахш, к июлю снег с поверхности стает и решающую роль в стоке рек играет ледниковая составляющая, обусловленная ходом температуры воздуха в течение июля — сентября.

После стаяния основных запасов снега в бассейнах горных рек и сокращения покрытой снегом площади начинается спад стока. Этот процесс проходит с различной степенью интенсивности и в различные календарные сроки в различных бассейнах, но, как правило, он протекает в период июль — сентябрь.

В связи с такими особенностями питания горных рек различается и методика прогнозов месячного стока, т. е. состав учитываемых факторов. Общим при этом является то, что надежность прогнозов в первые месяцы сезона снеготаяния в значительной степени зависит от соотношения между количеством зимних и весенне-летних осадков, а в последние месяцы — от меры участия в формировании спада сезонного стока дождевых и ледниковых вод. Однако даже при неблагоприятном для прогнозов стока сезонном распределении осадков эти прогнозы во многих случаях оказываются статистически эффективными вследствие того, что вклад талых вод в формирование стока больше, чем дождевых вод, поступающих на освобождающуюся от снега поверхность бассейна, при высоких значениях температуры воздуха.

В отличие от горных районов Средней Азии и Кавказа на сток рек Сибири существенное влияние оказывает наличие вечной мерзлоты, которая наиболее распространена в Восточной Сибири, включая северо-восток СССР.

Вторая особенность режима стока рек зоны вечной мерзлоты — наличие наледей (см. главу 8). Степень влияния наледей на сток рек и возможности количественного учета их при прогнозах стока зависят от относительной площади наледей в бассейнах реки. Наиболее существенную роль в формировании стока наледи играют на северо-востоке Сибири [72]. Но и в более южных районах, где количественно выделить наледную составляющую стока гораздо

труднее, надо иметь в виду, что на характер спада половодья будет оказывать влияние наледная составляющая стока.

Особенностью режима стока горных рек Дальнего Востока является существенная роль дождевых вод на протяжении большей части года. Даже в период снеготаяния в ряде случаев дождевой сток может быть преобладающим.

12.2. Учет водозабора при разработке методики прогнозов стока горных рек

Интенсификация хозяйственной деятельности в освоенных и осваиваемых горных районах вносит существенные изменения в естественный режим рек. В Средней Азии и на Кавказе сказываются главным образом изъятия воды на орошение. Эти изъятия (водозабор) меняются в течение года, а их средние значения различаются также по этапам освоения тех или иных территорий. Часть забираемой воды возвращается в реки (возвратные воды).

Разработка методики прогнозов стока в таких районах требует приведения рядов измеренного стока к естественному, чтобы они отвечали однородным рядам наблюдений за стокообразующими факторами.

Наиболее эффективным путем восстановления естественного стока является использование данных непосредственных измерений водозабора и притока возвратных вод. Для долгосрочных прогнозов стока вполне можно использовать данные, осредненные по месячным интервалам. Однако этот путь не всегда осуществим из-за отсутствия полных как по времени, так и по охвату измерениями всех водозаборных сооружений, рядов наблюдений.

Определить время и степень изменения водного режима реки можно, сравнивая сток в заданном створе реки с ее же стоком в выше расположенном створе или стоком реки-аналога, где хозяйственная деятельность еще практически не сказывается, путем построения зависимости интегральных кривых стока [31, 92]. Нарушение однородности ряда наблюдений за стоком проявляется в изменении угла наклона прямой линии связи. Момент этого изменения соответствует моменту, с которого произошло систематическое нарушение естественного стока. Такие зависимости следует строить для каждого месяца отдельно, так как водозабор имеет, как правило, ярко выраженный сезонный ход.

На рис. 12.1 изображена связь интегральных сумм средних за август расходов воды рек Куршаб (п. Гульча), Тара (п. Чалма), Каракульджин (п. Акташ), Яссы (п. Саламалик), Кульдук (п. Сары-Булак), Донгузтау (п. Донгузтау) и Зергер (п. Тассай) (сток считается естественным) с интегральной суммой притока воды в Андижанское водохранилище за тот же месяц.

Другой способ позволяет произвести приближенные расчеты общего водозабора за прошлые годы. Он состоит в построении

связей между естественным стоком выбранной реки-аналога (или в верховьях той же самой реки) со стоком в створе, для которого будет разрабатываться методика прогноза. У точек на графике ставят номера лет параллельного ряда наблюдений. Далее по ним проводятся прямые линии связи. Если расстояния между этими прямыми значительно, это говорит о существенном изменении во-

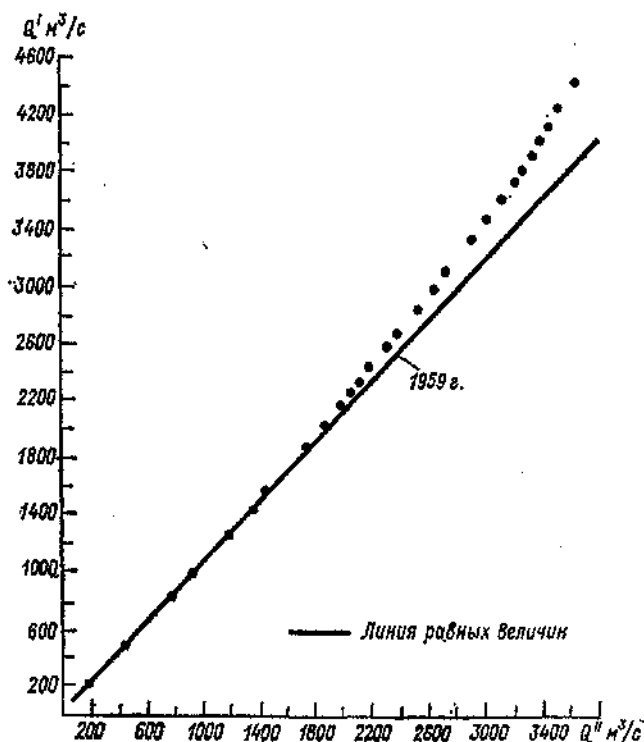


Рис. 12.1. Связь интегральной суммы средних за август расходов воды рек Куршаб, Тар, Каракульджа, Яссы, Кульдук, Донгузтау и Зергер (Q') с интегральной суммой притока в Андижанское водохранилище (Q'') за тот же месяц.

дозабора в те периоды, к которым относятся прямые. Подобные графики строятся для каждого месяца отдельно. С их помощью можно производить коррекцию рядов наблюдений за стоком. Например, на рис. 12.2 приведена связь между августовским притоком воды в Андижанское водохранилище, который подвергся изменению из-за водозабора в нижних частях рек, впадающих в водохранилище, со стоком тех же рек, но измеряемым выше зоны активной хозяйственной деятельности. График позволяет считать,

что произошло существенное и регулярное увеличение водозабора в августе сначала с 1960 г. в среднем на $15 \text{ м}^3/\text{с}$ (линия б), а затем с 1970 г. еще на $15 \text{ м}^3/\text{с}$ (линия в). Эти значения следует учитывать при разработке методики прогноза августовского притока воды в Андижанское водохранилище.

12.3. Прогнозы стока за апрель

Сток первого месяца сезона снеготаяния на горных реках (чаще всего это апрель) зависит от двух основных факторов — запаса воды в снежном покрове и температуры воздуха в апреле. Наиболее надежные методики прогнозов месячного стока в апреле удастся разработать для рек, большая часть площадей водосборов

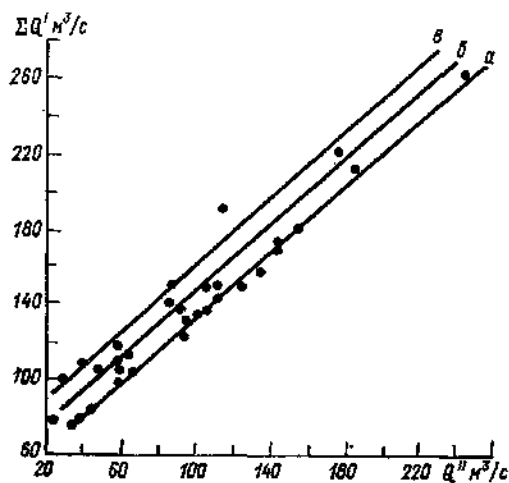


Рис. 12.2. Связь притока воды в Андижанское водохранилище за август (Q'') с суммой средних месячных расходов воды рек, впадающих в водохранилище ($\Sigma Q'$).

а — до 1960 г.; б — 1960—1969 гг.; в — с 1970 г.

которых расположена в сравнительно низких горах, где почти весь снег успевает стаять в этом месяце.

В бассейнах с неустойчивым снежным покровом в нижних зонах сток воды в апреле также может больше зависеть от запаса воды в снежном покрове, чем от изменчивости температуры воздуха в этот период. Косвенным показателем положения нижней границы снежного покрова служит средний по бассейну запас воды в снежном покрове или количество осадков с октября прошлого года до конца марта. Очевидно, чем больше показатель снеготаяния в бассейне, тем, как правило, ниже располагается сезонная граница снега и, следовательно, при одной и той же средней месячной температуре воздуха в апреле площадь снеготаяния будет больше, а значит, и сток в апреле при прочих равных условиях будет больше.

Например, уравнение для прогноза притока воды в Андиганское водохранилище имеет следующий вид:

$$Q_{IV} = 150m_{X-III} - 6, \quad (12.1)$$

где Q_{IV} — приток воды, выраженный средним за месяц расходом воды.

Модульный коэффициент осадков m_{X-III} за период с 1/X по 20/III вычисляют по формуле

$$m_{X-III} = 0,12X_1/\bar{X}_1 + 0,43X_2/\bar{X}_2 + 0,45X_3/\bar{X}_3, \quad (12.2)$$

где X_1 и X_2 — осадки соответственно по станциям Гульча и Кзылджар; X_3 — среднее арифметическое значение количества осадков по станциям Саламалик, Донгуз-Тау, Тассай и Актерек-Гава; $\bar{X}_1$, $\bar{X}_2$ и $\bar{X}_3$ — нормы осадков.

Количеству осадков по той или иной станции придается вес, равный среднегодовой доле стока с частного бассейна, к которому относятся наблюдения за осадками по станции, в общем притоке к Андиганскому водохранилищу за период вегетации.

Точность зависимости (12.1) невысокая, так как значительная роль в этом месяце принадлежит осадкам, которые иногда могут превышать норму в несколько раз.

На горных реках Сибири снежный покров к началу половодья залегает, как правило, на всей площади бассейна. Жидкие осадки не оказывают существенного влияния на сток в апреле. Поэтому величина стока в это время определяется главным образом температурой воздуха.

Аналогичные условия прослеживаются и для низкогорных бассейнов рек Сибири; сток в апреле здесь определяет доля стаявших снеготопав. На рис. 12.3 приведена зависимость бокового притока воды в Усть-Илимское водохранилище за апрель от суммы осадков за холодный период и отношения температуры воздуха за апрель к ее норме. Использование этой зависимости в оперативной практике показало, что оправдываемость прогнозов стока с использованием ожидаемой температуры воздуха удовлетворительная.

Для рек Кавказа, сток которых в апреле в значительной степени определяется погодой в этом месяце, добиться точности прогнозов не всегда удается. При тщательном выборе репрезентативных станций с измерениями осадков иногда можно получать зависимости вида

$$Q_{IV} = 0,28X + 47, \quad (12.3)$$

где Q_{IV} — расход воды р. Белая у с. Северный за апрель; X — среднее арифметическое значение количества осадков по станциям Гойтх и Гузерипль за период от перехода температуры воздуха через 0°C осенью предшествующего года по ст. Клухорский перевал до 1/IV.

Для некоторых бассейнов горных рек, отличающихся малыми снегозапасами и значительной изменчивостью осадков в апреле, можно получить зависимости вида

$$Q_{IV} = f(S, \Theta_{IV}) \text{ или } Q_{IV} = f(S, X_{IV}),$$

где S — запас воды в снежном покрове или его показатель в виде количества осадков за холодный период; Θ_{IV} и X_{IV} — соответ-

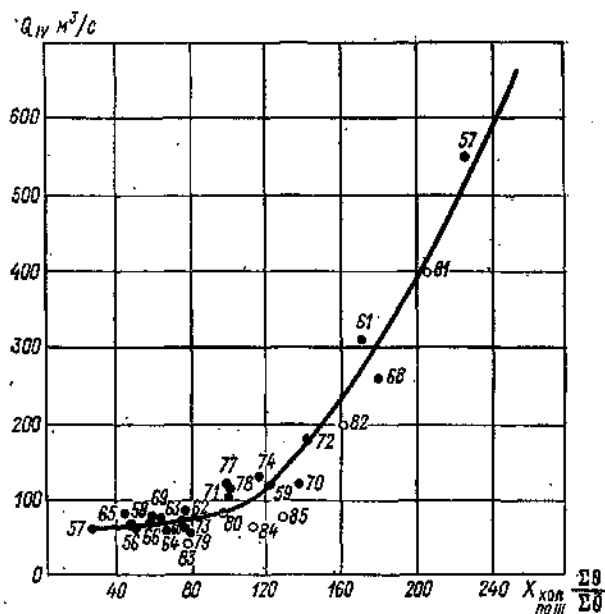


Рис. 12.3. Зависимость бокового притока в Усть-Илимское водохранилище за апрель (Q_{IV}) от суммы осадков за холодный период ($X_{хол}$) и отношения средней месячной температуры воздуха за апрель к ее норме ($\Sigma \Theta / \Sigma \bar{\Theta}$).

ственно средняя месячная температура воздуха и осадки в апреле. Последние аргументы при оперативном составлении прогнозов стока берутся из долгосрочных прогнозов погоды.

12.4. Прогнозы стока за май

Сток рек Средней Азии и Кавказа в мае с приемлемой точностью прогнозируется с помощью зависимости его от запасов воды в снежном покрове на водосборе или характеристики этого запаса в виде суммы осадков за период с октября по март (либо апрель).

Для рек Кавказа, в бассейнах которых выпадает большое количество осадков в твердом виде, можно получить зависимости вида

$$Q_v = am_{\text{XI-III}} + b, \quad (12.4)$$

где m — средний по станциям модульный коэффициент осадков с ноября по март. Для р. Риони у с. Алпана $a=600$, $b=40$.

Для р. Лаба у с. Догужиев получено аналогичное уравнение, в котором аргументом является среднее арифметическое значение модульных коэффициентов количества осадков (m) за период от перехода температуры воздуха через 0°C до $1/V$ по станциям Ачишхо и Бурное:

$$Q_v = 150m + 45. \quad (12.5)$$

Его средняя квадратическая погрешность на 26-летнем ряде равна 0,78 σ .

В бассейнах рек Средней Азии в мае происходит интенсивное таяние снега, захватывающее иногда и самые верхние зоны бассейнов. В нижних зонах снег в мае здесь практически сходит. Поэтому надежные методики прогнозов стока за май для многих рек этого района включают только запасы воды в снежном покрове и его характеристику.

Уравнение для прогноза притока воды к Андижанскому водохранилищу за май имеет вид

$$Q_v = 303m_{\text{X-IV}} - 47. \quad (12.6)$$

Средняя квадратическая погрешность приведенного уравнения на выборке из 32 лет наблюдений равна 0,6 σ .

Несколько повысить точность прогнозов для некоторых рек удастся путем подбора конкретной продолжительности периода суммирования осадков с осени до момента составления прогноза.

При разработке методики прогноза месячного стока целесообразно оценить влияние срезки гидрографа на величину предвесеннего стока, на точность и надежность получаемых зависимостей. В некоторых случаях такая срезка повышает надежность прогнозов. На рис. 12.4 приведен график зависимости среднего за май расхода воды, из которого предварительно вычтен минимальный расход воды за зиму, от средневзвешенной по высотным зонам суммы осадков с октября по март р. Вахш у п. Туткаул (площадь водосбора 30 660 km^2 , средняя высота 3430 м). По этому же створу довольно тесная зависимость майского стока обнаруживается с максимальными запасами воды в снежном покрове в конце марта, рассчитываемыми по данным снегопунктов, расположенных на высотах от 1900 до 3600 м.

В бассейне многих рек Сибири снег в мае стает практически весь, что позволяет сток в этом месяце прогнозировать по данным об оставшихся в конце апреля запасах воды в снежном покрове, которые рассчитывают как разность суммы осадков и количества стаявшего снега за апрель. Последнее характеризуется аномалией температуры воздуха в апреле. Уравнение для прогнозов стока

у с. Новокузнецка на р. Томи, рассчитанное с помощью метода наименьших квадратов, имеет следующий вид:

$$Q_V = 450m - 20(\Theta_{IV} - \bar{\Theta}_{IV}) - 180, \quad (12.7)$$

где m — модульный коэффициент осадков за холодный период, Θ_{IV} — средняя за апрель температура воздуха данного года; $\bar{\Theta}_{IV}$ — средняя многолетняя температура воздуха за апрель.

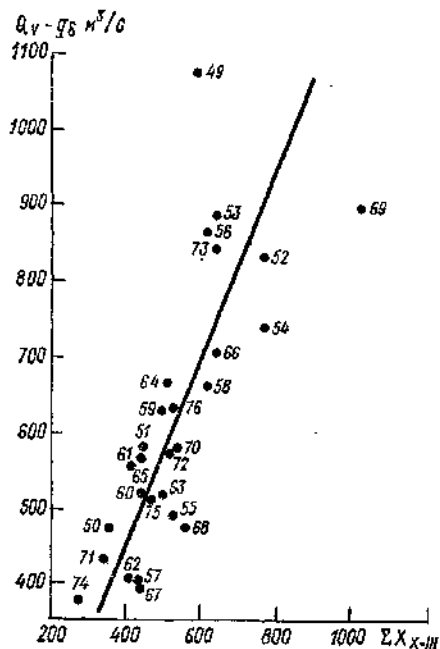
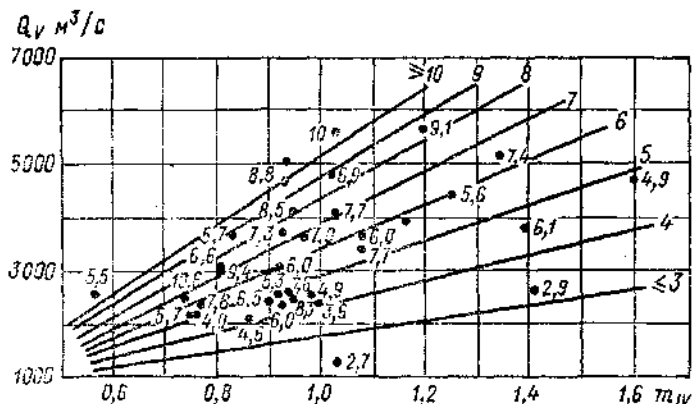


Рис. 12.4. Зависимость средних за май расходов воды р. Вахш у п. Туткаул ($Q_V - q_8$) от средневзвешенных по высотным зонам сумм осадков с октября по март (X_{X-III}).



Для высокогорных бассейнов рек Сибири заметная доля снегозапаса переходит на июнь и поэтому при прогнозах майского стока требуется учитывать температуру воздуха в мае. Для примера на рис. 12.5 приведена зависимость бокового притока воды за май в водохранилище Красноярской ГЭС от модульных коэффициентов снегозапасов на конец апреля и майской температуры воздуха. Отношение S/σ этой зависимости равно 0,68. Если же заменить фактическую температуру мая ее нормой, то отношение

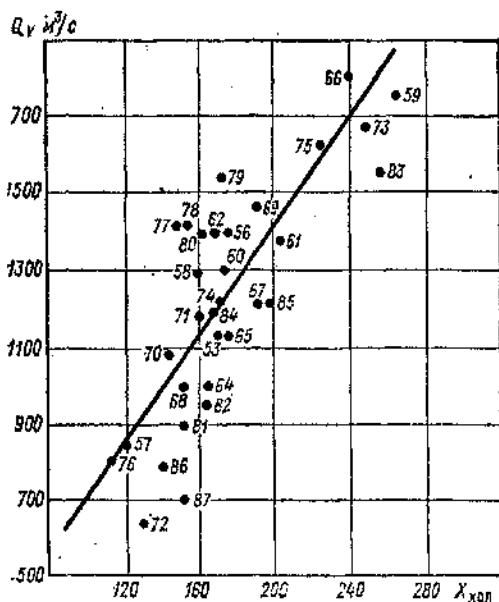


Рис. 12.6. Зависимость бокового притока воды в водохранилище Усть-Илимской ГЭС за май (Q_v) от запасов воды в снежном покрове за холодный период ($X_{хол}$).

S/σ повышается до 0,85. Использование прогноза температуры воздуха на май, как показала практика, может повысить оправданность прогнозов до допустимых пределов. В предгорных бассейнах, где основная доля талых вод стекает в конце апреля—мае, майский сток можно прогнозировать по данным только о запасах снега (рис. 12.6).

12.5. Прогнозы стока за июнь

В горах Кавказа приток тепла в июне, как правило, достаточен, чтобы основные запасы снега стаяли почти полностью. Поэтому основными аргументами в прогностических зависимостях являются показатели оставшихся в конце мая запасов воды в снежном покрове на поверхности бассейна или сами запасы воды, измеренные тем или иным способом. В этот период заметную роль начинает играть водность предшествующего периода. Причем не

только в качестве показателя растаявшего количества снега, но и в качестве показателя вероятной интенсивности спада половодья для тех рек, на которых пик половодья приходится на май или первую декаду июня. В течение июня снеготаяние захватывает в этих горных регионах самые верхние зоны бассейнов. Роль таких вод убывает, усиливается влияние на сток жидких осадков и притока грунтовых вод. Увеличение грунтового питания обусловлено выклиниванием запасов воды в бассейне, поглощенных грунтами в предшествующие месяцы половодья.

Сток рек Северного Кавказа в июне удается предсказывать, несмотря на значительную роль жидких осадков в этом месяце, по его зависимости от количества осадков или их модульных коэффициентов за предшествующий период. Причем учет стока воды за май, как правило, не приводит к повышению точности прогноза за июнь. Прогнозы притока воды в Краснодарское водохранилище составляют по сумме расходов трех рек: р. Белой—Северный (Q_B), р. Лабы—Догужиев (Q_L) и р. Кубани—Армавир (Q_K). Уравнения для каждого из них имеют следующий вид:

$$Q_{B, VI} = 0,21X_1 - 8, \quad (12.8)$$

$$Q_{L, VI} = 290m - 74, \quad (12.9)$$

$$Q_{K, VI} = 0,26X_2 + 140, \quad (12.10)$$

где X_1 и m — количество осадков и модульный коэффициент, рассчитываемые так же, как для уравнений (12.3) и (12.4), но период суммирования осадков здесь продлен до 1/VI; X_2 — осадки по ст. Клухорский Перевал, суммируемые за тот же период, что и X_1 , с момента перехода температуры воздуха через 0°C до 1/VI. Для вычисления общего притока воды в Краснодарское водохранилище в июне ($\Theta_{п, VI}$) используют следующую зависимость:

$$Q_{п, VI} = 1,025X + 20,$$

где X — сумма расходов воды рек Белой, Лабы и Кубани, рассчитанных предварительно по уравнениям (12.8) — (12.10).

В Средней Азии в июне на многих реках наблюдаются самые большие расходы воды за период вегетации. Сток в этот период определяется главным образом оставшимися на поверхности бассейнов снегозапасами. При этом примерно одинаковую точность имеют различные формы учета в прогностических зависимостях основных факторов — предшествующего стока, осадков и температуры воздуха. Например, для притока воды в Андижанское водохранилище на р. Карадарье получены следующие уравнения:

$$Q_{VI} = 0,29Q' + 0,68X_{X-V} - 15,3\theta' + 65, \quad (12.11)$$

$$Q_{VI} = 3,8Q'/\theta' + 0,55X_{X-V} - 39, \quad (12.12)$$

где X — средние по пяти метеорологическим станциям и постам суммы осадков с октября по май, мм; Q' — средний за апрель —

май приток воды в водохранилище, мм; Θ' — средняя за апрель — май температура воздуха, °С. Среднеквадратические погрешности перечисленных уравнений на выборке 30 лет соответственно равны 0,54 σ и 0,53 σ .

Уравнение для прогнозов притока воды в Токтогульское водохранилище по наблюдениям за осадками X на шести станциях (Кара-Куджур — 2800 м, Октябрьское — 1200 м, Долон — 3040 м, Тянь-Шань — 3614 м, Икки-Нарын — 2328 м, Ат-Баши — 2025 м) и за температурой воздуха Θ по ст. Тянь-Шань имеет вид

$$Q_{VI} = 0,79Q_V + 2,67X_{X-V} - 79,2\Theta_V - 232, \quad (12.13)$$

где Q_V — приток воды в Токтогульское водохранилище в мае, м³/с.

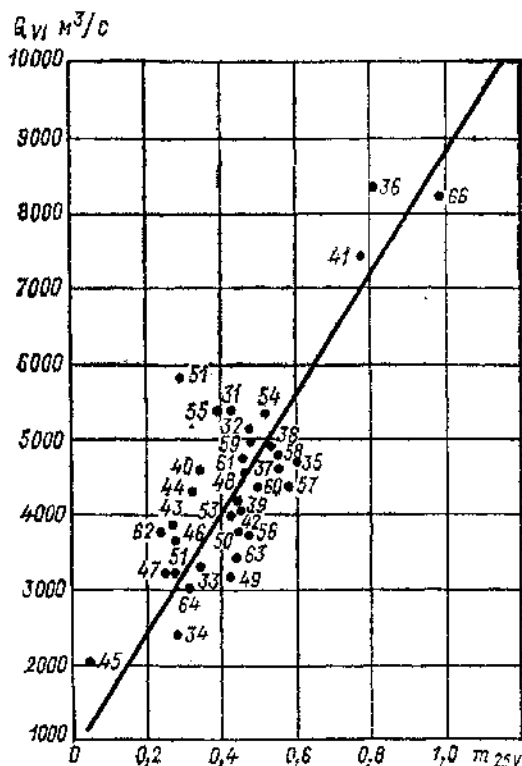


Рис. 12.7. Зависимость стока р. Енисей в створе Саяно-Шушенской ГЭС за июнь от модельных коэффициентов оставшихся снегозапасов воды в снежном покрове на 25/V (цифры у точек — годы).

В уравнения для прогнозов стока некоторых рек Средней Азии включают в виде аргументов осадки за более короткий период. Например, прогностическая зависимость для р. Амударьи выше Каракумского канала имеет следующий вид:

$$Q_{VI} = 9,2X_{X-IV} + 250, \quad (12.14)$$

где X_{X-IV} — средняя по шести метеостанциям (Комсомолабад, Гарм, Тавиль-Дара, Алтын-Мазар, Сары-Таш, Джаушангоз) сумма осадков с октября по апрель, мм.

Высокой точностью и надежностью обладает также зависимость для прогноза стока р. Ахангаран у с. Турк

$$Q_{VI} = 8,6 (Q_{IV-V} / \Theta_{IV-V} - v) - 150, \quad (12.15)$$

где Θ_{IV-V} — средняя температура воздуха за период апрель—май задается по ст. Ангрен; Q_{IV-V} — средний за апрель—май расход воды в том же створе с. Турк. На 20-летней выборке данных отношение S/σ при оценке прогнозов равно 0,36.

В Сибири на режиме крупных рек в июне сказываются еще талые воды не стекающие в мае и увеличивается роль дождевых вод.

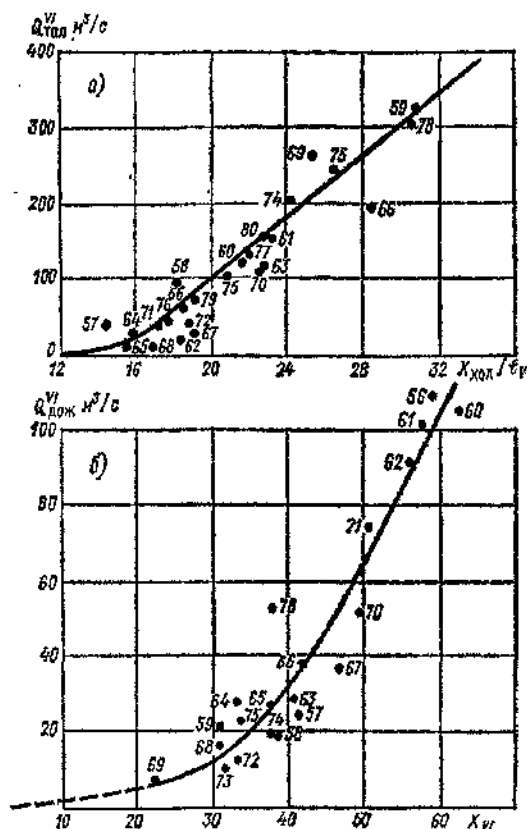


Рис. 12.8. Зависимость талой составляющей бокового притока в Усть-Илимское водохранилище за июнь ($Q_{\text{тал}}^{VI}$) от отношения осадков за холодный период к средней температуре воздуха за май ($X_{\text{хол}}/\theta_v$) (а) и дождевой составляющей бокового притока в Усть-Илимское водохранилище за июнь ($Q_{\text{дожд}}^{VI}$) от осадков за июнь (X_{VI}) (б).

Для бассейнов с большой долей высокогорных зон можно получить удовлетворительные зависимости стока за июнь от характеристик остаточных снегозапасов на 25/V. Пример такой зависимости приведен на рис. 12.7. Особенностью этой зависимости является то, что в качестве аргумента приняты оставшиеся снегозапасы на 25/V. Практика показывает, что такие зависимости более точны, чем те, в которых в качестве аргументов принимают максимальные снегозапасы и температуру в мае.

Для низкогорных бассейнов, где основная доля талых вод стекает в мае, в июне начинает играть все большую роль дождевая составляющая. Облегчающим обстоятельством для выявления прогностической зависимости является то, что в июне происходит устойчивый спад талых вод и выделение дождевого стока (Q_d) сравнительно несложно. В этом случае схема построения методики прогноза стока сводится к следующему. Подземный сток (Q_n) за период половодья может быть принят постоянным и равным предпаводочному. Тогда талая составляющая будет равна

$$Q_{т, VI} = Q_{VI} - (Q_n + Q_{d, VI}). \quad (12.16)$$

Зависимость между снегонакоплением и талой составляющей может быть достаточно тесной. На рис. 12.8 а приведен пример зависимости между талой составляющей бокового притока в Усть-Илимское водохранилище за июнь от отношения осадков за холодный период к средней температуре воздуха за май.

Аналогично может быть построена зависимость между дождевой составляющей и осадками за июнь (рис. 12.8 б). Последняя может быть использована с учетом прогноза осадков (за ряд лет, вошедших в указанную зависимость, $\bar{X} = 45$ мм). При этом можно задаться тремя градациями количества осадков: ниже нормы ($X_{XI} = 30-40$ мм), около нормы ($X_{VI} = 40-50$ мм), выше нормы ($X_{VI} = 55-60$ мм).

Большим количеством осадков целесообразно задаваться в случае, если по прогнозу в июне ожидаются экстремально большие осадки.

12.6. Прогнозы стока за июль и август

Выделять особенности методики прогнозов июльского стока имеет смысл только для рек, бассейны которых расположены в горах Средней Азии, так как в Сибири и на Кавказе таяние сезонного запаса снега к этому времени практически заканчивается и месячный сток зависит главным образом от интенсивности спада и количества жидких осадков за период заблаговременности.

На многих реках Средней Азии в период спада расходов воды на больших высотах (более 4000 м) еще тает снег. Тают непосредственно ледники. Именно в это время увеличивается доля собственнo ледникового питания высокогорных рек. В отдельные годы на ряде рек в июле могут наблюдаться даже максимальные расходы воды, поскольку еще действуют аргументы, отражающие количество оставшегося запаса воды в снежном покрове и воды,

накопленной в бассейне в предшествующий период сезона снеготаяния. Так, для прогнозов июльского и августовского стока могут использоваться эмпирические формулы вида

$$Q = aQ'/\theta' + b, \quad (12.17)$$

где Q' и θ' — соответственно средний расход воды и температура воздуха в июне.

Для прогноза притока воды к Токтогульскому водохранилищу используют уравнение, в котором также учитывают июньский приток, хотя роль его относительно невелика

$$Q_{VII} = 0,02Q_{VI} + 4,58X_{X-VI} - 70,0\theta_{VI} - 157, \quad (12.18)$$

где Q_{VI} — приток к водохранилищу в июне, м³/с; X_{X-VI} — средняя по метеорологическим станциям сумма осадков с октября по июнь, мм; θ_{VI} — средняя за июнь температура воздуха, °С.

Как видно из уравнения (12.18), июльский приток воды связан с общим стоком за период вегетации, который в свою очередь определяется суммой осадков с октября по июнь включительно.

Августовский приток (Q_{VIII}) в Токтогульское водохранилище удастся прогнозировать с приемлемой точностью с помощью комбинированного аргумента

$$Q_{VIII} = 1,15(Q'/\theta') + 245, \quad (12.19)$$

где Q' — средний приток воды на июнь—июль, м³/с; θ' — средняя за июнь—июль температура воздуха по метеостанции Тянь-Шань (высота 3614 м).

12.7. Прогнозы стока за сентябрь

Сентябрьский сток на многих горных реках обусловлен истощением сезонного запаса воды, накопленного в рыхлых отложениях бассейнов. В районах, где в сентябре выпадает много осадков, как, например, на Кавказе, закономерное истощение стока осложняется осенними паводками. В таких случаях необходим учет ожидаемых месячных осадков.

В Средней Азии, в наиболее высокогорных бассейнах, в сентябре в жаркие годы продолжается таяние ледников и вечных снегов. Поэтому количество талой воды, которое может поступить в реки от этих источников в сентябре, зависит главным образом от температуры воздуха в этом же месяце. Косвенным показателем возможного поступления талой воды ледников могут служить запасы воды в сезонном снежном покрове. Чем больше эти запасы при прочих равных условиях, тем меньше должен быть ледниковый сток, так как таяние ледников начинается, естественно, после схода с них снега. Чем меньше снега, тем более продолжителен период таяния ледников. Прогнозы стока за сентябрь составляют с помощью эмпирических зависимостей, связывающих этот сток

с предшествующей водностью реки, которая может быть выражена в виде среднего расхода воды за август или за одну из декад августа. Примером таких зависимостей являются уравнения (12.20) и (12.21) соответственно для Токтогульского и Андижанского водохранилищ:

$$Q_{IX} = 0,36Q_{VIII} + 115, \quad (12.20)$$

где Q_{VIII} — средний приток за 2-ю декаду августа, $\text{м}^3/\text{с}$;

$$Q_{IX} = 0,40Q_{VIII} + 18. \quad (12.21)$$

Приведенные зависимости свидетельствуют о том, что в обоих случаях в сентябре превалирует процесс истощения запаса воды.

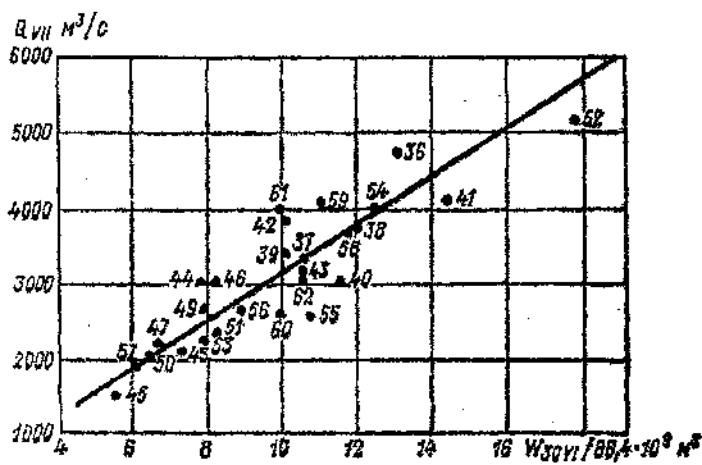


Рис. 12.9. Зависимость среднего расхода воды в створе Саяно-Шушенской ГЭС за июль (Q_{VII}) от русловых запасов в речной сети на конец июня ($w_{30.vi}/86,4 \cdot 10^3$).

На многих реках Сибири сток за июль, август и сентябрь достаточно тесно коррелируется с наименьшими расходами воды за предшествующие месяцы или с русловыми запасами. На рис. 12.9 приведен пример зависимости среднего расхода воды в створе Саяно-Шушенской ГЭС за июль от русловых запасов на конец июня. Эта зависимость использовалась в оперативной практике до строительства ГЭС. После заполнения водохранилища используется аналогичная зависимость июльского притока от русловых запасов выше зоны подпора (п. Таштып).

Если данных для надежного определения русловых запасов недостаточно, можно использовать в качестве аргумента данные о расходах воды за предшествующий месяц. На рис. 12.10 приводится пример зависимости притока в Бухтарминское водохранилище за август от суммы средних июльских расходов воды рек

Репрезентативность такой характеристики снегонакопления подтверждает опыт использования методики в оперативной практике. Так, для этой зависимости, построенной по данным за 34 года (1936—1969), относительная средняя квадратическая погрешность составила $0,67\sigma$. С дополнением погрешностей прогнозов за период использования методики (с 1970 по 1987 г.) она стала равна $0,53\sigma$.

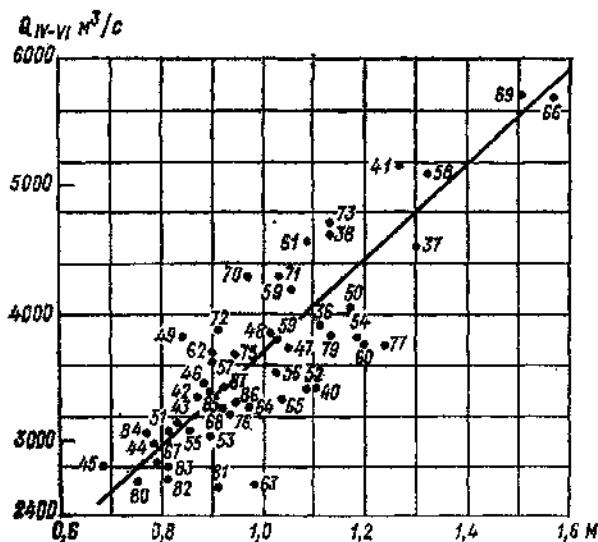


Рис. 12.11. Зависимость притока воды в водохранилище Новосибирской ГЭС за второй квартал (Q_{IV-VI}) от среднего взвешенного модульного коэффициента максимальных снегозапасов (M).

В число факторов, определяющих сток воды горных рек в третьем квартале, наряду с предшествующим стоком должны быть испытаны при разработке методики прогноза характеристики оставшихся в бассейне запасов воды в снежном покрове. Показателем их для многих среднеазиатских рек является отношение предшествующей водности к температуре воздуха. Период, за который осредняются величины, характеризующие эту водность и температуру, подбирается эмпирически, но как правило, он включает апрель — май.

Например, приток воды в Андижанское водохранилище предсказывается по уравнению

$$Q_{VII-IX} = 2,6 [Q/(\Theta - 5)] - 4,0, \quad (12.27)$$

где Q — средняя за пять декад (начиная с первой декады мая) сумма расходов воды рек, составляющих приток воды в водохранилище — р. Куршабау у п. Гульча, р. Тара у п. Чолма, р. Каракульджи у п. Ак-Таш и р. Яссы у п. Саламалик; Θ — средняя тем-

пература воздуха за тот же период (с 1/V — 20/VI) по ст. Кзыл-джар.

Ниже представлен другой тип уравнения для прогноза притока воды в Токтогульское водохранилище в третьем квартале:

$$Q_{VI-IX} = 1,8X + 120, \quad (12.28)$$

где X — сумма осадков с октября по вторую декаду мая включительно, рассчитываемая как средняя арифметическая величина по наблюдениям пяти метеорологических станций, мм.

На реках Сибири и Кавказа в третьем квартале, как уже говорилось, происходит спад расходов воды, определяемых таянием снега. Однако реки, стекающие со склонов Кавказа, имеют значительное дождевое питание, что затрудняет прогнозы их стока как за третий, так и за первый и четвертый кварталы. Однако для некоторых рек удается использовать связь последующего стока с предшествующим. Например, для прогноза среднего за третий квартал расхода р. Терек у с. Каргалинской получено следующее уравнение

$$Q_{VII-IX} = 0,77Q_{IV-VI} + 223, \quad (12.29)$$

где Q_{IV-VI} — средний за второй квартал расход воды у с. Каргалинской. Коэффициент корреляции между фактическими и предсказанными по уравнению (12.32) величинами равен 0,75.

Количество будущих осадков для больших территорий за значительный период при тщательном анализе исходных материалов наблюдений удастся связать с индексами циркуляции атмосферы, например, с индексами Д. А. Педя. Индексы вычисляют на основе карт H_{500} для всего северного полушария.

Прогнозы притока воды в Краснодарское водохранилище (р. Кубань) за первый квартал составляют в альтернативном виде с помощью дискриминантных функций, выражаемых уравнениями:

$$D_1 = 10,6I_{XI} + 11,0m_{XI-XII} - 295, \quad (12.30)$$

$$D_2 = 9,7I_{XI} + 10,1m_{XI-XII} - 248, \quad (12.31)$$

где I_{XI} — индекс атмосферной циркуляции за ноябрь предшествующего года; m_{XI-XII} — средневзвешенные по станциям Хадженск, Майкоп, Удобная, Отрадная и Каладжинская модульные коэффициенты сумм осадков за ноябрь — декабрь предшествующего года. Если дискриминантная функция D_1 больше или равна D_2 , приток в водохранилище будет больше нормы, если $D_1 < D_2$ — меньше нормы.

Структура уравнений (12.30) и (12.31) и значения параметров для них получены с использованием дискриминантного анализа, с деталями применения которого можно познакомиться в работе [10].

Для прогнозов стока р. Терека у ст. Каргалинской за четвертый квартал, тоже имеющего значительную дождевую составляющую, используют следующее уравнение:

$$Q_{X-IV} = 0,33X_{VII-IX} - 1,05I_{VII-IX} + 333, \quad (12.32)$$

где X — среднеарифметическое количество осадков за август—сентябрь по станциям Орджоникидзе (690 м), Барисахо (1320 м) и Н. Казбегн (1740 м); I — индекс циркуляции атмосферы за июль—сентябрь. Общий коэффициент корреляции этого уравнения равен 0,67.

12.9. Об использовании спутниковой информации в прогнозах стока горных рек

В отношении использования в гидрологических прогнозах наиболее ценными являются телевизионные снимки земной поверхности, получаемые с искусственных (метеорологических) спутников Земли. Эти снимки в принципе позволяют достаточно уверенно определять покрытую снегом площадь в горных бассейнах, и по ним, пользуясь соответствующими гипсографическими кривыми распределения, находить высоту снеговой линии и следить за ее динамикой в ходе снеготаяния. Что касается возможностей оценки высоты снега по яркости снимков, то она, как показывает мировой опыт, ограничена и позволяет судить лишь о вероятности относительно малой (до 15 см) его высоты.

При прочих равных условиях надежность определения покрытой снегом площади и высоты снеговой линии находится в прямой зависимости от разрешения ТВ-снимков, т. е. от минимальных линейных размеров различаемых на снимке деталей поверхности. Однако значительные помехи в этом отношении создает облачность, которая затрудняет дешифрирование ТВ-снимков. Поэтому одним из главных условий надежной оценки распределения снежного покрова в горах является одновременный анализ серии последовательных снимков одной и той же территории.

Наиболее благоприятные условия для использования спутниковой информации имеются, очевидно, там, где меньше бывает облачности. Это характерно, в частности, для среднеазиатского региона, где повторяемость малооблачной погоды в летний период достигает 70—80 %, что существенно облегчает обработку ТВ-снимков.

В условиях Средней Азии, где летние осадки невелики, высота снеговой линии, как показывает опыт, является достаточно репрезентативным показателем стока не только за весь период снеготаяния, но и за отдельные его месяцы. Об этом свидетельствует наличие обратной корреляционной связи между этими переменными, которая и может быть использована для целей прогнозов стока при наличии достаточно надежной и регулярной информации о размерах покрытой снегом площади в горах.

Подробные рекомендации в отношении способов обработки ТВ-снимков для определения покрытой снегом площади и высоты снеговой линии изложены в специальных указаниях по этому вопросу [29].

Следует, однако, отметить, что опыт использования спутниковой информации в прогнозах стока горных рек пока еще невелик и не дает основания для конкретных рекомендаций и широких обобщений. Приведем поэтому здесь только два примера отдельных работ.

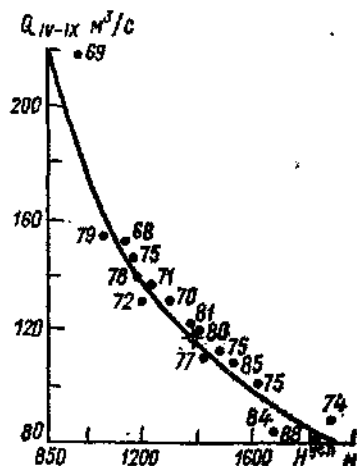


Рис. 12.12. Зависимость среднего за вегетационный период (Q_{IV-IX}) расхода воды р. Пскем-Муллала от высоты условной снеговой линии ($H^{усл}$).

На рис. 12.12 показана эмпирическая зависимость для прогнозов среднего расхода воды за вегетационный период р. Пскем в створе Муллала [87]. Аналогичные зависимости получены также для прогнозов стока рек Чаткал и Угам, а также притока воды в Чарвакское водохранилище на р. Чирчик. Указанные зависимости аппроксимируются уравнением вида

$$Q_{IV-IX} = B/(H^{усл}C), \quad (12.33)$$

где $H^{усл}$ — условная высота снеговой линии; B и C — эмпирически определяемые константы.

Условную высоту снеговой линии в этом уравнении определяют по данным спутниковой информации о покрытости снегом соответствующих бассейнов с поправкой на предшествующую температуру воздуха по уравнению

$$H^{усл} = H_{с.л} + k(\overline{\sum \theta} - \sum \theta). \quad (12.34)$$

Здесь $H_{с.л}$ — максимальная высота снеговой линии в заданном бассейне, во второй половине марта, установленная по ТВ-снимкам; $\sum \theta$ — сумма положительных значений температуры воздуха на

31/III, выраженная в отклонении от климатической нормы, которая равна в данном районе 110°C ; k — приводной коэффициент, характеризующий особенности динамики снеговой линии при различных отклонениях от нормы суммы положительных значений температуры воздуха.

Вычисленные значения индексов корреляции в данном примере оказались достаточно высокими для выпуска прогнозов.

Другой прием использования спутниковой информации в гидрологических прогнозах состоит в установлении корреляционных зависимостей месячного стока непосредственно от покрытости бассейна снегом на момент выпуска прогноза. Для условий Сибири, где повторяемость ясных дней невелика, необходимо использовать при этом данные о сумме накопившегося тепла с начала таяния [28].

Глава 13. Математические модели талого стока горных рек и их использование для долгосрочных прогнозов стока

13.1. Общие сведения

Как известно из предыдущих глав, при составлении долгосрочных прогнозов стока необходима информация об имеющихся в бассейне реки запасах воды в снежном покрове и их распределении по высоте, а также о факторах, определяющих условия стекания талой воды в русла, таких как влажность почвы, глубина ее промерзания и др. Однако, если в методиках прогнозов для равнинных бассейнов перечисленные факторы характеризуются с помощью данных непосредственного измерения, то редкая наблюдаемая сеть горных территорий, особенно в высокогорных районах, не позволяет это делать с той же достоверностью. Поэтому в эмпирических и физико-статистических зависимостях, описанных в главах 11 и 12, применяются, как правило, обобщенные косвенные характеристики стокообразующих факторов.

Накопление и анализ данных о выпадении осадков в высокогорных бассейнах, в том числе в экспериментальных с детальными наблюдениями, позволили выявить наиболее типичные черты, присущие распределению осадков по высоте, и аппроксимировать это распределение математическими выражениями, позволяющими с той или иной степенью приближения производить интерполяцию и экстраполяцию осадков для любой высоты бассейна, а также оценивать снегонакопление в различных высотных зонах. Подобные работы проводили и по изучению распределения по высоте температуры воздуха, коэффициента стаивания снега, неравномер-

ности распределения снежного покрова и других факторов. Выявление закономерности позволило разработать ряд приближенных математических моделей как отдельных гидрологических процессов, так и всего цикла формирования стока в бассейнах горных рек. Модели позволили при разработке методик долгосрочных прогнозов перейти от использования косвенных характеристик стокообразующих факторов к приближенным расчетам этих факторов.

Одной из первых моделей, в которой использовано допущение о линейном изменении количества осадков и температуры воздуха с высотой, а гипсометрическая кривая бассейна аппроксимирована уравнением параболы, явилась методика расчета поступления талой воды в русла горных рек, разработанная в ЦИПе [23].

Математическая модель, предназначенная для расчета на ЭВМ гидрографа стока горной реки, была разработана в САНИИ [17, 37, 91]. Она получила дальнейшее развитие в работах Гидрометцентра СССР, КазНИИ [35] и самом САНИИ [90].

Модель Гидрометцентра СССР предназначена для составления прогнозов стока различной заблаговременности для рек преимущественно снежного питания. Модель и способы расчетов с ее помощью стокообразующих факторов подробно описаны в Методических указаниях к разработке краткосрочного прогноза расходов воды горных рек на основе математической модели формирования стока [55], в вып. настоящего Руководства (раздел 6.4), а также в работах [51, 54, 56]. Поэтому здесь приводится непосредственно методика долгосрочных прогнозов и сведения, необходимые для ее разработки.

Модель состоит из двух взаимосвязанных блоков: блока расчета накопления и таяния снежного покрова, т. е. поступления талой и дождевой воды на поверхность бассейна и блока расчета трансформации водоотдачи бассейна в гидрограф стока, включая расчет потерь на инфильтрацию и вычисление суммарного ожидаемого стока. С помощью первого блока рассчитывают запасы воды в снежном покрове и их распределение по высотным зонам бассейна на момент составления прогноза, а также поступление талой и дождевой воды в период, предшествующий составлению прогноза.

При расчете трансформации стока принимается, что воды проходят через две емкости, обладающие различной регулирующей способностью. Процесс трансформации [91] описывают конечно-разностным уравнением следующего вида:

$$Q(t) = a_1 Q(t-2) + a_2 Q(t-1) + b_1 [0,5q(t-2) - 2q(t-1)] + b_2 q(t), \quad (13.1)$$

где $Q(t)$, $Q(t-1)$ и $Q(t-2)$ — соответственно расходы воды в замыкающем створе реки, для которого составляют прогнозы, на момент составления прогноза t , на день $(t-1)$ и на два дня раньше $(t-2)$ этого момента, $\text{м}^3/\text{с}$; $q(t)$, $q(t-1)$ и $q(t-2)$ — поступление воды на поверхность бассейна или водоотдача

бассейна в соответствующие (в скобках) моменты времени, $\text{м}^3/\text{с}$; a_1, a_2, b_1 и b_2 — параметры.

Анализ результатов расчета гидрографов среднеазиатских рек Варзоб и Карадарья показал, что, во-первых, сток через вторую емкость (условно: подземный или сильно регулируемый) состав-

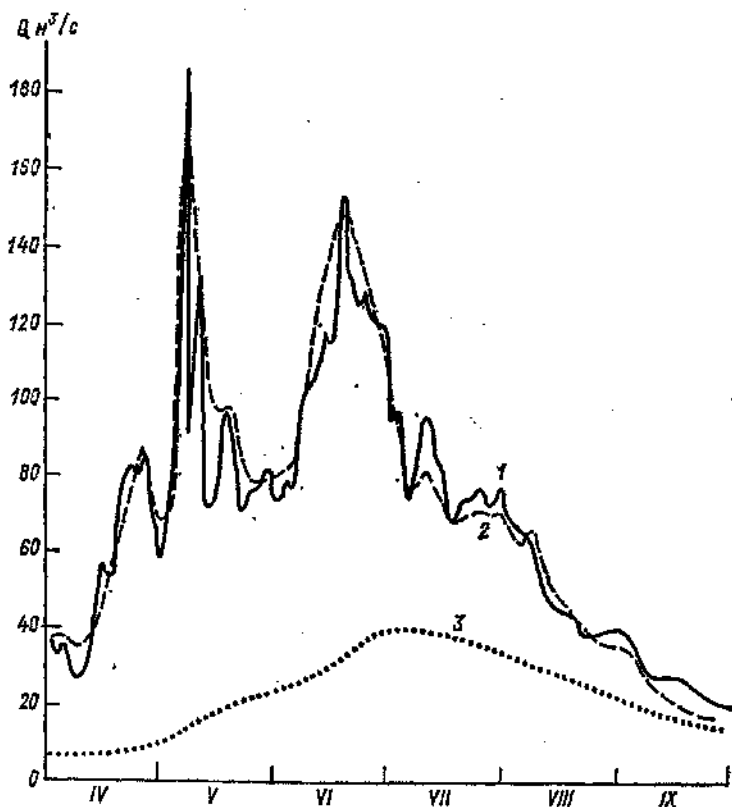


Рис. 13.1. Средние за пять суток фактический (1) и рассчитанный (2 и 3) расходы воды.

ляет в среднем 50 % общего за период вегетации стока; во-вторых, время добегания его (временной интервал между центрами тяжести гидрографов поступления и стока воды через вторую емкость) составляет период порядка месяца и более. На рис. 13.1 приведены рассчитанные гидрографы общего стока и стока только через вторую регулируемую емкость для р. Варзоб у п. Дагана (площадь водосбора 1200 км^2).

Как известно, снег, накопившийся в высокогорьях, тает на несколько месяцев позже начала талого стока в предгорьях, что сказывается на режиме стока рек, берущих начало в высокогорье. Это

обстоятельство, а также описанные особенности стекания воды в горных бассейнах позволяют составлять последовательные прогнозы стока, т. е. на месяц, квартал и до конца периода вегетации с распределением по месяцам, на основе указанной выше модели.

13.2. Разработка методики последовательных прогнозов стока на примере р. Карадарьи

Река Карадарья является левым притоком р. Сырдарьи. Площадь бассейна выше Андижанского водохранилища около 12300 км², высота от 0,8 до 5,0 км. Основное питание река получает от таяния сезонных снегов. Выпадение дождей играет заметную роль только в формировании паводков.

Исходной информацией при разработке схемы последовательных прогнозов служат данные о суточных осадках, измеряемых на 16 станциях и постах, о средних суточных значениях температуры воздуха по 7 станциям и о расходах воды в замыкающих створах рек, впадающих в Андижанское водохранилище, кривая распределения площадей по высотным зонам, площади ледников в различных высотных зонах.

Особенности распределения осадков по площади и высоте в бассейне р. Карадарьи [55] привели к необходимости производить расчеты поступления воды на поверхность бассейна для склонов Ферганского и Алайского хребтов раздельно.

Уравнения для вычисления суточных осадков на любой высоте на любую дату $X(H, t)$ имеют следующий вид:
для Ферганского хребта

$$X(H, t) = X(H_1, t) \left\{ 1 + \left[0,35 - 0,16 \cos \left(\frac{2\pi}{365} [t - 35] \right) \right] \times \right. \\ \left. \times (H - 2,0) - \left[0,08 - 0,06 \cos \left(\frac{2\pi}{365} (t - 22) \right) \right] (H - 2,0)^2 \right\}; \quad (13.2)$$

для Алайского хребта

$$X(H, t) = X(H_1, t) \left\{ 1 - \left[0,15 + 0,41 \cos \left(\frac{2\pi}{365} [t - 47] \right) \right] \times \right. \\ \left. \times (H - 2,4) + \left[0,18 + 0,31 \cos \left(\frac{2\pi}{365} [t - 6] \right) \right] (H - 2,4)^2 \right\}, \quad (13.3)$$

где H_1 — высоту, к которой приведены наблюдения за осадками на станциях, принимают для Ферганского хребта равной 2,0 км, а для Алайского 2,4 км; t — номер суток, отсчитываемый от 1/X до 30/IX.

Проверка надежности формул (13.2) и (13.3) путем сравнения восстановленных с их помощью осадков по высотным зонам

с фактическими осадками по станциям показала хорошее совпадение рассчитанного и фактического изменения месячных осадков с высотой.

Изменения в течение года вертикального градиента температуры воздуха менее подвержены влиянию местных условий, чем выпадение осадков. Это позволяет использовать одно уравнение для вычисления градиентов на обоих склонах

$$\gamma(t) = 7030/[281 + (t - 165)^2] + 4, \quad (13.4)$$

где t — номер суток, отсчитываемый от 1/1 ($t=1+365$). Влажность снега принята по литературным источникам равной 0,13 (в долях единицы).

Ледники в бассейне реки выше Андижанского водохранилища занимают общую площадь 113,5 км². Доля стока талой воды с ледников в общем годовом стоке Карадарьи составляет не более 3 %. Однако в отдельные малоснежные годы, в тот период, когда снег в высотных зонах уже практически сходит, а температура воздуха сохраняется высокой, доля ледникового питания повышается до 10 %.

Значения параметров уравнения, которое служит для расчетов формирования и таяния снега с учетом неравномерности залегания и приводится в п. 6.4 вып. 2 настоящего Руководства, получены по данным для бассейна р. Варзоб [2].

Коэффициент стаивания снега колеблется в пределах 6—2 мм/(°С · сут) и находится путем подбора по наилучшему совпадению рассчитанных и фактических гидрографов. Для бассейна Карадарьи он оказался равным 3 мм/(°С · сут), а для стаивания ледников принимали равным 8 мм/(°С · сут).

Расчет поступления осадков, формирования снежного покрова и поступления воды на поверхность бассейна производится по 20 высотным зонам с интервалом 200 м, интервал по времени — 1 сут. Можно рекомендовать для разработки методики долгосрочных прогнозов расчеты производить по высотным зонам с интервалом 500 м, а интервал по времени принять равным 10 сут. Но при этом необходимы некоторые дополнения к алгоритму, заключающиеся в учете вероятности распределения значений температуры воздуха, с помощью которой рассчитывается фазовое состояние осадков и таяние снежного покрова, внутри декады [32].

Для разработки методики долгосрочных последовательных прогнозов необходимо на первом этапе рассчитать с помощью первого блока модели (см. п. 13.1) запасы воды в снежном покрове и их распределение по высотным зонам на конец каждого месяца с марта по август и поступление воды на поверхность бассейна с марта по сентябрь по суточным или декадным интервалам.

Далее путем оптимизации определяют параметры уравнения (13.1) и с его помощью рассчитывают гидрографы стока по известным осадкам и температурам воздуха. Это дает возможность откорректировать коэффициенты стаивания и параметры уравне-

ния для расчета неравномерности распределения снежного покрова и т. д.

Непосредственно для прогноза среднемесячных расходов воды применяют уравнения типа (13.1) в сокращенном варианте

$$Q_{t+\delta} - Q_0 = (Q_t - Q_0) \exp(-\alpha\delta) + b_1 q_t + b_2 q_{t+\delta}, \quad (13.5)$$

где Q_t — средний расход воды t -го месяца, $\text{м}^3/\text{с}$; Q_0 — расход воды, характеризующий базисный сток, $\text{м}^3/\text{с}$; q и $q_{t+\delta}$ — соответственно поступление воды на поверхность бассейна за месяц, в конце которого составляют прогноз и за период заблаговременности прогноза δ , $\text{м}^3/\text{с}$.

Параметр α находят по нижней огибающей графической зависимости вида $Q_{t+\delta} = f(Q_t)$ по значениям среднемесячных расходов воды в период спада половодья. $\tilde{q}_{t+\delta}$ в (13.5) определяют по предварительно построенным зависимостям вида

$$\tilde{q}_{t+\delta} = f(S_t) \text{ или } \tilde{q}_{t+\delta} = f(S_{f,t}), \quad (13.6)$$

выражающим связь между поступлением воды на поверхность бассейна за период заблаговременности прогноза δ и имеющимися в бассейне снегозапасами, рассчитанными на момент составления прогноза. Символом S_t обозначен аргумент, представляющий рассчитанные запасы воды в снежном покрове в определенных высотных зонах, характеризующие снегозапасы в основных стокообразующих зонах обоих склонов долины реки

$$S_t = S_{A,t} + 0,5 S_{\Phi,t}, \quad (13.7)$$

где $S_{A,t}$, $S_{\Phi,t}$ — снегозапасы в высотных зонах соответственно Алайского и Ферганского хребтов.

Символом $S_{f,t}$ обозначены средневзвешенные (по площади высотных зон) рассчитанные с помощью модели запасы воды в снежном покрове на всем бассейне

$$S_{f,t} = \sum_{j=1}^n f_{jA} S_{jAt} + 0,5 \sum_{j=1}^n f_{j\Phi} S_{j\Phi t}, \quad (13.8)$$

где f_j — площадь j -й высотной зоны, выраженная в долях единицы; S_{jA} и $S_{j\Phi}$ — запасы воды в снежном покрове в j -й зоне соответственно на Алайском и Ферганском склонах.

Коэффициент 0,5 перед S_{Φ} численно равен отношению площадей обеих частей водосбора.

На тесноту зависимостей вида (13.6) влияет соотношение снегозапасов снега в бассейне на момент составления прогноза и температуры воздуха за период заблаговременности прогноза.

Зависимости для предвычисления поступлений воды на поверхность бассейна на период заблаговременности прогноза стока р. Карадарьи на 1—2 месяца вполне информативны, начиная с мая. На июнь — июль и август теснота связи их достаточно высокая, так как к этому времени оставшиеся снегозапасы, как

правило, сравнительно малы, а температура воздуха достаточно велика. Поэтому тесноту зависимости в большей мере определяют известные снегозапасы, а не температура воздуха в период заблаговременности прогноза.

Например, для прогноза среднего расхода воды на июль по данным, известным в конце июня, получено следующее уравнение:

$$Q_{VII} - Q_6 = (Q_{VI} - Q_6) \exp(-1,11) + 0,06q_{VI} + 0,317\tilde{q}_{VII}(S_{f,VI}) - 116. \quad (13.9)$$

Зависимость $\tilde{q}_{VII} = f(S_{f,VI})$ приведена на рис. 13.2.

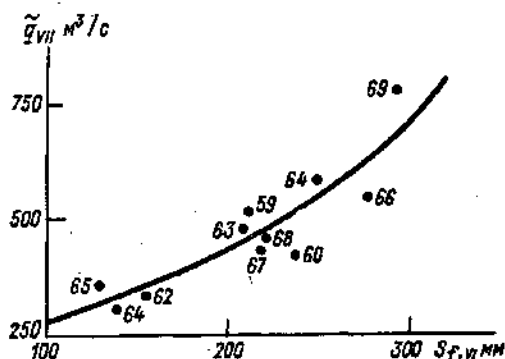


Рис. 13.2. Зависимость поступления воды на поверхность бассейна в июле от запасов воды в снежном покрове в конце июня.

При коротких рядах наблюдений можно применять уравнения вида (13.1) с одним или двумя неизвестными параметрами. Например, для прогноза на июнь с двумя параметрами получено следующее уравнение:

$$(Q_{VI} - Q_6) = 0,33(Q_V - Q_6) + 0,049q_V + 0,657\tilde{q}_{VI}(S_{f,V}), \quad (13.10)$$

а для прогноза на июль — июль — уравнения с одним параметром:

$$\begin{aligned} Q_{VI} - Q_6 &= 0,33(Q_V - Q_6) + 1,68S_{f,V} - 182, \\ Q_{VII} - Q_6 &= 0,11(Q_V - Q_6) + 2,15S_{f,V} - 231, \end{aligned} \quad (13.11)$$

в которых определяют только параметр перед членом $S_{f,v}$.

При необходимости учета нелинейности связей между запасами снега и будущим стоком или поступлением воды на поверхность бассейна предварительно строят графические зависимости (рис. 13.3) вида

$$(Q_{t+k} - Q_6) - (Q_t - Q_6) \exp(-ak) = f(S_{f,t}), \quad (13.12)$$

с последующим подбором для них эмпирических выражений.

Методика прогноза разработана таким образом, что первый прогноз составляют в конце марта на апрель и до конца периода вегетации с распределением стока по месяцам. Следующий прогноз

составляют в конце апреля на май и до конца периода вегетации и т. д. Поэтому такие прогнозы и названы последовательными.

Ясно, что эти прогнозы имеют различную заблаговременность, что сказывается на их точности. И хотя оценка эффективности методики прогнозов для различных месяцев неодинакова, диапазон изменения отношения S/σ имеет смысл привести. Для последовательных прогнозов притока воды в Андижанское водохранилище

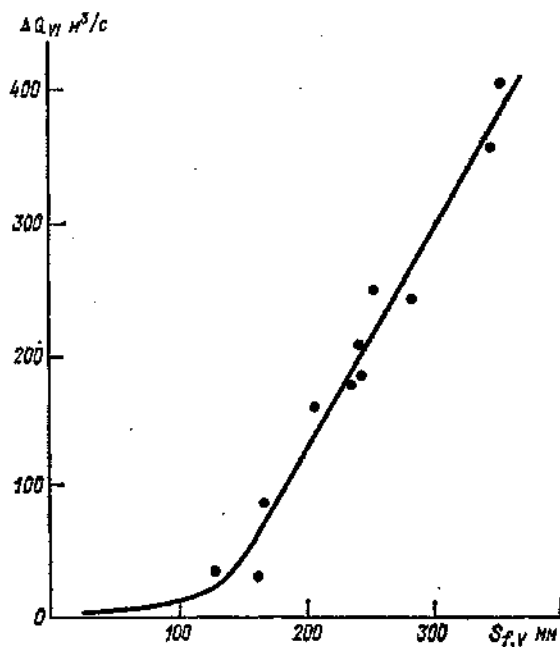


Рис. 13.3. Зависимость $\Delta Q_{VI} = (\bar{Q}_{VI} - \bar{Q}_6) - (\bar{Q}_V - Q_6) \exp(-1.11k)$ от запасов воды в снежном покрове в конце мая $S_{f,v}$.

оно равно 0,25—0,65. Относительные же погрешности проверочных прогнозов (в % фактических среднемесячных расходов воды) составляли 10—60 %. Успех подобных прогнозов для других горных рек определяется главным образом особенностями климатических условий в их бассейнах.

По сравнению с традиционными методиками описанный подход к составлению долгосрочных прогнозов стока горных рек позволяет при расчетах его распределения в период вегетации реализовать информацию об особенностях распределения снежного покрова по высоте бассейна в конкретном году. При этом учитывают влияние оттепелей, сказывающееся на запасах воды в снежном покрове в нижних и средних по высоте зонах, которые могут быть значительно меньше суммы осадков за календарный период

(например, с октября по март). Учитывают также то, что осенние обильные дожди не сказываются ни на формировании снежного покрова, ни на стоке в период вегетации. Наиболее отчетливо преимущества применения модели проявляются, когда таяние достигает высокогорных зон (апрель — июнь), и возрастает значение достоверности расчета оставшихся к моменту составления прогноза снеготазпасов и их распределения по высоте бассейна. Математическое моделирование формирования стока позволяет путем привлечения прогнозов погоды и разыгрывания вероятных сочетаний (в том числе и экстремальных) гидрометеорологических факторов на период заблаговременности выпускать прогнозы в вероятностной форме.

Описанный подход к составлению прогнозов стока горных рек позволяет при предвычислении распределения его в период вегетации реализовать информацию, заключенную в особенностях распределения снежного покрова по высоте бассейна в конкретном году. В этом же подходе учитывают и начальные условия в виде истощения запасов воды во всем бассейне, а не только истощение русловых запасов.

Расчет распределения снега по высоте бассейна (рис. 13.4) с помощью модели формирования снежного покрова вполне можно сочетать с традиционными методами построения физико-статистических зависимостей. Например, для прогноза среднего расхода воды за вегетационный период р. Карадарьн (Q_{IV-IX}) получено два вида уравнений:

$$\begin{aligned} Q_{IV-IX} &= 0,338S + Q_{III} - 76, \\ Q_{IV-IX} &= 0,822S_f + Q_{III} - 67, \end{aligned} \quad (13.13)$$

где S — запасы воды в снежном покрове на Алайском и Ферганском склонах в зонах, расположенных между высотами 3,2—3,4 км; S_f — средневзвешенные снеготазпасы во всем бассейне; Q_{III} — средний расход за март.

Такой же методический подход использован для получения прогностических зависимостей среднемесячных расходов воды в течение периода вегетации. Например, прогнозы расходов воды за май и июнь рассчитывают в конце апреля по уравнениям:

$$\begin{aligned} Q_V &= 0,42S_{IV} + Q_{IV} - 84 \\ \text{или} \quad Q_V &= 1,44S_{f, IV} - 86; \quad Q_{VI} = 1,9S_{f, IV} - 154. \end{aligned} \quad (13.14)$$

Анализ прогностических зависимостей позволяет обнаружить следующие закономерности. При использовании в качестве аргументов запасов воды в снежном покрове в конце марта связь расходов воды в апреле и мае более тесная со снеготазпасами в высотной зоне между 2,4 и 2,6 км, а стока в июне — со снеготазпасами между высотами 3,2—3,4 км. Сток в июне, июле и августе теснее связан со средневзвешенными снеготазпасами S_b , хотя сток в августе и сентябре практически уже не зависит от количества оставшегося на водосборе снега, а определяется главным образом истощением запаса воды, накопившегося во всем бассейне за предше-

ствующее время. Поэтому сток в августе находится в наиболее тесной связи со снегозапасами, оставшимися на бассейне в конце апреля, чем в конце июля, так как первые лучше характеризуют общий запас воды в бассейне в данном году. Для составления прогнозов в оперативном режиме используют ЭВМ. Программа

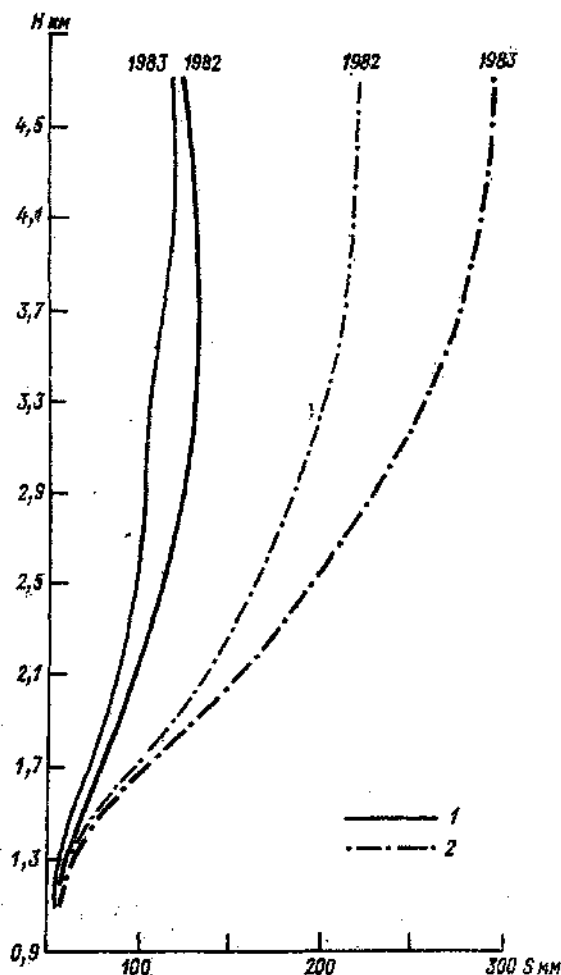


Рис. 13.4. Распределение по высоте запасов воды в снежном покрове в конце марта (р. Карадарья) на Алайском (1) и Ферганском (2) хребтах.

составлена для предвычисления притока воды к Андижанскому водохранилищу на р. Карадарье. Однако путем замены характеристик бассейна (таких как, например, число и площади высотных зон, площади ледников и др.) и параметров модели, ее можно применять для других бассейнов, имеющих близкие климатические условия.

Часть III

ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ СТОКА РЕК И ПРИТОКА ВОДЫ В ВОДОХРАНИЛИЩА В ПЕРИОД МЕЖЕНИ

Глава 14. Закономерности и факторы меженного стока равнинных и горных рек

14.1. Источники питания и составляющие меженного стока

Источниками питания как равнинных, так и горных рек в меженный период служат подземные воды и жидкие осадки. Относительная роль последних зависит от климатических условий. В засушливых зонах существенный дождевой сток в межень практически отсутствует. В зонах избыточного увлажнения (например, северные и северо-западные области Европейской территории СССР), наоборот, дождевые паводки на реках в период межени — явление частое, особенно в осенние месяцы. В зимний период подавляющее большинство рек питается исключительно за счет подземных вод и лишь в отдельных районах с мягким климатом они получают дополнительное питание за счет дождей и таяния снега во время оттепелей.

Запасы подземных вод, которые являются главной составляющей питания многих рек в межень, складываются из двух категорий вод: глубинных (часто напорных) и грунтовых вод. Запасы глубинных подземных вод определяются геологическим строением и гидрогеологическими особенностями речных бассейнов. Они не подвержены резким сезонным колебаниям, поэтому глубоководное питание рек является относительно устойчивым. О его величине и степени устойчивости обычно судят по наименьшим летним или зимним расходам воды в реке, когда приток других вод отсутствует.

В отличие от глубинных подземных вод, грунтовые воды находятся в зоне более активного водообмена. Запасы их в речных бассейнах подвержены сезонным колебаниям внутри года, а также и от года к году. Пополнение запасов грунтовых вод в равнинных бассейнах происходит главным образом весной, а в горных — в весенне-летний период за счет инфильтрации талых и дождевых вод. В районах с большим количеством осадков и неглубоким залеганием грунтовых вод пополнение их запасов может иметь место также осенью. Относительная роль в меженном стоке се-

зонного подземного притока, обусловленного предшествующей инфильтрацией талых и дождевых вод, значительно больше в горных речных бассейнах, чем в равнинных. Это объясняется спецификой геологического и литологического строения горных бассейнов — наличием в них значительных толщ рыхлых обломочных отложений.

Существенное влияние на режим рек в межень оказывают, как известно, и такие физико-географические факторы, как размер речного бассейна, глубина вреза русел, заболоченность и озерность. Дождевые паводки, например, на больших реках степной зоны очень слабо или вовсе не выражены, в то время как на малых водосборах в тех же бассейнах могут иметь место неоднократные резко выраженные ливневые паводки. Большое регулирующее влияние на сток рек в меженный период оказывают озера и заболоченность речных бассейнов.

В общем случае средний расход воды в заданном створе реки за некоторый период междень $T \geq t_{\text{макс}}$ (где $t_{\text{макс}}$ — максимальное время добегания воды по руслам) складывается из следующих составляющих:

$$Q_T = Q_r + Q_d + Q_w, \quad (14.1)$$

где Q_r , Q_d , Q_w — средние расходы, обусловленные соответственно притоком подземных и дождевых вод и запасом воды в руслах на начальный момент времени. Последняя составляющая играет существенную роль в крупных речных бассейнах, где максимальное время стекания воды по руслам речной системы соизмеримо с периодом времени, на которое дается прогноз стока. Эта составляющая с той или иной степенью точности может быть определена непосредственно по гидрометрическим данным. Подземную и дождевую составляющие разделить гораздо труднее, особенно на больших реках, где дождевой сток, как уже говорилось, очень слабо выражен.

Уравнение (14.1) не может быть непосредственно использовано для прогнозов стока. Вместе с тем оно показывает, что более благоприятные условия для долгосрочных прогнозов меженного стока имеются там, где дождевое питание играет относительно малую роль и на реках, вытекающих из крупных озер. Из этого же уравнения следует, что в условиях устойчивого притока подземных вод величина Q_w может служить показателем этого притока и быть использована для целей прогнозов стока на периоды превышающие продолжительность максимального времени добегания.

14.2. Особенности режима меженного стока в различных географических зонах

Режим грунтового питания в межень характеризуется постепенным истощением сезонных запасов грунтовых вод. Это особенно характерно для горных рек. К сожалению, измерить

непосредственно сезонные запасы подземных вод в зоне активного водообмена практически невозможно. Судить о величине и процессе их истощения можно лишь по стоку рек и изменению их расходов в период межени. По мере истощения сезонных запасов грунтовых вод расходы рек уменьшаются, достигая к концу периода межени относительно устойчивого минимального значения, обусловленного притоком глубинных вод. Однако в подавляющем большинстве случаев, исключая зону вечной мерзлоты, эти относительно устойчивые минимальные расходы воды отнюдь не остаются постоянными от года к году. Это говорит о том, что или сезонный запас грунтовых вод не успевает истощаться и переходит частично на следующий год, или глубоководное питание также подвержено годовым (или многолетним) колебаниям, хотя и не столь резким, как сезонные колебания запасов грунтовых вод.

Ответить на этот вопрос однозначно современная гидрология пока не имеет возможности. Более определенно можно говорить лишь о том, что в больших равнинных бассейнах степной и лесостепной зон колебания от года к году минимальных расходов воды в конце межени обусловлены не столько изменением запасов глубоких подземных вод или сезонными колебаниями грунтового питания, сколько дождевым стоком в летне-осенний период. Как уже отмечалось, в больших бассейнах этой зоны в силу разновременности и пятнистого (на относительно небольших площадях) выпадения осадков дождевой сток часто не выражен в замыкающем створе в виде паводков, но сказывается на повышении меженных расходов в течение более или менее длительного периода.

В горных речных бассейнах в соответствии с особенностями их сложения и распределения снегозапасов более вероятной причиной представляется значительное колебание сезонных запасов подземных вод и частичный их переход на следующий год. Об этом свидетельствует наличие в ряде случаев прямой связи между минимальным расходом конца межени и предшествующим талодождевым стоком или его потерями.

Следует, однако, отметить, что такая корреляция достаточно четко выражена далеко не везде.

Окончание половодья на равнинных реках, как и тало-дождевого стока в горных бассейнах, и переход к периоду межени происходит в разных районах в различные сроки. В равнинных бассейнах это зависит от их размеров, заболоченности и озерности и от климатических условий, а в горных — в основном от высотного расположения бассейнов над уровнем моря и от внутригодового распределения осадков. Чем выше расположен бассейн, тем позднее заканчивается в нем период сезонного тало-дождевого стока.

Наиболее четко это прослеживается в условиях Средней Азии, где летне-осенние осадки относительно малы и слабо влияют на меженный сток. Так, на реках со средней высотой водосборов 2000—2300 м сезонный тало-дождевой сток заканчивается в июне—июле. Примерно такая же картина характерна для

Армянского нагорья и южных склонов Большого Кавказа. На реках со средними высотами водосборов от 2500 до 3000—3500 м межень наступает только в сентябре—октябре.

В низовьях таких больших рек, как Обь и Енисей, меженный период также наступает поздно по причине большой длительности стока талых вод в этих горно-равнинных бассейнах, охватывающих несколько климатических зон. Более позднее начало межени характерно также для рек Дальнего Востока, имеющих преимущественно летнее дождевое питание. Особое место в режиме меженного стока занимают реки зоны вечной мерзлоты Восточно-Сибирского плоскогорья. Грунтовое питание на этих реках ничтожно мало и летний сток целиком зависит от количества осадков. Зимой многие реки перемерзают и даже на таких больших реках, как, например, Вилюй, зимние расходы воды падают до 10 м³/с и менее.

Наиболее трудным при анализе режима меженного стока является вопрос определения сроков начала самого периода межени. Теоретически это — время, когда замыкающий створ бассейна проходят последние порции поверхностного стока половодья, или иначе, момент, когда завершается сток руслового запаса воды, обусловленного притоком поверхностных вод в речную систему. Практически установить этот момент далеко не просто. Для этого необходимо знать время схода снега в бассейне и максимальное время добегания воды по руслам, т. е. от наиболее удаленной части речного бассейна. Этого вопроса мы коснемся в следующем разделе. Несколько проще определить момент прекращения притока весенних тало-дождевых вод.

Говоря о режиме меженного стока, следует также указать, что на больших реках, особенно таких, которые начинают замерзать с верховьев, закономерное уменьшение меженных расходов нарушается в период ледообразования. Это выражается во временном более или менее резком уменьшении расходов воды в период замерзания рек и в последующем их восстановлении после ледостава. Обычно, чем интенсивнее развивается процесс ледообразования, тем более резко выражен временный спад расходов воды. Еще более резко ледовые процессы сказываются на колебаниях уровня воды, что связано с зажорно-заторными явлениями, которые сопровождают обычно образование ледостава на шугоносных реках, отличающихся большими скоростями течения и начинающих замерзать с низовьев вверх по течению.

В заключение отметим, что наиболее благоприятные, с точки зрения возможностей долгосрочных прогнозов меженного стока, условия имеют место в аридных областях как на равнинах, так и на горных реках. Для последних, в зонах орошаемого земледелия, такие прогнозы с каждым годом приобретают все большее народно-хозяйственное значение в связи с расширением водохозяйственного строительства в целях регулирования стока.

Элементами водного режима рек в меженный период, прогнозы которых имеют наибольший практический интерес, являются:

а) сток за весь период межени и более короткие календарные отрезки времени — квартал, месяц;

б) средние и минимальные месячные уровни воды.

Прогнозы стока важны для гидроэнергетики и водного хозяйства. В прогнозах уровней заинтересован водный транспорт по судоходным рекам и нередко коммунальное хозяйство, там, где они представляют интерес для бытового водоснабжения. Большое значение прогнозы меженных расходов воды приобретают в последнее время для оценки и прогнозов степени загрязнения речных вод и их охраны от загрязнения.

Самостоятельный интерес имеют также прогнозы высоких дождевых паводков, которые наблюдаются в ряде районов в период межени. Возможности таких (пока только краткосрочных) прогнозов рассматриваются в вып. 2 Руководства по гидрологическим прогнозам.

14.3. Истощение запасов воды в речных бассейнах в период межени

14.3.1. Определение составляющих меженного стока

К концу половодья, когда поверхностный приток талой воды в реки полностью прекращается, в бассейне остается еще некоторый ее запас, находящийся в русловой сети, в озерах и болотах. Истощение этого запаса происходит в течение некоторого времени, как это схематически показано на рис. 14.1, и по своему характеру существенно отличается от истощения сезонного запаса грунтовых вод. Определить остаточный запас собственно талых и дождевых вод, поступивших в период половодья, и интенсивность его истощения практически не просто. С уверенностью можно лишь говорить, что при прочих равных условиях как сама его величина, так и продолжительность истощения находятся в прямой зависимости от размера бассейна, его озерности и заболоченности.

Не более легкой задачей является и определение сезонного запаса грунтовых вод. В силу отсутствия необходимых для этого данных наблюдений выделить его из общего стока за период межени можно лишь приближенно. Известные в гидрологии приемы выделения даже общей подземной составляющей стока грубы и страдают недостаточной определенностью и субъективизмом.

При наличии надежных гидрометрических данных в замыкающем створе несколько проще решается задача определения общего запаса воды в бассейне на начало межени, особенно в том случае, когда дождевая составляющая меженного стока пренебрежимо мала или ее можно легко выделить подобно тому, как по-

казано на рис. 14.1. Искомый запас воды (в м^3) равняется сумме средних суточных расходов за период $t_n - t_0$, умноженный на число секунд в сутках

$$W_{t_0} = 86\,400 \sum_{t=t_0}^{t=t_n} Q_t. \quad (14.2)$$

Вычислив запасы воды на ряд промежуточных дат меженного периода, можно построить кривую объемов $W(Q)$, которая выражает зависимость между расходом воды в замыкающем створе бассейна и ее запасом в данном бассейне. Выполнив такого рода

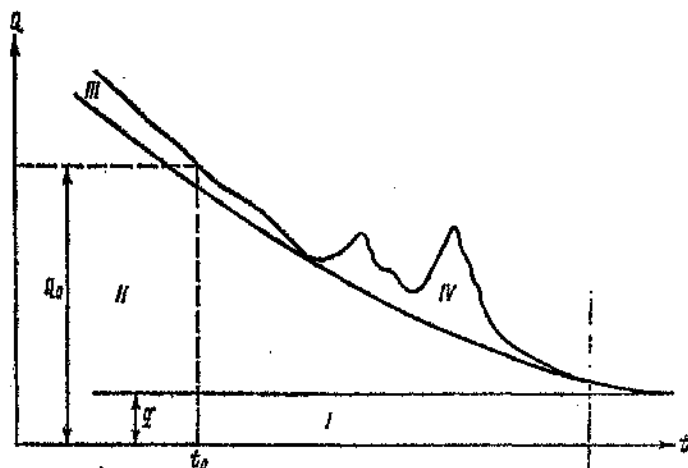


Рис. 14.1. Схематический график составляющих стока в период межени.

I — глубинные воды; *II* — грунтовые; *III* — поверхностные; *IV* — дождевые.

расчеты за ряд лет, можно получить представление о диапазоне колебаний запасов воды в данном бассейне и среднее их значение.

Вычисленный описанным путем объем воды отнюдь не является действительным запасом подземных вод в бассейне, а лишь характеризует то ее количество, которое участвует в стоке за период межени. Приняв глубоководное питание постоянным, равным минимальному зимнему расходу, можно определить суммарный его объем, а по нему и приблизительную величину сезонного грунтового запаса воды, пользуясь формулой

$$W_{гр} = (Q_T - q) T - (W_0 - W_n), \quad (14.3)$$

где $W_{гр}$ — объем сезонного грунтового питания за период $T = t_n - t_0$, м^3 ; Q_T — средний расход воды в замыкающем створе за тот же период; q — расход воды, обусловленный глубоководным

подземным питанием; W_0 и W_n — объемы воды в русловой сети соответственно на начало и конец расчетного периода. Приближенный расчет двух последних величин выполняют одним из описанных ниже способов.

Из уравнения (14.3) следует, что для исследования закономерности истощения подземного питания в период межени необ-

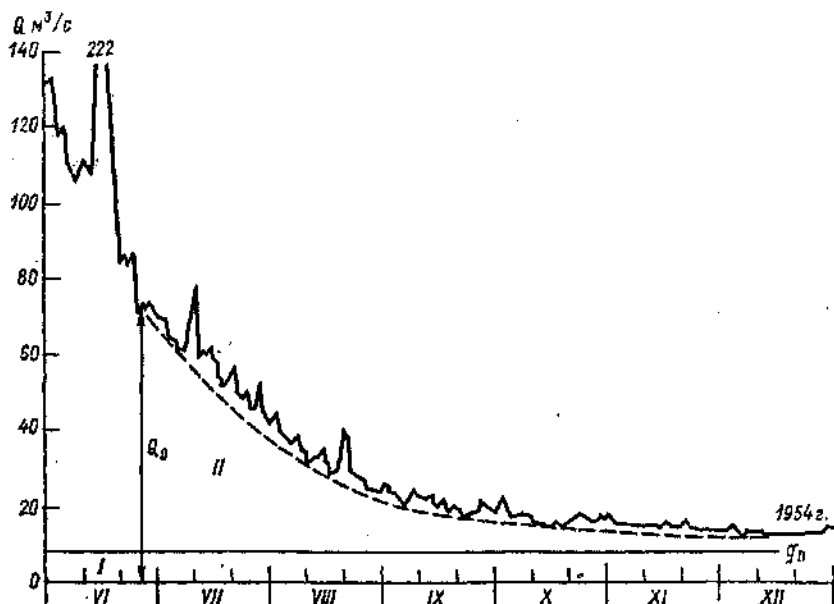


Рис. 14.2. Характер истощения стока в период межени на примере гидрографа р. Арагви.

I — устойчивое глубинное питание; *II* — сезонное грунтовое питание.

ходимо выбирать такой начальный момент, когда остаточный запас поверхностных вод в бассейне становится малым. Иными словами, лучше брать его несколько позже, чем слишком рано, когда еще стекают поверхностные воды.

При большом дождевом стоке для решения задачи его выделения необходимо предварительно установить закономерность истощения общей подземной составляющей меженного стока. Для этого по данным наблюдений за прошлые годы отбирают случаи, когда дождевой сток был относительно небольшим или четко выраженным (рис. 14.2). По этим данным проводят описанный выше анализ подземных составляющих стока и определяют в первом приближении кривую их истощения. Полученную типовую кривую используют затем для выделения дождевого стока за все другие интересующие годы.

Количество воды, находящейся в русловой сети бассейна на заданный момент времени, характеризует в определенной мере средний ее расход в замыкающем створе за период, равный вре-

мени стекания этой воды. Эту закономерность широко используют в прогнозах стока больших рек, в том числе и в период межени. В последнем случае благодаря замедленному истощению подземного питания данные о русловых запасах могут быть использованы для прогнозов средних расходов воды с заблаговременностью, превышающей максимальное время добегаания, а также период осреднения расходов. Например, составлять прогнозы средних месячных и квартальных расходов по данным о запасах воды в русловой сети на 20-е или 25-е число предшествующего месяца.

14.3.2. Уравнение истощения и определение его параметров

Спад расходов воды во времени, обусловленный истощением запасов грунтовых вод, достаточно хорошо описывает двухпараметрическое экспоненциальное уравнение вида

$$Q(t) = (Q_0 - q) \exp(-\alpha t) + q, \quad (14.4)$$

в котором Q_0 и q — соответственно начальный расход в реке и минимальный расход, обусловленный глубоководным питанием (базисный сток), м³/с; t — время в сутках, отсчитываемое от того момента времени t_0 , на который берется начальный расход воды; α — константа, характеризующая интенсивность истощения сезонного запаса подземных вод; e — основание натуральных логарифмов.

Уравнение (14.4) выводится теоретически, если допустить, что между запасом воды и ее расходом в замыкающем створе существует линейная зависимость, а пределом к которому асимптотически стремится последний, является расход q , обусловленный устойчивым глубоководным подземным питанием. Это уравнение, как показывает опыт, достаточно хорошо отражает и истощение общего запаса воды в бассейне, т. е. включает воды, находящиеся в озерах, болотах и руслах в конце спада половодья. Оно выгодно отличается от однопараметрических уравнений истощения вида

$$Q(t) = Q_0 \exp(-\alpha t) \text{ и } Q(t) = Q_0/(1 + \beta t)^2, \quad (14.5)$$

так как более правильно отражает процесс истощения и позволяет учитывать, при необходимости, непостоянство от года к году минимального расхода воды в конце межени.

Из уравнения (14.4) следует, что при такой закономерности истощения бассейновых запасов воды в межень между средними расходами воды, вычисленными за смежные периоды времени одинаковой длительности, должна существовать линейная зависимость вида

$$Q_{n+1} = aQ_n + (1 - a)q, \quad (14.6)$$

где Q_n и Q_{n+1} — средние расходы соответственно за предшествующий и последующий периоды T (декада, месяц); a — угловой коэффициент, равный

$$a = \exp(-\alpha T). \quad (14.7)$$

Как показывает практика, общая линейная зависимость между средними декадными и средними месячными расходами за смежные декады и месяцы действительно имеет место для многих рек, где дождевой сток в период межени не играет слишком большой роли. Пример такой зависимости для р. Зеравшан показан на рис. 14.3. Аналогичную зависимость можно построить, пользуясь средними декадными расходами. Установив такую зависимость

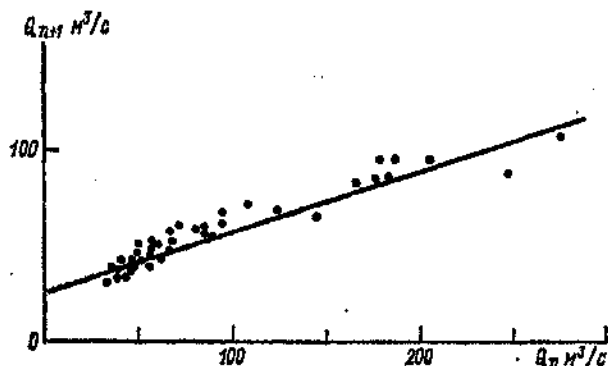


Рис. 14.3. Связь между средними месячными расходами воды предшествующих (Q_n) и последующих (Q_{n+1}) месяцев за период с сентября по март для р. Зеравшан.

по данным наблюдений за прошлые годы, т. е. найдя значения ее коэффициентов a и b , легко находят значения параметров уравнения (14.4):

$$a = \ln a/T \text{ и } q = b/(1 - a). \quad (14.8)$$

Из уравнения (14.4) также следует, что средний расход за любой период времени T является линейной функцией начального расхода

$$Q_T = kQ_0 + (1 - k)q, \quad (14.9)$$

В этом уравнении

$$k = [(1 - \exp(-\alpha T))/(\alpha T)], \quad (14.10)$$

где T — период, за который вычисляется средний расход; остальные обозначения прежние.

Как уже говорилось, минимальный расход подземного питания нередко может существенно меняться от года к году. Это наблюдается в тех речных бассейнах, где сезонный запас подземных вод колеблется в широких пределах и где к концу межени минимальный расход не достигает того значения, которое обусловлено относительно стабильным глубоководным питанием. В таких бассейнах сработка сезонных запасов подземных вод происходит не в течение одного периода межени, а более длительное время.

На рис. 14.4 показан пример зависимости минимального расхода р. Мургаб в конце межи от стока за предшествующий период с октября по май. В подобных случаях, как следует из уравнения (14.6), для определения параметра α необходима эмпирически установленная зависимость $(Q_{n+1}-q_i)=f(Q_n-q_i)$, где Q_n и Q_{n+1} — средние расходы соответственно за предшествующий и последую-

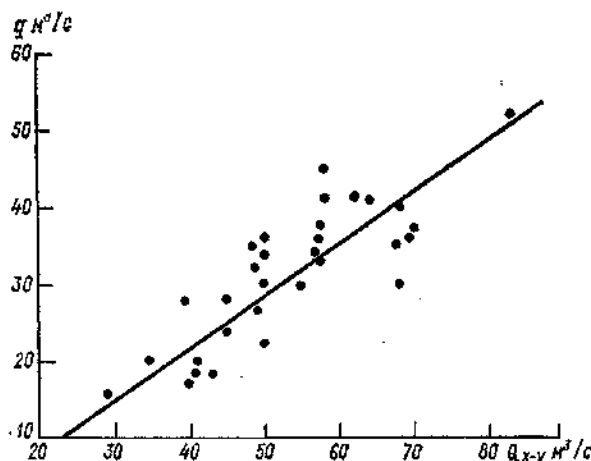


Рис. 14.4. Зависимость минимального расхода р. Мургаб в конце межи от стока за предшествующий период (с октября по май).

щие отрезки времени (декада или месяц); q_i — минимальный расход межи в соответствующем году.

Уравнение (14.4) может быть использовано для выделения дождевой составляющей стока в период межи.

14.4. Русловые запасы воды как характеристика последующего стока

Речная сеть бассейна обладает определенной емкостью. Запас воды в ней, однако, не постоянен во времени и меняется в зависимости от степени наполнения русел, т. е. в конечном счете зависит от расходов воды, протекающих во всей сети в данный момент времени. Допустим, что этот запас на момент времени t равен W_t м³. Если предположить, что в этот момент прекратится всякий приток воды в русло, то очевидно, что средний расход в замыкающем створе за период полного опорожнения русловой сети $\tau_{\text{макс}}$ должен быть равен

$$\bar{Q}_{t+\tau_{\text{макс}}} = W/\tau_{\text{макс}}. \quad (14.11)$$

Здесь $\tau_{\text{макс}}$ равно максимальному времени добегания воды в бассейне.

В природе полного и мгновенного прекращения притока воды в русловую сеть, разумеется, не бывает. Поэтому русловые запасы воды могут определять средний расход лишь частично, а действительный средний расход должен быть больше на величину, обусловленную стоком воды, дополнительно поступившей за это время. Отсюда следует, что в период межени при отсутствии существенного притока дождевых вод между запасом воды в русловой сети и средним расходом за период, равный периоду опорожнения русловой сети, должна существовать корреляционная линейная зависимость

$$\bar{Q}_{t+\tau_{\text{макс}}} = aW_t, \quad (14.12)$$

которую можно установить эмпирически. Благодаря плавности истощения бассейновых запасов воды такого рода зависимости могут быть установлены и за периоды, превышающие период опорожнения русловой сети, как это уже отмечалось выше.

Вычисленный на заданный момент времени запас воды в русловой сети автоматически включает и дождевые воды, но отнюдь не может в достаточной мере характеризовать будущий их приток, который зависит главным образом от количества осадков. Поэтому последние за период, определяющий возможный дождевой сток, являются второй важной переменной для прогнозов меженного стока.

В принципе запас воды в русловой сети на заданный момент времени может быть определен или на основе кривых объемов $W=f(Q)$, построенных по участкам рек, или непосредственно по данным о расходах воды и времени ее добегания по участкам. И тот и другой способ не позволяют определить полный объем воды в руслах из-за недостатка гидрометрических данных. Второй способ как более простой применяется чаще. Напомним, что в первом приближении объем воды на участке между двумя гидрометрическими створами равен произведению среднего расхода воды на время добегания

$$W_{1-2} = (Q_1 + Q_2) \tau_{1-2}/2, \quad (14.13)$$

где Q_1 и Q_2 — расходы воды соответственно на верхнем и нижнем постах. Для верховьев рек Q_1 в (14.13) принимаем равным нулю. Для участка, на котором впадает крупный приток, объем воды вычисляем по формуле

$$W_{1-2-3} = (Q_1 + Q_2 + Q_3) \bar{\tau}/2, \quad (14.14)$$

где Q_2 — расход воды на притоке; Q_3 — расход в нижнем створе реки; $\bar{\tau}$ — среднее время добегания между створами 1—3 и 2—3.

При выражении расходов в кубических метрах в секунду, а времени добегания в сутках вычисленные объемы воды получаем уменьшенными в 86 400 раз. Общий запас воды в русловой сети, а точнее его индекс вычисляется как сумма объемов по участкам.

Применительно к периоду межени расчеты можно упростить приняв время добегания на каждом участке постоянным. Это приводит к линейной формуле вида

$$W_t = a_1 Q_1 + a_2 Q_2 + \dots + a_n Q_n, \quad (14.15)$$

о которой уже говорилось в главе 3. Здесь $a_1, a_2, \dots, a_n$ — весовые коэффициенты, зависящие от времени добегания на участках; $Q_1, Q_2, \dots, Q_n$ — расходы воды в гидрометрических створах на момент времени t .

Глава 15. Виды и методика долгосрочных прогнозов стока и уровней воды в период межени

Основными видами долгосрочных прогнозов стока и уровней воды в периоды летне-осенней и зимней межени являются:

- прогнозы сезонного (за весь период межени) стока;
- прогнозы квартального и месячного притока воды в водохранилища;
- прогнозы средних и минимальных месячных уровней воды на судоходных реках.

Первые два вида прогнозов необходимы для гидроэнергетики и водного хозяйства. Однако в последнее время эти прогнозы начинают также приобретать значение для оценок степени возможного загрязнения речных вод и концентрации определенных загрязняющих веществ, в расчетах самоочищения и разбавления загрязненных вод. Прогнозы уровней воды на судоходных реках важны для участков, где судоходные глубины в межень не всегда обеспечены и поддерживаются посредством дноуглубительных работ.

В зонах достаточного и избыточного увлажнения (лесная и лесостепная зоны, Дальневосточный регион) прогнозы квартального и месячного стока рек в летне-осенний период являются трудно разрешимой задачей. Трудность ее, однако, связана не столько с какой-то особой сложностью гидрологических процессов самих по себе, сколько неопределенностью задачи в отношении возможностей учета влияния осадков, выпадающих за период заблаговременности прогнозов. Эта неопределенность обусловлена с одной стороны ограниченностью и недостаточной репрезентативностью данных наблюдений за осадками, а с другой — отсутствием надежных прогнозов их количества столь большой заблаговременности. Именно по этим причинам методика указанных прогнозов остается недостаточно разработанной. Имеются целые климатические области, где такие прогнозы остаются практически неосуществимыми.

Теперь, прежде чем перейти к рассмотрению методических основ и практически возможных приемов перечисленных выше прогнозов, коротко остановимся на таком понятии, как полезно используемый приток воды, прогнозы которого представляют интерес при эксплуатации определенного типа гидроэлектростанций.

15.1. Полезно используемый приток и его определение

Понятие полезно используемого стока или притока воды и потребность в его прогнозах возникли в связи с постройкой на горных реках высоконапорных деривационных гидроэлектростанций с весьма малыми возможностями регулирования стока, т. е. практически без значительных стокорегулирующих емкостей в виде водохранилищ.

Поскольку максимальная пропускная способность турбин любой ГЭС ограничена, то прогнозы притока воды к таким станциям очевидно представляют интерес только в период межени, когда этот приток может быть как больше, так и меньше максимального пропускного расхода воды. Полезно используемый приток за интересующий период времени (месяц, квартал) вычисляется при этом с учетом продолжительности периодов, когда расход воды в реке превышал максимальный пропускной расход ГЭС и периодов, когда он был меньше этого расхода.

В общем виде формула для расчета среднего значения полезно используемого притока воды за интересующий период Q_n выглядит следующим образом:

$$Q_n = \varphi_1 Q_T + \varphi_2 \bar{Q}. \quad (15.1)$$

Здесь Q_T — максимальный пропускной расход через турбины ГЭС, м³/с; $\bar{Q}$ — средний расход воды в реке за период, когда он был меньше Q_T ; $\varphi_1 = n_1/N$, а $\varphi_2 = n_2/N$, где n_1 — число дней, в течение которых приток воды был больше пропускного расхода ($Q > Q_T$), n_2 — число дней, когда приток воды был меньше ($Q < Q_T$), а $N = n_1 + n_2$ — продолжительность расчетного периода (месяц, квартал) в днях.

Как следует из формулы, при сохранении условия $Q > Q_T$ в течение всего интересующего периода полезно используемый приток будет равен Q_T , а при условии $Q < Q_T$ он будет равен среднему значению естественного расхода воды в реке. Иллюстрацией к определению полезно используемого притока служит рис. 15.1.

15.2. Общие основы и возможности прогнозов

Методические основы долгосрочных прогнозов сезонного межени стока, а также стока за отдельные его периоды (месяц, квартал), вытекают из общих закономерностей формирования

стока. Закономерное истощение сезонных запасов воды в речном бассейне в период межени является тем основным фактором, который в той или иной мере определяет возможность долгосрочного прогноза меженного стока исходя из начальных уже сложившихся условий в речном бассейне. Однако реальные возможности таких прогнозов, как уже подчеркивалось, существенно различны в различных климатических условиях в меру относительной роли буду-

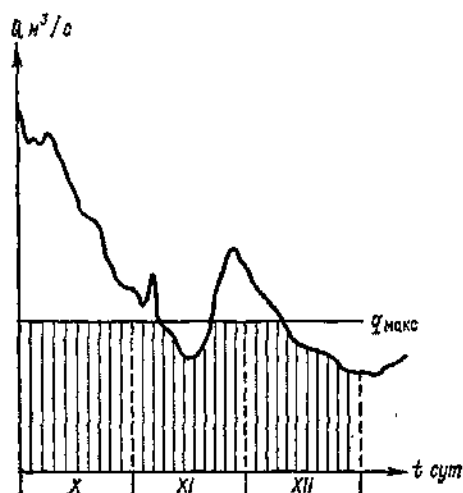


Рис. 15.1. Иллюстрация к вычислению среднего значения полезного стока (заштрихованная часть гидрографа).

щих метеорологических факторов в формировании стока. Наиболее благоприятны они, как и в отношении других видов гидрологических прогнозов, в аридных зонах. В частности, в горных бассейнах таких зон или в географических зонах с резко выраженным сухим периодом, когда стокообразующая роль осадков за период заблаговременности прогнозов невелика. В таких условиях прогнозы сезонного стока возможны заблаговременностью до 6 месяцев. В зимний период, когда полностью отсутствует поверхностное питание, прогнозы возможны заблаговременностью в несколько месяцев в зависимости от длительности устойчивого холодного периода.

В условиях, когда дождевая (или талая) составляющая питания реки в период межени относительно велика, возможность долгосрочных прогнозов уменьшается и тем в большей мере, чем больше относительная роль неизвестных факторов в формировании стока. Соответственно уменьшается и реально возможная заблаговременность прогнозов.

Возможности прогнозов, однако, в большой мере зависят также от наличия и качества данных гидрометрических и метеорологических наблюдений, которые необходимы для надежного

определения параметров эмпирических расчетных зависимостей. Переходя к методическим основам прогнозов стока в период межени, отметим здесь только главные моменты. Более предметно практические приемы прогнозов рассматриваются в следующих разделах.

В методическом плане долгосрочные прогнозы стока и уровней воды в период межени базируются на двух подходах:

а) непосредственном использовании приближенного уравнения истощения стока и

б) корреляции в различных ее формах с учетом закономерностей истощения бассейновых запасов воды и дополнительного дождевого питания.

Уравнение истощения (14.4) и вытекающие из него линейные зависимости (14.6) и (14.9) позволяют по начальному расходу воды определять ожидаемые значения следующих характеристик меженного стока: суммарного стока за весь период межени и его распределения по кварталам и месяцам. Этот подход, как уже отмечалось, наиболее успешно применим в условиях, когда дополнительное дождевое питание в межень невелико и не оказывает слишком большого искажающего влияния на ход истощения бассейновых запасов воды на период заблаговременности прогноза.

В речных бассейнах, где дождевое питание в межень играет значительную роль, возможности прогнозов сезонного, квартального и месячного стока в большой мере зависят от размеров самих бассейнов и изменчивости осадков. При большой изменчивости последних от года к году и значительной их роли в формировании меженного стока прогнозы средних квартальных и месячных расходов воды без учета будущих осадков весьма ограничены. В таких условиях решающую роль в разработке методики прогнозов приобретают дискриминантный и регрессионный анализ, а надежность самой методики резко снижается.

Не менее сложной является и задача прогнозов средних и минимальных месячных уровней воды на судоходных реках. Даже в самых благоприятных условиях дополнительные трудности с такими прогнозами возникают там, где русла рек неустойчивы, подвержены деформациям, нарушающим связь между расходом и уровнем воды. Естественно, что методика прогнозов характерных уровней воды основывается на тех же принципах, что и методика прогнозов стока. В относительно сухих климатических условиях, где дождевой сток мал, график хода уровней на месяц и более длительное время вперед может быть рассчитан по уравнению истощения (14.4) и кривой расходов в заданном гидрометрическом створе. В более сложных условиях задача чаще всего сводится к отысканию эмпирических (статистических) зависимостей и решений, удовлетворяющих требованиям, которым должна отвечать методика прогнозов.

15.3. Прогнозы сезонного меженного стока и его распределение во времени

Методика таких прогнозов целиком базируется на использовании уравнения истощения стока (14.4) и вытекающих из него линейных зависимостей (14.6) и (14.9) (см. главу 14), а ее реализация — на эмпирическом определении параметров этих уравнений применительно к конкретным речным бассейнам и водохранилищам. Отсюда следует, что разработка методики этих прогнозов включает в себя следующие основные этапы.

1. Подготовку и анализ исходных гидрометрических и метеорологических данных в целях выделения и последующей статистической оценки дополнительной (главным образом дождевой или тало-дождевой) составляющей стока за период заблаговременности прогноза, включая при необходимости предварительную ее срезку.

2. Построение обобщенной эмпирической линейной зависимости средних месячных или средних декадных расходов воды за весь период межени типа

$$Q_{n+1} = aQ_n + b \quad (15.2)$$

и определения ее параметров a и b .

Общий вид такой зависимости приведен в предыдущей главе. Здесь, на рис. 15.2, показана зависимость для притока воды в Токтогульское водохранилище на р. Нарын, удовлетворяющая уравнению

$$Q_{n+1} = 0,62Q_n + 40. \quad (15.3)$$

Для ее построения в данном примере использованы средние месячные значения притока воды с сентября по февраль за достаточно большое число лет.

3. Определение параметров уравнения истощения стока α и q и параметров расчетных линейных уравнений, по формулам (14.8) и (14.10) с учетом соответствующего числа суток в кварталах и месяцах.

4. Определение статистических характеристик дополнительного стока за период заблаговременности прогноза, вызываемого осадками и снеготаянием, для каждого месяца, квартала и всего периода межени. В число таких характеристик входят нормы и природная изменчивость (средние квадратичные отклонения) добавочных расходов.

Эта методика, как уже отмечалось, лучше всего подходит к условиям, когда дождевая или тало-дождевая составляющие меженного стока малы и не оказывают слишком большого искажающего влияния на естественный ход истощения бассейнового запаса воды. При значительном влиянии этих составляющих возможна простая модификация методики, успешность которой целиком зависит от того, насколько велика изменчивость от года к году

метеорологических условий за период заблаговременности прогнозов. Чем больше эта изменчивость, тем меньше при прочих равных условиях остается возможностей для достаточно точных прогнозов.

Суть этой модификации методики состоит в том, что, выполнив предварительно срезку колебаний стока, связанных с метеорологическими условиями, тем же эмпирическим путем опреде-

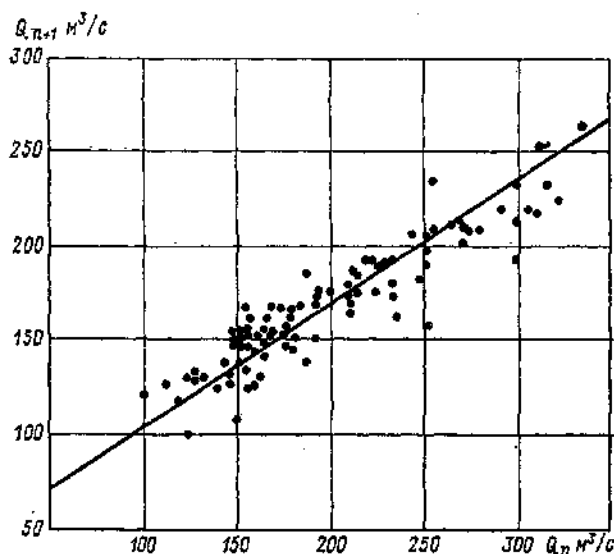


Рис. 15.2. Зависимость между средними месячными значениями притока воды в Токтогульское водохранилище за предшествующие (Q_n) и последующие (Q_{n+1}) месяцы меженного периода (сентябрь—февраль).

ляют уравнения истощения и линейные расчетные уравнения, которые позволяют рассчитывать гарантированные в определенной мере расходы воды за сезон и каждый календарный месяц, а дополнительный сток учитывать чисто статистически, т. е. в виде средних (нормальных) «добавок» как в целом за сезон, так и за соответствующие его календарные месяцы и кварталы.

Как уже пояснялось, такого рода добавки вычисляют как средние многолетние величины за достаточно длительный период наблюдений. По их ежегодным значениям для каждого месяца, квартала и в целом меженного периода находят также средние квадратические отклонения и определяют соответствующие интегральные функции распределения вероятностей превышения (кривые обеспеченности). Последние необходимы для оценки возможных погрешностей и выражения прогнозов в вероятностной форме.

5. Как и во всех разработках методик гидрологических прогнозов, заключительный этап работы состоит в статистической оценке

эффективности методики и точности прогнозов, выполняемой согласно требованиям Наставления по службе гидрологических прогнозов.

Практическое определение параметров уравнения истощения и расчетных уравнений для вычисления ожидаемого сезонного, квартального и месячного стока покажем на примере Токтогульского водохранилища.

Пользуясь параметрами исходной эмпирической зависимости $Q_{n+1}=f(Q_n)$ (см. рис. 15.2 и уравнение 15.3) $a=0,62$, $b=40$, по формулам (14.8) находим значения параметров уравнения истощения (14.4) $\alpha=0,016$ и $q=115$, затем получаем само уравнение:

$$Q(t) = (Q_0 - 115) \exp(-0,016t) + 115. \quad (15.4)$$

Это уравнение, как видно, позволяет вычислять по заданному начальному расходу (Q_0) расход воды на любой момент времени (календарную дату) t . Время в этом уравнении выражается в сутках, а отсчет его ведется от даты, на которую приходится начальный расход. Например, если начальный расход принять, скажем, на 25/IX, то, пользуясь уравнением (15.3), можно вычислить значения расходов воды на последний день каждого календарного месяца за весь меженный период, т. е. на 30/IX, 31/X и т. д. и получить, таким образом, плавную кривую истощения стока.

Пользуясь далее формулой (14.1), находят параметры всего набора линейных уравнений, необходимых для расчета средних расходов за сезон, кварталы и каждый месяц меженного периода, с октября по март включительно. При вычислении этих параметров учитывают продолжительность каждого календарного периода в сутках (T), для которого рассчитывают ожидаемый средний расход воды. Так, для всего меженного сезона с октября по март $T=182$ сут, для первого квартала $T=92$ сут и т. д. Значения параметров всего набора расчетных уравнений вида

$$Q_T = kQ_0 + (1 - k)q \quad (15.5)$$

для Токтогульского водохранилища сведены в табл. 15.1. В этих уравнениях в качестве начального расхода Q_0 берут расход на последнее число месяца, предшествующего расчетному периоду. Например, для сезона в целом, четвертого квартала и октября это будет расход на 30/IX, для первого квартала и января — 31/XII и т. д.

Коротко остановимся на порядке расчетов при выпуске долгосрочного прогноза меженного стока и его распределения во времени (по кварталам и месяцам).

Датой выпуска прогноза является, как обычно, 25 число предшествующего месяца. Рассмотрим для примера случай долгосрочного прогноза притока воды за период октябрь—март. Поскольку единственным аргументом для такого прогноза является начальный

расход, то его определение требует особого внимания, чтобы избежать случайных погрешностей. Для этого следует принимать средний расход за трое ближайших суток.

После определения начального расхода Q_0 и его даты, пользуясь уравнением истощения, вычисляют расходы воды на конец каждого календарного месяца. Эти расходы служат затем начальными при последовательном расчете средних месячных значений расходов, а расходы на 30/IX, 31/XII и для расчета средних расходов соответственно за сезон в целом, четвертый и первый квар-

Таблица 15.1

Значения параметров расчетных уравнений вида (15.4) для Токтогульского водохранилища

Параметр	Продолжительность периода T сут					
	182 (X—III)	92 (X—XII)	90 (I—III)	31 (X, XI, I, III)	30 (XI)	28 (II)
$k = \frac{1 - e^{-0,016 T}}{0,016 T}$	0,325	0,524	0,530	0,788	0,794	0,810
$C = 115 (1 - k)$	71	50	49	22	22	20

талы года. Последующие расчеты ожидаемых средних расходов за сезон, кварталы и месяцы выполняют, пользуясь набором соответствующих линейных уравнений типа (15.5). Доверительные интервалы ожидаемых расходов (притока) в целом за сезон, календарные кварталы и месяцы определяют согласно Наставлению по службе гидрологических прогнозов исходя из средней квадратической погрешности проверочных прогнозов и допущения о нормальном распределении погрешностей

$$Q'_T = \pm 0,674s, \quad (15.6)$$

где Q'_T — вычисленный (ожидаемый) для данного периода T средний расход (приток) воды, м³/с; s — средняя квадратическая погрешность прогнозов, м³/с.

В природе далеко не часты случаи таких благоприятных для прогнозов меженного стока условий, когда метеорологические факторы за период заблаговременности прогнозов не оказывают на этот сток существенного влияния. Значительно чаще при разработке методики прогнозов приходится учитывать это влияние указанным выше статистическим путем. Определять средние многолетние добавки расходов и прибавлять их при выпуске прогнозов к величинам, полученным с помощью соответствующего уравнения истощения стока. К такому приему приходится прибегать как в горных областях, так и в степной зоне неустойчивого увлажнения.

Опыт показывает, что на равнинных реках значительной части лесостепной зоны описанную методику прогнозов можно практически применять в летний (июль—сентябрь) и зимний периоды. В осенние месяцы, когда резко возрастает дождевая составляющая меженного стока и велика ее изменчивость от года к году, эта методика может не дать положительного результата так же, как и в других областях избыточного увлажнения. Подобные трудности с прогнозами меженного стока имеют место в западной части степной, лесостепной и лесной зон на европейской части СССР в зимний период, что обусловлено большой изменчивостью осадков в осенний период, частыми зимними оттепелями и большой амплитудой в сроках наступления отрицательной температуры зимой и положительной температуры весной.

Еще одну трудность в прогнозы меженного стока вносит процесс установления ледостава на реках, особенно тех, замерзание которых происходит по течению сверху вниз. Искажение закономерного спада расходов в этот период наиболее заметно на больших реках. Проявляется оно в довольно резком временном снижении расходов воды перед установлением ледостава и последующем их увеличении после ледостава до некоторого предела, после которого начинается закономерное истощение стока. В нижнем течении Амура, например, указанное явление смыкается со спадом летнеосенних паводковых вод. По этой причине использование уравнения истощения для прогнозов зимних расходов возможно только после того, как расход воды в реке достигает своего последельдоставного максимума.

В заключение отметим, что в наиболее благоприятных условиях рассмотренная методика позволяет в принципе детализировать распределение стока не только по месяцам, но и по декадам, а также уточнять прогноз распределения стока во времени, пользуясь данными о фактических расходах и составлять прогнозы месячного стока.

15.4. Прогнозы месячного стока по данным о предшествующих расходах воды

Этот наиболее простой и достаточно распространенный прием прогнозов месячного стока непосредственно вытекает из рассмотренной выше методики и является по сути упрощенной ее реализацией для целей прогнозов стока месячной заблаговременности. Следует при этом заметить, что корреляция типа $Q_{n+1} = f(Q_n)$ для каждого отдельного месяца меженного периода может в принципе даже иметь некоторое преимущество перед построением одной объединенной зависимости этого типа для ряда месяцев в том смысле, что при этом коррелируются более близкие по времени значения переменных. А это позволяет несколько лучше учитывать запасы воды в русловой сети и влияние осадков. Вместе с тем, однако, необходимо помнить, что такого рода построения

нередко могут носить в значительной мере формальный характер. Эта опасность особенно велика при использовании ограниченных выборок в случаях не очень тесной корреляции. Имеется уже большой опыт того, как недостаточно определенные в статистическом смысле формально удовлетворяющие требованиям точности прогнозов корреляционные связи не выдерживали испытания временем.

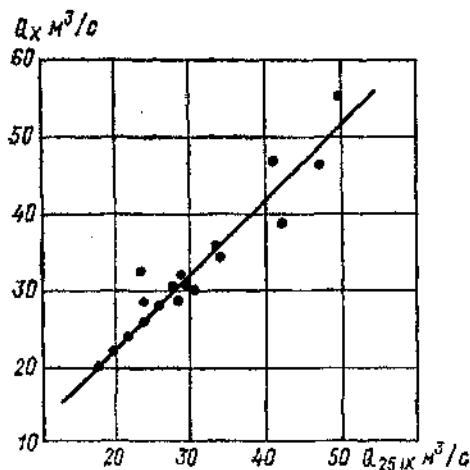


Рис. 15.3. Связь между средним расходом воды за октябрь (Q_x) и расходом воды на 25/IX ($Q_{25.1X}$) для р. Хопра у Дундуковского.

При отыскании зависимостей для прогнозов месячного стока средний расход предшествующего месяца (Q_n) нередко заменяют средним расходом за несколько дней или даже расходом на 25-е число. Следует подчеркнуть, что вообще это допустимо делать применительно к не очень большим рекам и в случаях малого влияния на сток осадков за период заблаговременности прогноза. Чаще всего такого рода связи выглядят формально тесными, но по сути — это хорошо видно на рис. 15.3 — свидетельствуют всего лишь о весьма малом изменении средних расходов воды от месяца к месяцу и большой амплитуде их колебаний от года к году, т. е. относятся к случаям, когда инерционный прогноз является в равной мере успешным ($\frac{s}{\sigma_\Delta} \approx 1$).

Опыт построения связей типа $Q_{n+1} = f(Q_n)$ говорит о том, что для рек с малым дождевым стоком в период межи такие связи обычно линейны. Это подтверждает экспоненциальный характер истощения стока и может быть легко проверено путем совмещения в одном масштабе таких связей для разных месяцев. Такой прием позволяет одновременно более объективно оценить степень надежности эмпирических связей, полученных для отдельных месяцев. Само собой понятно, что при относительно большой дождевой составляющей стока и большой ее изменчивости от года к году и от месяца к месяцу решающую роль в прогнозах как месячного, так и квартального стока приобретает прогноз дождевой

составляющей. Возможность последнего практически целиком зависит от наличия надежного метеорологического прогноза. Что же касается выпускаемых в настоящее время прогнозов месячной аномалии осадков по крупным территориям, то они пока не удовлетворяют потребностям решения гидрологической задачи.

Прогнозы календарного квартального стока, также как и месячного, могут в определенных условиях основываться на исполь-

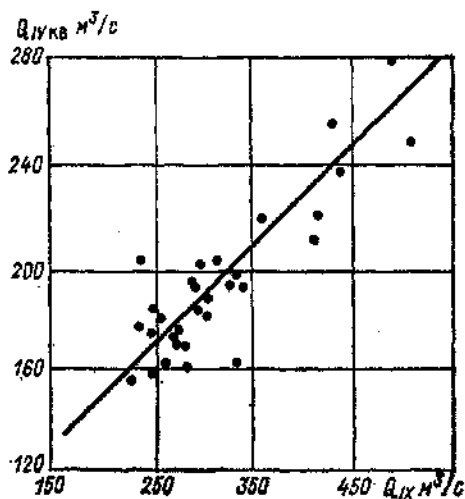


Рис. 15.4. Зависимость $Q_{кв} = f(Q_0)$ для прогнозов притока воды в Токтогульское водохранилище.

зовании эмпирически установленных зависимостей вида $Q_{кв} = f(Q_0)$, где $Q_{кв}$ — средний расход воды за интересующий квартал, а Q_0 — начальный для данного квартала расход воды. При экспоненциальном характере уравнения истощения стока это непосредственно вытекает из уравнения (14.9). В качестве начального расхода при отыскании такого вида зависимостей принимают средний расход воды за последние 5—10 дней предшествующего месяца.

Длительность периода осреднения при определении начального расхода воды Q_0 зависит от степени изменчивости (короткопериодных колебаний) расходов в меженный период. Чем меньше и реже эти колебания, тем короче может быть период осреднения. С другой стороны, как свидетельствует опыт, достаточно устойчивые зависимости указанного типа имеют место и тогда, когда в качестве начального расхода воды принимают средний расход за весь предшествующий интересующему кварталу месяц. Однако при закономерном истощении стока такого рода построения не вызываются необходимостью.

Пример эмпирической зависимости для прогнозов квартального стока приведен на рис. 15.4.

15.5. Прогнозы стока по данным о запасе воды в русловой сети и осадкам

В бассейнах крупных рек с большим (более 30 сут) временем пробега воды и относительно большим вкладом в формирование меженного стока дождевой составляющей эмпирические связи типа $Q_{n+1}=f(Q_n)$ часто не достаточно тесные. Это обусловлено главным образом большой неравномерностью осадков по площади и во времени. По этой причине в ряде случаев несколько более показательной характеристикой для прогнозов месячного и квартального стока может оказаться запас воды в русловой сети. Это можно установить, сравнивая эмпирические графики связи $Q_{n+1}=f(Q_n)$ и $Q_{n+1}=f(V_{t_0})$. При этом необходимо, чтобы выборки для построения таких графиков были возможно больше по объему и статистически однородны. Это важно в отношении величин русловых запасов воды. Для соблюдения однородности ряда их значений за многолетний период они должны вычисляться для всех лет по данным одних и тех же гидрометрических створов в речном бассейне и одним и тем же способом.

Для построения расчетных графиков запас воды в руслах речной сети можно выражать как в единицах объема, так и в виде среднего секундного расхода воды за период времени, на который дается прогноз, например, месяц. Зависимости месячного и квартального стока от запасов воды в руслах обычно линейны. Это не противоречит физическому их смыслу, если принять во внимание, что запас воды в русловой сети всегда должен быть больше нуля (исключая, разумеется, малые пересыхающие реки) и равняться некоторой положительной величине, соответствующей значению минимального расхода воды в замыкающем створе (q), обусловленному устойчивым (глубинным) подземным питанием ($V_{мин}$). В общем виде такие зависимости выражают двухчленным уравнением

$$Q_{t-t_0} = aV_{t_0} + V_{мин} \quad (15.7)$$

где Q_{t-t_0} — средний расход за месяц или квартал, м³/с; V_{t_0} — запас воды в руслах речной системы на момент времени t_0 , т. е. на дату выпуска прогноза.

Пример такого рода зависимости приведен на рис. 15.5. Как видно, зависимость вполне четко выражена, а о возможных от нее отклонениях свидетельствует приведенный выброс одной точки, обусловленный большим количеством осадков в сентябре того года. Подобные зависимости для квартального стока, как правило, менее тесные за счет относительно большого вклада дождевой составляющей в формировании стока и значительной изменчивости осадков от года к году. Если для районов недостаточного увлажнения такие зависимости могут еще удовлетворять требованиям к точности прогнозов, то для областей избыточного увлажнения они чаще всего не удовлетворяют этим требованиям. По-

этому необходим учет будущего количества осадков за период заблаговременности прогнозов, а точнее дождевой составляющей стока.

В принципе для учета дождевой составляющей в прогнозах месячного и квартального стока существуют два пути. Первый из них состоит в расчете некоторого минимального (гарантированного) месячного или квартального стока ($Q_{\text{гар}}$) и приближенном

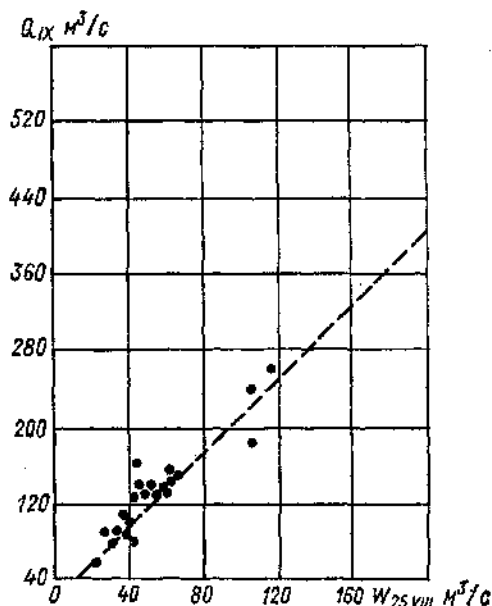


Рис. 15.5. Пример зависимости среднего расхода в сентябре (Q_{IX}) от запаса воды в речной сети на 25/VIII ($W_{25.VIII}$) для р. Десны у Чернигова.

определении дождевой или тало-дождевой составляющей. Ожидаемый средний расход воды в этом случае определяется как сумма

$$Q_{t-t_0} = Q_{\text{гар}} + Q'_d, \quad (15.8)$$

где Q'_d — ожидаемая (вычисленная) дождевая или тало-дождевая составляющая стока, $\text{м}^3/\text{с}$.

Второй возможный путь состоит в отыскании корреляционной зависимости между месячным или квартальным стоком, начальным запасом воды в руслах речной сети и непосредственно количеством осадков, определяющих дождевую составляющую стока, т. е. $Q_{t-t_0} = f(V_{t_0}, x)$.

Первый путь решения задачи в принципе вытекает из условия водного баланса речного бассейна за ограниченный отрезок времени. Действительно, потери подземных вод на испарение с открытой водной поверхности русловой сети пренебрежимо малы, а независимое определение дождевой составляющей стока позволяет в принципе учитывать как потери осадков на инфильтрацию

в почву и испарение, так и ту часть дождевого стока, которая непосредственно сказывается на предсказываемом среднем расходе за период заблаговременности прогноза.

Второй путь не обладает такими методическими достоинствами, но тем не менее имеет определенное практическое преимущество перед первым. Дело в том, что прямой расчет дождевой составляющей стока представляет собой очень сложную задачу, требующую для своего решения обширную гидрометеорологическую и физико-географическую информацию, которая далеко не всегда имеется в силу ограниченности наблюдений. К тому же при отсутствии долгосрочного прогноза осадков с необходимой детализацией его по площади и во времени такой расчет, даже если он осуществим, практически не может быть реализован при выпуске прогнозов. По этой причине реальная возможность для прогнозов состоит в предвычислении гарантированной составляющей месячного или квартального стока, пользуясь, как было описано, уравнением истощения, а дождевую составляющую стока принимать равной среднему многолетнему значению N_{Q_d}

$$Q_{t-t_0} = Q_{\text{гар}} + N_{Q_d}. \quad (15.9)$$

При относительно небольшой изменчивости дождевой или тало-дождевой составляющей месячного и квартального стока от года к году прогнозы по формуле (15.9) могут быть вполне удовлетворительными с точки зрения требований к их точности.

Некоторое методическое преимущество второго (корреляционного) приема прогнозов месячного и квартального стока состоит в том, что он позволяет учитывать будущие осадки в качестве второй независимой переменной, а следовательно пользоваться такими их характеристиками, в которых они выражаются в настоящее время в месячных и сезонных прогнозах погоды, т. е. в отклонениях от нормы или в виде отношения к норме (рис. 15.6).

При разработке методики прогнозов средних месячных расходов воды с учетом осадков важно прежде всего установить продолжительность стокообразующего периода для месячного отрезка времени, чтобы учитывать осадки именно за этот период. Сделать это можно только путем тщательного анализа времени добегания воды в бассейне на основе совместного рассмотрения графиков хода выпадения осадков во времени и гидрографов или графиков хода уровней на малых реках бассейна и в замыкающем его створе.

Выделить вполне точно стокообразующий период при разработке методики прогнозов стока за календарный месяц далеко не просто. Поэтому важно установить его хотя бы в первом приближении. Практически в отношении равнинных рек рекомендуют руководствоваться следующим правилом. Для не очень больших рек с максимальным временем пробега воды в бассейне до 15 сут будущие осадки берут за весь последующий месяц. Для крупных рек с продолжительностью добегания воды, равной 30 сут и

более, бассейны разбивают в соответствии со временем пробега воды на три части. Для наиболее удаленной от замыкающего створа части бассейна осадки берут за предшествующий месяц; для средней — за две последние декады предшествующего месяца и, наконец, для нижней части бассейна — за последнюю декаду предшествующего месяца и за две первые декады последующего месяца.

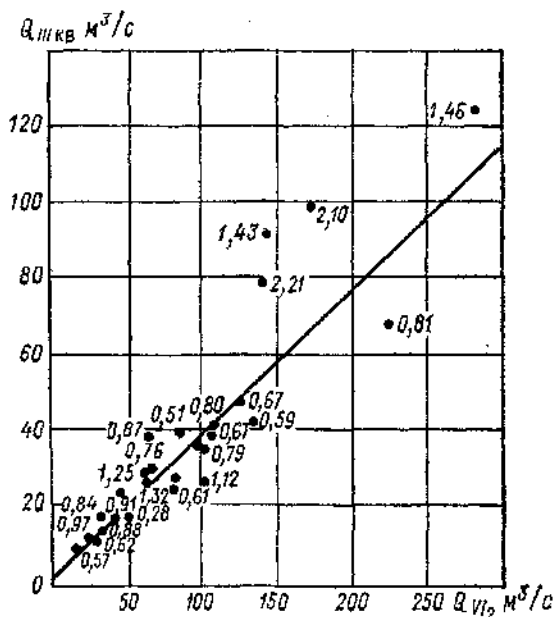


Рис. 15.6. Зависимость среднего расхода воды р. Урал у Оренбурга за III квартал от среднего расхода за вторую декаду июня и осадков за тот же квартал в долях климатической нормы (числа у точек).

Вычисление слоя осадков за стокообразующий период производят при этом по следующей формуле:

$$x = \varphi_1 x_1 + \varphi_2 x_2 + \varphi_3 x, \quad (15.10)$$

где φ_1 , φ_2 , φ_3 — доли площадей бассейна в порядке увеличения времени пробега воды до замыкающего створа; x_1 , x_2 , x_3 — средние значения суммарного слоя осадков для соответствующих площадей за указанные выше периоды времени.

Вычисленная таким образом величина стокообразующих осадков и используется в качестве второй переменной для установления эмпирической зависимости $Q_{t-t_0} = f(V_{t_0}, x)$. При отыскании аналогичных зависимостей для прогнозов квартального стока вопрос определения стокообразующих осадков стоит по понятным причи-

нам не столь остро, и в этом случае надо учитывать, что большие осадки, выпавшие в начале или середине квартала, играют не одинаковую роль в формировании стока с такими же по величине осадками, выпавшими в самом конце квартала. Во всех случаях

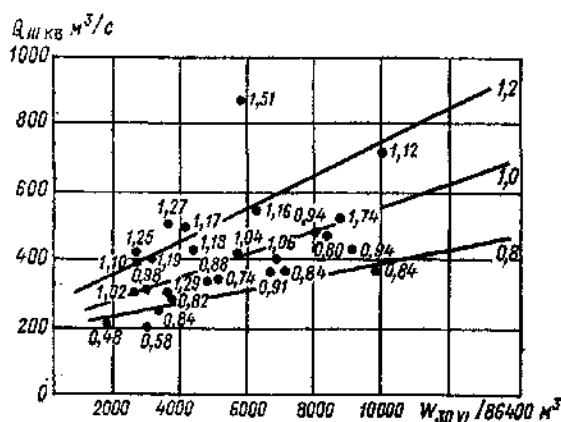


Рис. 15.7. Зависимость стока р. Вятки у Вятских Полян за III квартал от запаса воды в русловой сети на 30/VI и осадков за III квартал в долях климатической нормы (числа у точек).

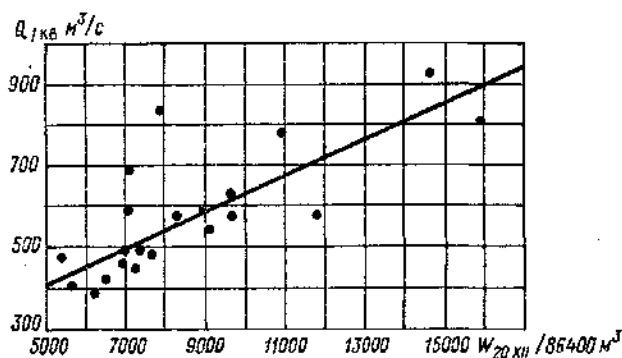


Рис. 15.8. Зависимость бокового притока воды на участке между Горьковской и Чебоксарской гидроэлектростанциями за I квартал от запаса воды в русловой сети притоков Волги на 20/XII.

данные об осадках должны использоваться по возможно большему числу станций.

Примеры зависимостей для прогнозов квартального стока приведены на рис. 15.7 и 15.8.

15.6. Прогнозы средних и минимальных месячных уровней воды

Уровни воды в реках непосредственно связаны с расходами, поэтому методика прогнозов средних месячных уровней базируется на тех же принципах, что и методика прогнозов средних месячных расходов. В конечном счете задачу сводят к отысканию эмпирических зависимостей вида

$$\begin{aligned} H_n &= f(Q_{n-1}); \quad H_n = f(Q_{n-1}, x) \text{ или} \\ H_n &= f(V_{t_0}, x), \end{aligned} \quad (15.11)$$

где H_n — средний уровень в интересующий месяц; Q_{n-1} — средний расход за предшествующий месяц или за последнюю его декаду;

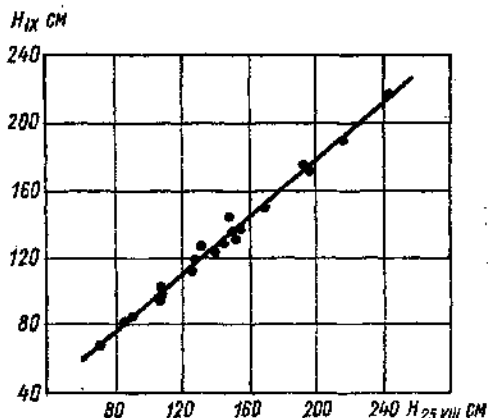


Рис. 15.9. Связь $H_{IX} = f(H_{25.VIII})$ для р. Урала у Уральска.

x — осадки за стокообразующий период; V_{t_0} — начальный запас воды в русловой сети, например на 25-е число предшествующего месяца.

В отличие от связей между расходами связи уровней с расходами воды носят криволинейный характер.

В зонах недостаточного увлажнения, где паводки на реках в межень не наблюдаются, графики хода уровней на месяц и более длительный срок, а следовательно, средние месячные и минимальные их значения могут быть рассчитаны по уравнению истощения (14.4) и кривой расходов для интересующего створа. Можно использовать также зависимости среднего (или минимального) месячного уровня от уровня воды на заданную дату предшествующего месяца (рис. 15.9).

В зонах избыточного увлажнения решение задачи прогнозов средних и минимальных уровней воды, как уже говорилось,

значительно сложнее. При отыскании эмпирических зависимостей вида (15.10) необходимо пользоваться теми же рекомендациями, что и в отношении построения зависимостей для прогнозов средних месячных расходов. Возможно также построение зависимостей между минимальными уровнями предшествующего и после-

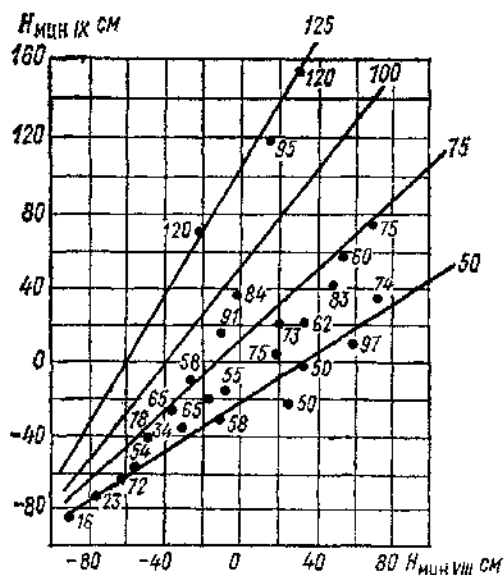


Рис. 15.10. Связь минимального уровня воды в сентябре ($H_{\text{мин IX}}$) от минимального уровня в августе ($H_{\text{мин VIII}}$) и количества осадков в августе и сентябре (числа у точек) для р. Западной Двины у Витебска.

дующего месяцев с учетом осадков за эти месяцы. Пример такой зависимости приведен на рис. 15.10.

К построению зависимостей между уровнями воды приходится прибегать, когда интересующие наблюдательные посты не являются гидрометрическими, т. е. на них измеряются только уровни и не измеряются расходы воды.

Список литературы

К части I

1. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей.— М.: Гидрометеиздат, 1971.
2. Андреянов В. Г. Применение уравнения водного и теплового баланса к исследованию и расчету внутригодового режима стока.— Труды ГГИ, 1960, вып. 73.
3. Аполлов Б. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д. Курс гидрологических прогнозов.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.
4. Афанасьев А. И. Метод прогноза стока Дуная по запасам воды в русловой сети.— Труды ЦИП, 1957, вып. 59.
5. Бефани Н. Ф., Калинин Г. П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам.— Л.: Гидрометеиздат, 1983.
6. Бураков Д. А. Воднобалансовые зависимости для прогноза стока талых вод в лесной зоне Западно-Сибирской равнины.— Труды ЗСРНИГМИ, 1977, вып. 35.
7. Великанов М. А. Гидромеханический анализ склонового стока.— Геофизика, 1931, т. 1—2.
8. Великанов М. А. Ошибки измерения и эмпирические зависимости.— Л.: Гидрометеиздат, 1962.
9. Вериге С. А. Динамика запасов влаги на территории Союза ССР.— Труды по сельскохозяйственной метеорологии, 1948, вып. 26.
10. Вериге С. А., Разумова Л. А. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве.— Л.: Гидрометеиздат, 1963.
11. Вершинина Л. К., Крестовский О. И., Калюжный И. Л., Павлова К. К. Оценка потерь талых вод и прогнозы объема стока половодья.— Л.: Гидрометеиздат, 1985.
12. Горбунов Ю. В. Оперативная оценка водных ресурсов речных сетей и прогноз притока воды в крупные водохранилища.— Водные ресурсы, 1985, № 5.
13. Горбунов Ю. В. Расчет запаса воды в речной сети на основе морфологических закономерностей.— Метеорология и гидрология, 1971, № 2.
14. Дрыгина Т. Ф. Агрогидрологические свойства почв Северного Кавказа, Волгоградской и Астраханской областей. (Справочник).— Л.: Гидрометеиздат, 1967.
15. Змиева Е. С. Весенний сток и метод его прогноза в бассейне Горьковского водохранилища.— Труды Гидрометцентра СССР, 1980, вып. 223.
16. Змиева Е. С., Комаров В. Д., Сапожников В. И. Методы прогнозов весеннего притока воды в водохранилища Волжско-Камского каскада ГЭС.— Труды Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 8.
17. Змиева Е. С. Опыт расчета и прогноза боковой приточности р. Волги на участке Горький—Чебоксары в летне-осенний период.— Труды ГГИ, 1951, вып. 27(54).
18. Змиева Е. С. Прогнозы притока воды к Куйбышевскому и Волгоградскому водохранилищам.— М.: Гидрометеиздат, 1964.
19. Иванов Н. Н. Об определении величины испаряемости.— Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1954, № 2.
20. Идзон П. Ф. Исследование потерь талого стока по методу водного баланса. Труды ЦИП, вып. 9(36), 1948.

21. Каган Р. Л. Определение метеорологических полей.— Л.: Гидрометеониздат, 1979.
22. Калинин Г. П., Макарова Т. Т. Гидрометеорологические условия формирования высокого половодья на равнинных реках Европейской территории СССР.— Л.: Гидрометеониздат, 1957.
23. Калинин Г. П., Макарова Т. Т. К методике определения потерь талого стока.— Труды ЦИП, 1958, вып. 65.
24. Калинин Г. П., Макарова Т. Т. Прогноз весеннего половодья.— Труды ЦИП, 1959, вып. 84.
25. Калюжный И. Л., Павлова К. К. Формирование потерь талого стока.— Л.: Гидрометеониздат, 1981.
26. Карбышева А. Д. Агрогидрологические свойства почв Казахской ССР. (Справочник).— Алма-Ата: УГМС Казахской ССР, 1964.
27. Карты снежного покрова европейской части СССР за период с 1936 по 1960 г. (части I—IV).— М.: Отпечатана на множительном аппарате Центрального института прогнозов, 1961.
28. Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов.— Л.: Гидрометеониздат, 1959.
29. Комаров В. Д., Макарова Т. Т. Исследование влияния глубины промерзания почвы на талый сток рек степной и лесостепной зон.— Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 7.— Л.: Гидрометеониздат, 1976.
30. Комаров В. Д. Лабораторное исследование водопроницаемости мерзлой почвы.— Труды ЦИП, 1957, вып. 54.
31. Комаров В. Д., Макарова Т. Т., Синегуб Е. С. О точности оценки степени влагонасыщенности почвы в речных бассейнах степной зоны перед началом зимы при расчете суммарного испарения различными способами.— Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 84.
32. Корзун В. И. Сток и потери талых вод на склонах полевых водосборов.— Л.: Гидрометеониздат, 1968.
33. Крестовский О. И., Соколова Н. В. Весенний сток и потери талых вод в лесу и в поле.— Труды ГГИ, 1980, вып. 265.
34. Крестовский О. И., Постников А. Н., Сергеева А. Г. Оценка испарения с леса в ранний весенний период.— Труды ГГИ, 1979, вып. 259.
35. Крестовский О. И., Хатькова Н. П. Потери талых вод на заболоченных водосборах лесной зоны ЕТС и возможности их прогноза.— Труды ГГИ, 1980, вып. 265.
36. Крюков В. Ф. Количественные статистические методы разграничения территории на аналоговые районы, расчет притока воды в водохранилища за различные интервалы времени.— Труды ГГИ, 1976, вып. 231.
37. Крюков В. Ф. Критический обзор методов расчета притока воды в водохранилища.— Труды ГГИ, 1976, вып. 231.
38. Кузьмин П. П. Исследование и расчет снеготаяния.— Труды ГГИ, 1948, вып. 7(61).
39. Кучмент Л. С. Гидрологическое прогнозирование для управления водноресурсными системами.— В кн.: Итоги науки и техники. Серия гидрологии суши. Т. 4.— М.: ГКНТ, 1981.
40. Линдлей Р. К., Коллер М. А., Паулюс Л. Х. Прикладная гидрология.— Л.: Гидрометеониздат, 1962.
41. Лыков В. Н., Палагин Э. Г. Метод и пример расчета переноса тепла и влаги в промерзающей почве при наличии снежного покрова.— Труды ГГИ, 1980, вып. 264.
42. Мерзлые породы и снежный покров (сборник).— М.: Наука, 1977.
43. Мотовилов Ю. Г. Моделирование потерь талых вод на инфильтрацию в почву.— Труды Гидрометцентра СССР, 1979, вып. 218.
44. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Служба гидрологических прогнозов. Часть 1. Прогнозы вод суши.— Л.: Гидрометеониздат, 1962.
45. Нежиховский Р. А. Гидрологические расчеты и прогнозы при эксплуатации водохранилищ и озер.— Л.: Гидрометеониздат, 1961.
46. Нежиховский Р. А. Фоновые прогнозы стока рек Северо-Запада Европейской территории СССР.— Труды ГГИ, 1956, вып. 53.

47. Палагин Э. Г. Математическое моделирование агрометеорологических условий перезимовки озимых культур.— Л.: Гидрометеониздат, 1981.
48. Паршин В. Н., Салов М. С. Весенний сток в бассейне реки Дон и его предвычисление.— Л.: Гидрометеониздат, 1955.
49. Паршин В. Н. Определение и учет глубины промерзания почвы при расчетах и прогнозах стока вод в зоне недостаточного увлажнения.— Метеорология и гидрология, 1979, № 9.
50. Попов Е. Г. Анализ формирования стока равнинных рек.— Л.: Гидрометеониздат, 1956.
51. Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока.— М.: Гидрометеониздат, 1963.
52. Попов Е. Г. Гидрологические прогнозы.— Л.: Гидрометеониздат, 1979.
53. Попов Е. Г., Харченко П. Ю. Долгосрочный прогноз притока воды в Вилюйское водохранилище за период весеннего половодья.— Труды Гидрометцентра СССР, 1981, вып. 236.
54. Попов Е. Г., Борзакская А. В. Применение множественной корреляции к прогнозам уровня воды на больших реках.— Труды ЦИП, 1963, вып. 117.
55. Попов Е. Г. Прогноз притока воды в Токтогульское водохранилище за межвегетационный период.— Труды Гидрометцентра СССР, 1988, вып. 295.
56. Разумова Л. А. Изменение запасов почвенной влаги в зимний период.— Метеорология и гидрология, 1950, № 1.
57. Ресурсы поверхностных вод освоения целинных и залежных земель. Вып. 2. Кустанайская область Казахской ССР.— Л.: Гидрометеониздат, 1959.
58. Ржаницы Н. А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети.— Л.: Гидрометеониздат, 1960.
59. Роде А. А. Водные свойства почв и грунтов.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.
60. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге.— Л.: Гидрометеониздат, 1965.
61. Романенко В. А. Расчет глубины промерзания почвы по сумме отрицательных температур воздуха и высоте снега.— Труды УкрНИГМИ, 1960, вып. 24.
62. Романенко В. А. Расчет осеннего увлажнения почвы по территориально общим зависимостям.— Труды УкрНИГМИ, 1961, вып. 30.
63. Руководство воднобалансовым станциям.— Л.: Гидрометеониздат, 1973.
64. Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 2. Долгосрочные прогнозы стока равнинных рек.— Л.: Гидрометеониздат, 1963.
65. Руководство по гидрологической практике (ВМО).— Л.: Гидрометеониздат, 1975.
66. Салов М. С. Весенний сток в зоне недостаточного увлажнения и возможности его прогноза.— Труды ЦИП, вып. 34(61), 1954.
67. Сапожников В. И. Долгосрочные прогнозы половодья и паводков на больших реках с учетом неравномерности стока в бассейнах.— М.: Гидрометеониздат, 1978.
68. Сапожников В. И. Основы прогноза стока по запасам воды в речной сети.— Л.: Гидрометеониздат, 1956.
69. Соколов Б. С. Справочник агрогидрологических свойств почв Омской (южной части) и Тюменской областей.— Л.: Гидрометеониздат, 1968.
70. Соколова Н. В. Анализ и расчет средних глубин промерзания почвы на водосборах.— Труды ГГИ, 1980, вып. 268.
71. Справочник агрогидрологических свойств почв Украинской ССР.— Л.: Гидрометеониздат, 1965.
72. Справочник агрогидрологических свойств почв Центрально-Черноземных областей.— М.: Гидрометеониздат, 1964.
73. Справочник агрогидрологических свойств почв Центральных областей нечерноземной полосы Европейской территории СССР.— Л.: Гидрометеониздат, 1962.
74. Указания по производству самолетных гамма-съемок снежного покрова.— М.: Гидрометеониздат, 1971.

75. Усачев В. Ф., Прокачева В. Г., Бородулин В. Ф. Оценка динамики озерных льдов, снежного покрова и речных разливов дистанционными средствами (практическое пособие).— Л.: Гидрометеониздат, 1985.
76. Филиппова А. К. Оценка увлажненности водосборов по запасам влаги в почве.— Труды ГГИ, 1958, вып. 63.
77. Хаскина М. И. Прогнозы стока половодья Днепра у Киева по стоку малых рек.— Труды ЦИП, 1963, вып. 117.
78. Чемеренко Е. П. Автоматизация долгосрочного прогноза слоя весеннего стока.— Метеорология и гидрология, 1985, № 1.
79. Чемеренко Е. П. К вопросу о выборе исходных данных для территориального гидрологического прогноза.— Труды Гидрометцентра СССР, 1982, вып. 240.
80. Чемеренко Е. П. Методические указания к проведению автоматической обработки оперативной гидрологической информации и объективного анализа характеристик снежного покрова.— М.: Гидрометеониздат, 1977.
81. Чемеренко Е. П. Объективный анализ исходных данных при долгосрочном прогнозе весеннего стока.— Труды Гидрометцентра СССР, 1983, вып. 246.
82. Чемеренко Е. П. Объективный анализ характеристик снежного покрова.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 168.
83. Чемеренко Е. П. Пространственное осреднение данных о водосодержании снежного покрова и вопросы рационализации сети наблюдений.— Труды Гидрометцентра СССР, 1974.
84. Чемеренко Е. П. Статистическая структура осредненных по площади характеристик снежного покрова.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 81.
85. Черноиваненко И. М. Методика прогноза водности р. Дона с большой заблаговременностью.— Труды ЦИП, 1959, вып. 90.

К части II

1. Абальян Т. С. Ледниковая составляющая стока р. Вахш.— Труды Гидрометцентра СССР, 1980, вып. 223.
2. Абальян Т. С. Об изменении коэффициента стока с высотой в горах (по материалам высокогорного бассейна р. Варзоб).— Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 138.
3. Абальян Т. С., Мазурова Л. И., Никонорова С. Н. Об использовании аэрофотосъемки для изучения снежного покрова в горном бассейне р. Варзоб.— Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 72.
4. Абальян Т. С. Прогноз месячного стока рек Средней Азии.— Труды ЦИП, 1961, вып. 113.
5. Абальян Т. С. Распределение стока в горном бассейне (на примере бассейна р. Варзоб).— Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 72.
6. Авдюшин С. И., Коломеец Е. В., Назаров И. М. и др. Методика измерения запаса воды в снежном покрове с использованием нейтронной компоненты космического излучения.— Труды ИПГ, 1987, вып. 70.
7. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей.— Л.: Гидрометеониздат, 1971.
8. Аполлов Б. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д. Курс гидрологических прогнозов. Л.: Гидрометеониздат, 1974.
9. Арефьева О. Н., Комаров В. Д. К методике прогнозов стока горных рек.— Метеорология и гидрология, 1984, № 8.
10. Арефьева О. Н. Опыт применения дискриминантного анализа для долгосрочного прогноза воды в Краснодарское водохранилище.— Труды Гидрометцентра СССР, 1984, вып. 258.
11. Афанасьев А. И. Об использовании данных аэрофотосъемки снежного покрова для гидрологических целей. Труды Лаборатории аэрометодов АН СССР, 1959, т. VII.
12. Багров Н. А. О регрессионной схеме прогноза с предсказателями различной длины рядов наблюдений.— Труды Гидрометцентра СССР, 1983, вып. 244.

13. Багров Н. А. Преобразование и отбор предсказателей в корреляционном анализе.— Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 64.
14. Батырева О. В. Расчет значимости коэффициента множественной корреляции и выбор оптимального числа предсказателей.— Метеорология и гидрология, 1969, № 3.
15. Бефани Н. Ф., Калинин Г. П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам.— Л.: Гидрометеоздат, 1983.
16. Богданова Л. Ф., Геткер М. И. Статистический анализ и учет влияния орOGRAPHии при расчетах осадков на Тянь-Шане.— Труды САННИГМИ, 1975, вып. 25(106).
17. Боровикова Л. Н., Денисов Ю. М., Трофимова Е. Б. Математическое моделирование процесса стока горных рек.— Труды САННИГМИ, 1972, вып. 62(76).
18. Боровикова Л. Н., Денисов Ю. М., Шенцис И. Д. Некоторые вопросы статистических методов прогноза стока горных рек.— Труды САННИГМИ, 1975, вып. 26(107).
19. Боровикова Л. Н., Гриневич А. Г., Овчинников А. М. и др. Статистические методы прогноза стока горных рек.— Труды САННИГМИ, 1977, вып. 51(132).
20. Бронштейн И. Н., Семендяев К. А. Справочник по математике для инженеров и учащихся ВТУЗов.— М.: Наука, 1980.
21. Букаев Н. А. Влияние наледей на речной сток.— Колыма, 1966, № 4.
22. Быков В. Д. Сток рек Урала. М.: Изд-во МГУ, 1963.
23. Важнов А. Н. Анализ и прогноз стока рек Кавказа.— М.: Гидрометеоздат, 1966.
24. Важнов А. Н., Федорова Н. С. Параметры внутригодового распределения стока основных типов горных рек.— Водные ресурсы, 1976, № 3.
25. Важнов А. Н. Фоновый прогноз распределения стока горных рек в вегетационный период.— Метеорология и гидрология, 1970, № 12.
26. Виноградов Ю. Б. Вопросы гидрологии дождевых паводков на малых водосборах Средней Азии и Южного Казахстана.— Труды КазНИГМИ, 1967, вып. 28.
27. Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период (на примере Эльбруса).— М.: Наука, 1966.
28. Востряков Н. В. Опыт использования спутниковой информации для целей прогноза стока горных рек (на примере рек Верхней Оби и Верхнего Енисея).— Труды ГГИ, 1980, вып. 276.
29. Временные методические рекомендации по использованию спутниковой информации в оперативной практике. Картирование снежного покрова.— Л.: Гидрометеоздат, 1980.
30. Геткер М. И. Результаты и перспективы применения метода вертолетной гамма-съемки снежного покрова для определения снегозапасов в горном бассейне.— Труды САННИИ, 1982, вып. 84(165).
31. Гириик Е. И. Учет разбора воды на орошение из р. Сырдарьи при составлении гидрологических прогнозов.— Труды САННИГМИ, 1964, вып. 17(32).
32. Глазырин Г. Е. К расчету количества твердых осадков и таяния в горах.— Труды САННИИ, 1983, вып. 99(180).
33. Глазырин Г. Е., Геткер М. И. Ошибки при расчетах снегозапасов в горах, вызванное учетом изменения внутригодового распределения осадков с высотой местности.— Труды ГГИ, 1972, вып. 167.
34. Голубев Г. Н. Гидрология ледников.— Л.: Гидрометеоздат, 1976.
35. Голубцов В. А. О построении математической модели формирования стока в горном водосборе.— Труды КазНИГМИ, 1975, вып. 48.
36. Дементьев Н. Ф. Анализ и прогноз стока за период половодья.— Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 7. Гидрологические прогнозы. Л.: Гидрометеоздат, 1976.
37. Денисов Р. М. Схема расчета гидрографа стока горных рек.— Л.: Гидрометеоздат, 1965.
38. Джорджно З. В. Опыт долгосрочных прогнозов стока рек Средней Азии.— Ташкент: Изд-во САГУ, 1957.

39. Джорджио М. В. Ситникова М. В., Церев Б. К. Использование спутниковых снимков для изучения динамики снежного покрова и оценки среднего вегетационного расхода р. Амударьи.— Труды ГГИ, 1980, вып. 276.
40. Дмитриева Н. Г. Элементы влагооборота и прогноз стока в Приамурье.— Л.: Гидрометеиздат, 1960.
41. Долгин И. М., Брязгин Г. Н., Петров Л. С. Снежный покров Арктики.— Труды ААНИИ, 1975, т. 326.
42. Долов М. А. Особенности микроклимата и испарения с поверхности снежного покрова на различно ориентированных склонах.— Труды ВГИ, 1975, вып. 30.
43. Дружинин И. П. Долгосрочный прогноз и информация.— Новосибирск, Наука, 1987.
44. Езекнэл М., Фокс К. Методы анализа корреляций и регрессий.— М.: Изд-во Статистика, 1966.
45. Занина А. А. Дальневосточные районы, Камчатка и Сахалин.— Климат СССР. Вып. 6. Л.: Гидрометеиздат, 1958.
46. Зильберштейн И. А. Количественная оценка развития наледей.— Математические методы в географии. М.: Изд-во МГУ, 1968.
47. Изучение снежного покрова по данным спутниковой информации.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.
48. Калинин Г. П., Абальян Т. С. Влияние рельефа на количество осадков.— Метеорология и гидрология, 1953, № 6.
49. Картушин В. М. Климат южной тайги Средней Сибири.— В кн.: Климат и воды юга Средней Сибири. Иркутск: Вост.-Сиб. книжное изд-во, 1966.
50. Колесников Е. И., Полов В. И. О погрешностях расчета снегозапасов при использовании аэроснегосъемки в горах.— Труды САННИ, 1982, вып. 84.
51. Комаров В. Д., Мухин В. М., Полунин А. Я. Модель формирования снежного покрова и поступления воды на поверхность горного бассейна.— Труды Гидрометцентра СССР, 1976, вып. 163.
52. Кудрицкий Д. М. Геодезия.— Л.: Гидрометеиздат, 1982.
53. Мерзлые породы и снежный покров (сборник).— М.: Наука, 1977.
54. Мухин В. М. Долгосрочный прогноз стока горной реки на основе математической модели.— Сборник докл. XI конф. Придунайских стран по гидрологическим прогнозам. Т. 2, Бухарест, 1982.
55. Мухин В. М., Полунин А. Я. Методические указания к разработке метода краткосрочного прогноза расходов воды горных рек на основе математической модели формирования стока (на примере р. Карадарьи).— М.: Гидрометеиздат, 1982.
56. Мухин В. М. Модели формирования стока горной реки.— Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 186.
57. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Служба гидрологических прогнозов. Часть 1. Прогнозы режима вод суши.— Л.: Гидрометеиздат, 1962.
58. Нежиховский Р. А. Прогнозы месячного стока рек Северо-Запада Европейской территории СССР.— Труды ЦИП, 1951, вып. 27.
59. Овчинников А. М., Шенцис И. Д., Гушина С. Н. Опыт разработки долгосрочных прогнозов стока рек для АСУ водными ресурсами.— Труды САГНИГМИ, 1975, вып. 26(107).
60. Паршин В. Н. Использование снегомерных съемок в горах в целях прогноза стока горных рек.— Метеорология и гидрология, 1956, № 5.
61. Писарский Б. И., Хаустов А. П. Применение гидрохимических методов для оценки взаимосвязи поверхностных и подземных вод.— М.: Изд-во МГУ, 1973.
62. Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока.— М.: Гидрометеиздат, 1963.
63. Попов Е. Г. Гидрологические прогнозы.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.
64. Попов Е. Г., Харченко П. Ю. Долгосрочный прогноз притока воды в Вилюйское водохранилище за период весеннего половодья.— Труды Гидрометцентра СССР, 1981, вып. 236.

65. Попов Е. Г., Комаров В. Д. Речные водные прогнозы, их развитие и перспективы.— В кн.: Пятьдесят лет центру гидрометеорологических прогнозов.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.
66. Прокачева В. Г., Чмуткова Н. П. О прогнозировании объема весеннего половодья с помощью спутниковой информации.— Исследование Земли из космоса. 1982, № 2.
67. Рахманов В. В., Сапожников В. И. К методике аэрофотосъемок снежного покрова во время таяния.— Труды ЦИП, 1956, вып. 44.
68. Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 3. Прогнозы стока горных рек.— Л.: Гидрометеиздат, 1963.
69. Руководство по гидрологической практике (ВМО).— Л.: Гидрометеиздат, 1975.
70. Сборник научных программ и алгоритмов на Фортране. Т. 2.— М.: Статистика, 1970.
71. Симakov А. С. Наледи северо-востока СССР.— Третье совещание по подземным водам и инженерной геологии Сибири и Дальнего Востока (тез. докл., вып. 2). Инженерная геология и мерзлотоведение, 1961.
72. Соколов Б. Л. Наледи и речной сток.— Л.: Гидрометеиздат, 1975.
73. Соколов Б. Л. Особенности взаимосвязи речных и подземных вод на территории многолетней мерзлоты.— Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 8. Л.: Гидрометеиздат, 1976.
74. Соколов Б. Л. Оценка наледной составляющей при генетическом расчленении гидрографа рек мерзлой зоны.— Труды ГГИ, 1974, вып. 213.
75. Соколов Б. Л., Саркисян В. О. Подземное питание горных рек.— Л.: Гидрометеиздат, 1981.
76. Соколов Б. Л. Точность расчета объемов наледей.— Труды ГГИ, 1978, вып. 253.
77. Соседов И. С. Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах в Заилийском Алатау.— Алма-Ата: Изд-во АН Казахской ССР, 1967.
78. Соседов И. С. К методике определения ориентации склонов для гидрологических целей.— Алма-Ата: Изд-во АН Казахской ССР, 1963.
79. Темников С. Н. Использование телевизионной информации метеорологических спутников Земли в гидрологических целях.— Метеорология и гидрология, 1970, № 3.
80. Тетерятникова Е. П. Проблемы долгосрочных гидрологических прогнозов в бассейне р. Амур на основе учета аэросиноптических материалов.— Труды ДВНИИ, 1985, вып. 117.
81. Толстихин Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы.— М., Л.: Госгеолгиздат, 1941.
82. Толстихин О. Н. Приток воды от наледей в бассейне р. Индигирки.— Метеорология и гидрология, 1966, № 9.
83. Усачев В. Ф., Прокачева В. Г., Бородулин В. Ф. Оценка динамики озерных льдов, снежного покрова и речных разливов дистанционными средствами (практическое пособие).— Л.: Гидрометеиздат, 1985.
84. Филатова Л. Н., Соседов И. С. О влиянии рельефа на зимнее испарение в горах Заилийского Алатау.— В кн.: Гляциологические исследования, № 24.— М.: Наука, 1973.
85. Харшан А. А. Долгосрочные прогнозы стока рек Сибири.— Л.: Гидрометеиздат, 1970.
86. Харшан А. А., Милюкова О. А. Долгосрочный прогноз притока воды в Новосибирское водохранилище за половодье и его распределение во времени.— Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 7. Л.: Гидрометеиздат, 1976.
87. Чернов В. Ю. Опыт использования данных о высоте сезонной снеговой границы (на основе спутниковой информации) для гидропрогнозов рек Средней Азии.— Труды САНИИ, 1984, вып. 105 (186).
88. Чернов И. М. Методы долгосрочного прогноза объема и максимальных уровней весеннего половодья на Енисее.— Труды ЗСРНИГМИ, 1975, вып. 17.
89. Черногоров В. П. Аэрофотосъемка снежного покрова в верховьях р. Ангрен для гидрологических целей.— Л.: Гидрометеиздат, 1966.

90. Шенцис И. Д. К вопросу расчета таяния снежного покрова в горах по температуре воздуха.— Труды САНИГМИ, 1983, вып. 91 (172).

91. Шенцис И. Д., Шлигунова Э. К. Линейные модели бассейновой трансформации стока.— Труды САНИГМИ, 1970, вып. 52.

92. Шикломанов И. А. О методах оценки влияния комплекса факторов хозяйственной деятельности на водные ресурсы и водный режим водосборов.— Труды ГГИ, 1973, вып. 206.

93. Шульц В. Д. Реки Средней Азии.— Л.: Гидрометеониздат, 1965.

94. Щеглова О. П. Питание рек Средней Азии.— Ташкент: Изд-во СамГУ, 1960.

95. Щедрина М. Д. Условия формирования характерных уровней воды Амура и методика их прогнозирования.— Труды ДВНИГМИ, 1975, вып. 47.

К части III

1. Аполлов Б. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д. Курс гидрологических прогнозов.— Л.: Гидрометеониздат, 1974.

2. Важнов А. Н. Анализ и прогнозы стока рек Кавказа.— М.: Гидрометеониздат, 1976.

3. Гуревич М. И. Локальный и обобщенный способы предсказания летне-осеннего стока рек Северо-Запада СССР.— Труды ГГИ, 1962, вып. 97.

4. Гуревич М. И. Прогнозы летнего и осеннего стока по гидрологическим и метеосиноптическим факторам (на примере р. Камы).— Труды ГГИ, 1960, вып. 75.

5. Зекцер И. С. Закономерности формирования подземного стока и научно-методические основы его изучения.— М.: Наука, 1977.

6. Попов Е. Г. Гидрологические прогнозы.— Л.: Гидрометеониздат, 1979.

7. Попов Е. Г. Прогноз притока воды в Токтогульское водохранилище за межвегетационный период.— Труды Гидрометцентра СССР, 1988, вып. 295.

8. Соколов Б. Л., Саркисян В. О. Подземное питание горных рек.— Л.: Гидрометеониздат, 1981.

Содержание

Предисловие	3
Введение	4
Часть I. Долгосрочные прогнозы весеннего стока равнинных рек	9
Глава 1. Закономерности и факторы весеннего стока равнинных рек	—
1.1. Весеннее половодье и его элементы	—
1.2. Общие закономерности и факторы весеннего стока	10
1.3. Водопоглощение и потери талых и дождевых вод	13
1.3.1. Неравномерность поверхностной емкости и ее роль в формировании стока	14
1.3.2. Инфильтрация воды в мерзлую почву	17
1.4. Интегральные уравнения водопоглощения и стока	21
1.4.1. Емкостная модель водопоглощения	22
1.4.2. Инфильтрационно-емкостная модель водопоглощения	24
1.4.3. Косвенные характеристики водопоглотительной способности речных бассейнов	27
1.5. Закономерности и факторы формирования гидрографа половодья	28
1.5.1. Основные факторы формирования гидрографа половодья	—
1.5.2. Линейная модель формирования гидрографа весеннего половодья	30
Глава 2. Источники и обработка данных, используемых при разработке методики прогнозов весеннего половодья	33
2.1. Состав и источники данных	—
2.2. Определение элементов половодья и составляющих весеннего стока	34
2.3. Определение притока воды в водохранилища и озера	38
2.3.1. Определение притока воды по данным о стоке питающих водохранилище рек	40
2.3.2. Определение притока воды в водохранилища методом водного баланса	42
2.4. Определение количества воды, участвующей в формировании весеннего половодья	46
2.4.1. Определение запасов воды в снежном покрове и ледяной корке	—
2.4.2. Распределение снежного покрова и определение сроков начала его таяния и схода	54
2.5. Объективный анализ полей характеристик снежного покрова	61
2.5.1. Машинная обработка и усвоение информации	—
2.5.2. Объективный анализ как метод обработки данных наблюдений	62
2.5.2.1. Интерполяция	63
2.5.2.2. Выбор влияющих станций	69

2.5.3. Объективный анализ полей характеристик снежного покрова при построении карт изолиний	74
2.5.4. Объективный анализ полей характеристик снежного покрова при долгосрочном прогнозе весеннего стока	79
2.6. Определение осадков за период половодья	88
2.7. Глубина промерзания почвы и определение ее характеристик	89
2.8. Влажность почвы, ее измерение и определение показателей водопоглотительной способности речных бассейнов	94
2.8.1. Измерение влажности и определение запасов влаги в почве	—
2.8.2. Определение показателей водопоглотительной способности речных бассейнов	98
Глава 3. Методические основы долгосрочных прогнозов весеннего стока равнинных рек	108
3.1. Общая характеристика практических приемов прогнозов	—
3.1.1. Прямой воднобалансовый расчет	110
3.1.2. Физико-статистический метод	112
3.1.3. Статистические методы	113
3.2. Общность и особенности разработки методики прогнозов весеннего стока в различных физико-географических условиях	114
3.3. Определение параметров и построение воднобалансовых зависимостей	121
3.4. Особенности разработки методики прогнозов весеннего стока для больших речных бассейнов	133
3.5. Нахождение территориально общих воднобалансовых зависимостей весеннего стока	135
3.6. Методика прогнозов притока воды в водохранилища больших рек за второй квартал	138
3.7. Примеры методики прогнозов весеннего стока в различных географических зонах	139
3.7.1. Западно-Сибирская зона избыточного увлажнения и зона вечной мерзлоты	—
3.7.2. Реки степной и сухостепной зон Северного Казахстана	145
3.7.3. Реки степной и лесостепной зон европейской части СССР	148
3.7.4. Реки лесной зоны европейской части СССР	152
3.8. Уточнение прогнозов весеннего стока и притока воды в водохранилища	156
3.8.1. Уточнение прогнозов весеннего стока по данным о запасе воды в русловой сети	157
3.8.2. Уточнение прогнозов весеннего стока по данным о стоке малых рек	161
Глава 4. Методика долгосрочных прогнозов максимальных расходов (уровней) и других характеристик весеннего половодья	164
4.1. Общие предпосылки и методические основы прогнозов	—
4.2. Прогнозы максимальных расходов и уровней половодья по данным об ожидаемом стоке или о факторах, его определяющих	167
4.2.1. Зависимости между максимальным расходом (уровнем) и стоком за период половодья	—

4.2.2. Зависимости между максимальным расходом (уровнем) и факторами, определяющими сток за период половодья	172
4.3. Прогнозы максимальных весенних уровней озер	175
4.4. Прогнозы сроков начала и максимальных расходов (уровней) весеннего половодья	178
Глава 5. Приближенный расчет распределения весеннего стока во времени применительно к долгосрочным прогнозам	180
5.1. Единичный гидрограф и его определение	—
5.1.1. Построение единичного гидрографа	182
5.2. Трансформация единичных гидрографов	186
5.3. Приближенные приемы оценки распределения ожидаемого весеннего стока во времени	191
5.3.1. Оценка с использованием статистических характеристик	—
5.3.2. Оценка распределения стока с использованием типовых единичных гидрографов	192
5.3.3. Уточнение ожидаемого стока и его распределения по данным о расходах воды малых рек	193
Глава 6. Прогнозы расходов (уровней) воды в период спада половодья	194
6.1. Общие предпосылки	—
6.2. Прогнозы спада половодья на основе типизации единичных гидрографов	196
6.3. Прогнозы спада половодья по данным о величине максимального расхода и объемам воды в русловой сети	199
6.4. Прогнозы средних месячных расходов воды в период половодья	201
Часть II. Прогнозы стока горных рек	205
Глава 7. Особенности водного режима горных рек в различных климатических условиях	—
7.1. Общие черты водного режима горных рек	—
7.2. Высотная зональность в накоплении и сходе снега	207
7.3. Особенности грунтового питания	208
Глава 8. Основные факторы формирования весенне-летнего стока горных рек и его составляющие	210
8.1. Постоянные факторы	—
8.1.1. Размер бассейна	—
8.1.2. Общее строение горной страны и расположение хребтов	—
8.1.3. Распределение площадей бассейна по высотным зонам	212
8.1.4. Распределение склонов разной экспозиции	—
8.1.5. Растительность	214
8.1.6. Горные породы и почвы	—
8.2. Переменные факторы весенне-летнего стока	215
8.3. Составляющие весенне-летнего стока рек	216
8.3.1. Талая составляющая	—
8.3.2. Выделение ледниковой составляющей	217
8.3.3. Дождевая составляющая	219
8.3.4. Подземный сток	221
8.4. Наледный сток в зоне многолетней мерзлоты	224
Глава 9. Виды и методические основы долгосрочных прогнозов стока горных рек	229
9.1. Виды прогнозов	—
9.2. Методические основы прогнозов	231

Глава 10. Определение физико-географических характеристик, необходимых для разработки методики прогнозов стока горных рек	238
10.1. Гипсографическая кривая	—
10.2. Густота речной сети	239
10.3. Расчлененность рельефа	240
10.4. Температура воздуха	—
10.4.1. Особенности режима температуры воздуха в горах	—
10.4.2. Определение вертикального градиента температуры воздуха	242
10.4.3. Определение высоты нулевой изотермы	246
10.5. Осадки и снежный покров	—
10.5.1. Измерение осадков	—
10.5.2. Снегомерные работы	247
10.5.3. Густота сети наблюдений в горных районах	249
10.6. Вычисление снегозапасов в горном бассейне	250
10.6.1. Выбор пунктов наблюдений для определения снегозапасов	—
10.6.2. Оценка снегозапасов в бассейне при наличии данных по высотным зонам	251
10.6.3. Оценка показателя снегонакопления в бассейне при недостатке данных наблюдений	253
10.6.3.1. Определение показателя снегозапасов по данным о сумме осадков за календарный зимний сезон	254
10.6.3.2. Определение показателя снегозапасов по данным о сумме осадков за холодный период переменной длительности	257
10.6.3.3. Определение показателя снегозапасов за переменный холодный период с учетом площади высотных зон и изменения нормы снегозапасов с высотой местности	261
10.7. Определение высоты снеговой линии	263
10.7.1. Общие предпосылки	—
10.7.2. Определение высоты снеговой линии по температуре заметного таяния	265
10.7.3. Определение высоты снеговой линии по данным о талом стоке и температуре воздуха	266
Глава 11. Прогнозы стока за вегетационный период и его распределения во времени	267
11.1. Отбор аргументов при использовании множественной корреляции в прогнозах весенне-летнего стока	268
11.2. Прогноз стока за период вегетации по запасам воды в снежном покрове	273
11.3. Прогнозы стока за период вегетации по осадкам	275
11.4. Учет влияния оттепелей и весенних жидких осадков при прогнозе стока за вегетационный период	278
11.5. Прогнозы стока на период вегетации при отсутствии данных измерения осадков и снегозапасов	280
11.6. Прогнозы стока для бассейнов рек со значительным оледенением	—
11.7. Прогноз распределения стока за вегетационный период во времени	282

Глава 12. Прогнозы месячного и квартального стока горных рек	284
12.1. Общие предпосылки	—
12.2. Учет водозабора при разработке методики прогнозов стока горных рек	286
12.3. Прогнозы стока за апрель	288
12.4. Прогнозы стока за май	290
12.5. Прогнозы стока за июнь	293
12.6. Прогнозы стока за июль и август	297
12.7. Прогнозы стока за сентябрь	298
12.8. Прогнозы квартального стока	300
12.9. Об использовании спутниковой информации в прогнозах стока горных рек	304
Глава 13. Математические модели талого стока горных рек и их использование для долгосрочных прогнозов стока	306
13.1. Общие сведения	—
13.2. Разработка методики последовательных прогнозов стока на примере р. Карадарьи	309
Часть III. Долгосрочные прогнозы стока рек и притока воды в водохранилища в период межени	316
Глава 14. Закономерности и факторы меженного стока равнинных и горных рек	—
14.1. Источники питания и составляющие меженного стока	—
14.2. Особенности режима меженного стока в различных географических зонах	317
14.3. Истощение запасов воды в речных бассейнах в период межени	320
14.3.1. Определение составляющих меженного стока	—
14.3.2. Уравнение истощения и определения его параметров	323
14.4. Руслевые запасы воды как характеристика последующего стока	325
Глава 15. Виды и методика долгосрочных прогнозов стока и уровней воды в период межени	327
15.1. Полезно используемый приток и его определение	328
15.2. Общие основы и возможности прогнозов	—
15.3. Прогнозы сезонного меженного стока и его распределения во времени	331
15.4. Прогнозы месячного стока по данным о предстоящих расходах воды	335
15.5. Прогнозы стока по данным о запасе воды в руслевой сети и осадкам	338
15.6. Прогнозы средних и минимальных месячных уровней воды	343
Список литературы	345

Практическое руководство

РУКОВОДСТВО ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ ПРОГНОЗАМ

**Выпуск 1. Долгосрочные прогнозы элементов
водного режима рек и водохранилищ**

Редактор Г. Г. Доброумова. Художественный редактор В. В. Быков. Технический редактор Н. Ф. Грачева. Корректор А. В. Хюркес.

Н/К. Сдано в набор 14.12.88. Подписано в печать 12.04.89. М-17576. Формат 60×90^{1/8}. Бум. тип. № 2. Литературная гарнитура. Печать высокая. Печ. л. 22,5. Кр.-отт. 22,5. Уч.-изд. л. 24,3. Тираж 1250 экз. Индекс ГЛ-105. Заказ № 664. Цена 1 р. 70 к. Заказное. Гидрометеонадат. 199226. Ленинград, ул. Беринга, д. 38.

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгения Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.