

ББК 26.222.5

Е 26

УДК 551.48

Рецензенты:

кафедра гидрологии суши Пермского университета,
доктор географических наук
профессор *Н. В. Разумихин*

Евстигнеев В. М.

Е 26 Речной сток и гидрологические расчеты: Учебник. — М.:
Изд-во МГУ, 1990. — 304 с.: ил.

ISBN 5—211—01073—6.

В учебнике рассматриваются процессы формирования речного стока, пространственная и временная изменчивость его характеристик. Основное внимание уделяется физико-географическим закономерностям формирования и распределения стока и географо-гидрологическим методам расчета его параметров. Специальная глава посвящена проблеме антропогенных изменений речного стока и методам их количественной оценки.

Для студентов географических факультетов университетов и гидрометеорологических вузов, а также для специалистов в области гидрологии, географии, рационального использования и охраны природных ресурсов.

Е 1805040700(4309000000)—100 127—90
077(02)—90

ББК 26.222.5

Учебное издание

Евстигнеев Валерий Михайлович

РЕЧНОЙ СТОК И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ

Зав. редакцией *И. И. Щехура*. Редактор *Л. М. Батыгина*. Художник *А. Е. Безрученко-ва*. Художественный редактор *Л. В. Мухина*. Технический редактор *М. Б. Терентьева*.
Корректоры *С. Ф. Будаева, Т. И. Алейникова*

ИБ № 3753

Сдано в набор 08.08.89 Подписано в печать 25.07.90 Л-11177
Формат 60×90/16 Бумага тип. № 2 Гарнитура литературная. Высокая печать.
Усл. печ. л. 19,0 Уч.-изд. л. 21,03 Тираж 2450 экз. Заказ 168.
Изд. № 856. Цена 1 руб.

Ордена «Знак Почета» издательство Московского университета.
103009, Москва, ул. Герцена, 5/7.

Типография ордена «Знак Почета» изд-ва МГУ.
119899, Москва, Ленинские горы

ISBN 5—211—01073—6

© Евстигнеев В. М., 1990 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга написана в качестве учебника для студентов-гидрологов географических факультетов университетов по курсу «Речной сток и гидрологические расчеты». Как раздел гидрологии суши этот курс тесно связан с практическими запросами народного хозяйства при решении проблем рационального использования и охраны водных ресурсов, а также борьбы с вредным воздействием вод, соединяет теоретические и экспериментальные исследования в области гидрологии с инженерно-строительной и водохозяйственной практикой.

Основной дисциплиной, предшествующей данному курсу, является гидрология рек, в которой рассматриваются закономерности формирования стока в бассейне, движения воды в реках и их режима. В курсе «Речной сток и гидрологические расчеты» изучение этих вопросов имеет преимущественно прикладной аспект и направлено на расчеты конкретных характеристик стока, применяющихся в практике строительного проектирования. В числе учебных дисциплин, на которые опирается изучение курса, следует выделить теорию вероятностей и математическую статистику и дисциплины географического цикла. Методы теории вероятностей и математической статистики широко используются в расчетах речного стока, что связано со стохастическим характером его колебаний во времени. Представление о цельности и неразрывности природной среды, взаимообусловленности и взаимосвязи всех компонентов ландшафта, которое формируется у студентов при изучении цикла географических дисциплин, является методологической базой познания пространственно-временных закономерностей речного стока.

В практическом отношении совокупность географо-гидрологических приемов анализа и расчетов речного стока на современном этапе развития этой инженерной отрасли знаний обеспечивает в подавляющем большинстве случаев определение необходимых характеристик стока в условиях, когда отсутствуют материалы гидрометрических наблюдений или же их недостаточно.

Изучение курса тесно связано с рядом специальных дисциплин: гидрологическими прогнозами (факторы и механизмы формирования речного стока), гидрогеологией (взаимодействие поверхностных и подземных вод), водохозяйственными расчетами (формулировка задач гидрологических расчетов), курсом «Рациональное использование и охрана водных ресурсов» (характер хозяйственного использования рек, антропогенное воздействие на речной сток). Во избежание ненужного параллелизма в книге

дается только минимум сведений из указанных дисциплин, необходимый для логического изложения предмета изучения, включающего: основные закономерности формирования речного стока и его колебаний в пространстве и времени; методы изучения этих закономерностей; конкретные методики расчета характеристик стока в соответствии с требованиями практики и норм строительного проектирования.

Построение книги отличается от использовавшихся ранее учебников Д. Л. Соколовского и И. Ф. Горошкова. Вначале рассмотрены постановка задачи расчетов речного стока и вопросы расчетов при наличии материалов гидрометрических наблюдений (введение и гл. 1—3). Более содержательные разделы курса, охватывающие вопросы расчетов стока при отсутствии материалов гидрометрических наблюдений, составляющие ядро учения о стоке и наиболее трудную его часть, рассмотрены в гл. 4—9: методические принципы географо-гидрологического анализа, географические закономерности речного стока, факторы и механизмы его формирования, конкретные приемы оценок отдельных характеристик.

Проблемы оценки влияния хозяйственной деятельности на речной сток рассмотрены отдельно в гл. 10. Это вызвано тем, что учет и прогноз антропогенного воздействия на речной сток в последнее время все более приобретает характер самостоятельного раздела гидрологических расчетов с отчетливо выраженной спецификой как в самой постановке задачи, так и методах ее решения.

ВВЕДЕНИЕ

Речной сток — перемещение воды в процессе ее круговорота в природе в форме стекания по речному руслу. Количественной мерой его является объем воды, протекающей через поперечное сечение русла реки за какой-либо промежуток времени.

В гидрологических исследованиях и расчетах, связанных с практикой использования водных ресурсов рек или защиты от неблагоприятного воздействия речных вод, количественная оценка и характеристика режима речного стока имеют первостепенное значение. Круг вопросов и задач количественной оценки речного стока и его режима составляет содержание учебного курса «Речной сток и гидрологические расчеты». Этот курс — один из разделов речной гидрологии, наиболее тесно связанный с многообразными запросами народного хозяйства, с широкой инженерно-строительной и водохозяйственной практикой.

В последние десятилетия значительно возрос интерес к водным проблемам в нашей стране и за рубежом. Это объясняется как увеличением потребностей в воде различных отраслей развивающейся экономики, так и возрастающим беспокойством общества об охране источников пресной воды.

К числу важнейших научных основ использования водных ресурсов в первую очередь принадлежит учение о речном стоке. Задача его как научной дисциплины может быть сформулирована так: раскрыть и количественно выразить закономерности в колебаниях водных ресурсов во времени и в их распределении по территории. Такая постановка задачи связана с необходимостью оценки и предвидения режима водных ресурсов, чтобы их использование носило планомерный характер. Еще несколько десятилетий назад речные системы нашей страны в основном сохраняли естественное состояние, а использование водных ресурсов не было связано с существенным изменением их режима. Сейчас положение изменилось. Все большие масштабы приобретает несоответствие между сезонными и многолетними колебаниями стока и режимом потребления воды. Появилась необходимость в регулировании стока водохранилищами, в территориальном перераспределении водных ресурсов. Такие водохозяйственные мероприятия сказываются на экономике и условиях жизни населения, приобретают социальный аспект. В итоге резко возросли требования к научной обоснованности водохозяйственного проектирования. Она в первую очередь опирается на надежность и точность исходных данных, которые предоставляют расчеты характеристик стока, в основном и определяющие масштабы водохозяйственных

мероприятий, размеры, стоимость и эффективность работы сооружений, связанных с их осуществлением.

Изучение закономерностей формирования и распределения стока во времени и в пространстве захватывает широкий круг вопросов гидрологии и смежных с ней наук о Земле. Особенно велика роль учения о стоке в условиях обширной территории СССР, обладающей огромным количеством рек, непосредственные измерения на которых гидрометрическими методами практически невозможны. Поэтому важнейшее значение приобретает изучение географических закономерностей речного стока, учет которых позволяет дополнить и уточнить представления о формировании стока и особенностях водного режима для конкретных речных бассейнов. Развитие географо-гидрологического направления, связанного с использованием разнообразной географической информации об условиях формирования речного стока на водосборе, усиливается в связи с разработкой методов математического моделирования гидрологических процессов.

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЧНОЙ СТОК

К возобновляемым водным ресурсам в гидрологии и водном хозяйстве относят те воды, которые ежегодно восстанавливаются в процессе круговорота воды на Земле. Вода, испаряющаяся под действием солнечной энергии с поверхности Мирового океана, поступает в атмосферу и затем большей частью возвращается в океан в виде осадков. Часть испарившейся воды возвращается в океан в виде осадков, служит основным источником формирования вод суши: рек, озер, подземных вод, ледников. Часть атмосферных осадков, выпадающих на суше, не успевших испариться или просочиться вглубь, вновь возвращается в океан в виде речного стока. Выпадающие над замкнутой частью суши осадки возвращаются в атмосферу путем испарения.

Речной сток иногда понимают как перемещение воды в процессе ее круговорота в природе в форме стекания по речной сети. Здесь подчеркивается роль речного стока как звена круговорота воды на земном шаре, возвращающего океану часть воды, которая переносится атмосферой в виде пара из океана на сушу. Из океана испаряется больше воды, чем выпадает в виде осадков, практически на величину, соответствующую годовому стоку рек в океан. Разность осадков и испарения с поверхности океана (47 тыс. км³/год) представляет собой тот источник воды, который питает ежегодно все воды суши.

Из 47 тыс. км³/год, возвращаемых океану сушей, на подземный сток, не дренируемый реками, приходится 2,5 тыс. км³, на ледниковый — 3,7 тыс. км³ (жидкий, т. е. талые воды около 1 тыс. км³, в виде айсбергов — 2,7 тыс. км³), подавляющая часть приходится на речной сток — около 40,8 км³/год. Вместе с речным стоком

замкнутой части суши (0,8 км³/год) это составляет около 41,5 тыс. км³/год.

Суммарный объем речного стока территории СССР оценивается величиной 4740 км³/год, которая обычно и принимается в качестве исходной для оценки водообеспеченности нашей страны.

По скорости возобновления природные воды подразделяются на медленно возобновляемые — вековые или статические запасы — и ежегодно возобновляемые. Потребность народного хозяйства в пресной воде в основном удовлетворяется ежегодно возобновляемыми водными ресурсами, количественно оцениваемыми величиной речного стока. Использование вековых запасов обычно не предусматривается в водохозяйственных планах, так как это влечет за собой нарушение установившегося равновесия в природе. Вековые запасы поверхностных пресных вод СССР составляют свыше 40 тыс. км³, из них 27,5 тыс. сосредоточено в озерах, около 13 тыс. в ледниках арктической зоны и 1,12 тыс. км³ в горных ледниках. Главный резервуар пресной воды в нашей стране — оз. Байкал с объемом 23 тыс. км³. Запасы пресных подземных вод оцениваются очень приблизительно величиной 1,5 млн км³. Из таких огромных запасов пригодные для эксплуатации воды составляют лишь незначительную часть. Возобновляемые ресурсы подземных вод составляют 930 км³/год.

Эксплуатационные запасы подземных вод СССР, т. е. те, которые могут быть рационально использованы без сработки статических запасов, оцениваются величиной около 10 тыс. м³/с, или 310 км³/год.

Иногда речной сток называют ресурсами поверхностных вод. Это вводит в заблуждение при оценке водных ресурсов и создается впечатление, что есть еще ежегодно возобновляемые ресурсы подземных вод, которые следует прибавить к речному стоку, чтобы получить «полные» ежегодно возобновляемые водные ресурсы. На самом деле помимо рек непосредственно в моря разгружается незначительная доля подземных вод. Поэтому речной сток является интегральной характеристикой водных ресурсов. Он включает в себя возобновляемые ресурсы не только рек, но и озер, ледников, водохранилищ и подземных вод зоны активного водообмена. Следовательно, используя речной сток, мы вместе с тем используем и все другие виды возобновляемых водных ресурсов. В общем объеме речного стока в СССР примерно 20% формируется за счет разгрузки подземных вод и около 1% в результате ежегодного таяния ледников горных районов.

На территории СССР в среднем выпадает 11 300 км³ атмосферных осадков в год, из них 60% испаряется и 40% идет на формирование речного стока. Большая часть стока формируется в области внешнего стока — 4320 км³/год; на сток внутреннего бессточного Арало-Каспийского бассейна приходится 420 км³/год. Использование водных ресурсов области внешнего стока может в той или иной мере отразиться на режиме окраинных морей Мирового океана, если оно приобретет большие масштабы. Ин-

тенсивное же использование водных ресурсов внутреннего стока уже в наше время влечет за собой серьезные отрицательные экономические, социальные и экологические последствия, сказываясь на состоянии внутренних водоемов: Каспия, Арала, Балхаша, Иссык-Куля и др. Следовательно, речной сток внутренней бессточной области можно рассматривать в качестве водных ресурсов лишь условно, если при этом не считаться с указанными последствиями.

Одной из важнейших особенностей речного стока СССР является чрезвычайно неравномерное распределение рек во времени и по территории. Большая часть стока формируется в бассейнах Северного Ледовитого (64%) и Тихого океанов (18%), на сток внутреннего Арало-Каспийского бассейна приходится 10%, на бассейн Атлантического океана — 8%. В среднем с 1 км² территории СССР сток составляет 6,5 л/с (около 200 тыс. м³/год).

Водообеспеченность в расчете на одного жителя в среднем по СССР (на 1980 г.) составляет 16,7 тыс. м³/год, причем наименьшая в Молдавской ССР (0,33 тыс.), Туркменской ССР (0,40 тыс.) и Узбекской ССР (0,60 тыс. м³/год).

На большей части территории СССР основная доля годового стока приходится на весенний период. За 2—3 весенних месяца на северных реках проходит от 50 до 60% годового стока. На больших и средних реках южной части страны доля весеннего стока составляет более 75%, а на малых реках полупустынной и пустынной зон — до 90—100%. В горных районах Средней Азии и Кавказа, на значительной части Сибири и Дальнего Востока в период весенне-летнего половодья проходит 50—80% объема годового стока. Доля устойчивого стока в меженный период обычно не превышает 5—10% годового стока. Внутригодовая и межгодовая изменчивость стока вызывает необходимость его регулирования путем создания водохранилищ, объем которых в СССР за последние 30 лет возрос многократно и ныне достиг 1200 км³ (около 4000 водохранилищ объемом более 1 млн м³).

В современном обществе ни одна отрасль народного хозяйства не может развиваться без использования воды. По мере экономического и социального развития общества потребность в ней непрерывно возрастала. С 1900 по 1980 г. общее водопотребление в СССР выросло с 44 до 343, а безвозвратное водопотребление — с 28 до 166 км³/год. В 1985 г. эти показатели увеличились соответственно до 354 и 200 км³/год. Наибольший абсолютный прирост водопотребления приходится на 1970—1985 гг. и связан в основном с увеличением площади орошаемых земель. Если современную величину водопотребления (354 км³) сопоставить с ежегодно возобновляемыми ресурсами (4740 км³), то можно видеть: объем водопотребления составляет от последних около 7,5%. Однако степень использования водных ресурсов в южной части страны приближается к 50, а в Средней Азии — к 100%. Таким образом, на юге страны очевидна общая напряженность водохозяйственного баланса, а в бассейнах ряда крупных рек уже имеет

место его дефицит. В ряде районов страны произошли негативные экологические изменения, связанные с высокой степенью использования водных ресурсов. Во второй половине 80-х годов произошли изменения в государственном подходе к использованию водных ресурсов, вызванные осознанием социальной значимости экологических последствий дальнейшего роста водопотребления. Осуществляется ряд мероприятий, направленных на стабилизацию объема забора воды из природных объектов: снижение удельного водопотребления во всех отраслях народного хозяйства; изменение структуры производства в целях экономии воды; усовершенствование системы учета и контроля водопотребления и водоотведения. По современным прогнозным оценкам (с учетом указанных мероприятий), водопотребление к 2000 г. может возрасти до 400—450 км³/год.

ИСТОЧНИКИ ИНФОРМАЦИИ О РЕЧНОМ СТОКЕ

Основным источником информации о речном стоке служит опорная и специализированная сеть наблюдений Госкомгидромета СССР. Гидрологическая сеть включает все имеющиеся в стране пункты наблюдений за различными гидрологическими характеристиками водотоков и водоемов независимо от ведомственной подчиненности наблюдательных станций и постов. Единая общегосударственная гидрологическая сеть, обеспечивающая получение официальных данных в рамках государственного учета вод, находится в ведении Госкомгидромета. Различными министерствами и ведомствами организуются ведомственные посты для решения конкретных задач гидрологического обоснования проектирования, строительства и эксплуатации водохозяйственных объектов. Они имеют ограниченный период наблюдений (1—5 лет) и после выполнения своей задачи либо закрываются, либо передаются в ведение Госкомгидромета. Кроме того, имеется большая сеть пунктов наблюдений по учету использования вод, организованная в системах Минводхоза и Минэнерго СССР, а также в других министерствах и ведомствах. В общей сложности этой сетью учитываются более чем в 30 тыс. пунктах заборы воды из источников и сбросы ее в водотоки и водоемы. Наблюдения за режимом подземных вод ведутся сетью гидрогеологических станций и постов Министерства геологии СССР, насчитывающей около 37 тыс. пунктов наблюдений (в том числе 18 тыс. пунктов опорной сети).

Общегосударственная гидрологическая сеть Госкомгидромета подразделяется на основную (опорную) и специальную. Основная сеть ведет систематические наблюдения за гидрологическим режимом водных объектов по стандартным программам и единой методике. Специальная сеть обеспечивает дополнительные виды гидрологических наблюдений для изучения местных особенностей формирования стока и элементов водного баланса или получения детальной информации об отдельных характерных элемен-

тах гидрологических процессов (испарение с воды и почвы, запасы воды в снеге, русловые процессы и др.).

По состоянию на начало 1986 г. в составе основной гидрологической сети насчитывалось 6306 пунктов наблюдений на реках и каналах и 784 пункта наблюдений на озерах и водохранилищах. Средняя плотность пунктов наблюдений основной гидрологической сети на реках СССР составляет 1 пункт на 3350 км² (в США — 900, ГДР — 270, ФРГ — 140).

В составе специальной сети выделяются: водно-испарительные и почвенно-испарительные площадки; пункты наблюдений за русловыми процессами; пункты наблюдений за элементами водного баланса водосборов или отдельных водных объектов.

В настоящее время в СССР в составе водно-испарительной сети насчитывается свыше 500 испарителей ГГИ-3000, 15 плавучих и 45 испарительных бассейнов площадью 20 м², 160 почвенно-испарительных пунктов наблюдений. Наблюдения за русловыми процессами в системе Госкомгидромета ведутся на 50 участках рек.

В составе водно-балансовой сети Госкомгидромета в настоящее время существуют три типа специализированных станций: водно-балансовые (стоковые, 14); болотные, ведущие наблюдения за водно-тепловым режимом и водным балансом осушенных и неосушенных болотных массивов (9); опорные комплексной водно-балансовой и агрометеорологической сети, ведущие наблюдения за элементами водного баланса на сельскохозяйственных полях (83 станции).

Полученные на водно-балансовой сети материалы наблюдений позволили значительно расширить представления о закономерностях формирования стока, испарения и других элементах водного баланса в различных природных условиях, явились основой для разработки большого числа расчетных методов оценки гидрологических характеристик, нашедших применение в практике гидрологических расчетов.

Проведение гидрологических наблюдений на стационарной сети в условиях нашей страны не всегда обеспечивает информацией решение многих важных задач современной гидрологии. Поэтому в СССР широкое развитие получили экспедиционные исследования для гидрологического обоснования народнохозяйственных мероприятий истроек, проводимые различными ведомствами и организациями.

Систематизация данных о водных ресурсах нашей страны производится в форме Водного кадастра, который является важнейшей формой обобщения данных наблюдений и результатов гидрологических исследований. Работы по составлению и изданию Водного кадастра проводились в 1931—1941 и 1959—1972 гг. Итогом работы 1931—1941 гг. по созданию Водного кадастра явилось издание многотомных «Сведений об уровне воды», «Справочников по водным ресурсам» и «Материалов по режиму рек СССР», в которых обобщены материалы многолетних наблюде-

ний с 1881 по 1935 г. С 1936 г. систематически выпускаются Гидрологические ежегодники. В 70-х годах завершена работа по составлению второго Водного кадастра, состоящего из справочников «Ресурсы поверхностных вод СССР» (части «Гидрологическая изученность», «Основные гидрологические характеристики» и монографической части, содержащей географо-гидрологическую характеристику района и обобщение материалов наблюдений).

Под современным водным кадастром понимается фонд сведений о водных объектах, водных ресурсах, качестве и использовании вод, а также о водопользователях. В соответствии с постановлением Совета Министров СССР «О порядке ведения Государственного водного кадастра» от 1 августа 1977 г. материалы кадастра являются единственными официальными данными, обязательными для использования при решении разнообразных задач, связанных с гидрологическим обеспечением народного хозяйства.

Публикуемая часть ГВК состоит из трех разделов: «Поверхностные воды», «Подземные воды», «Использование вод». Каждый раздел состоит из трех серий: каталожные данные, ежегодные данные и многолетние данные. В качестве Каталога рек, каналов, озер и водохранилищ на первом этапе ведения ГВК используются выпуски справочника «Ресурсы поверхностных вод СССР» (ч. I — «Гидрологическая изученность», изданная 45 выпусками по всей территории СССР в 1963—1967 гг.). «Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши» являются продолжением издававшихся ранее гидрологических ежегодников. Издание «Многолетних данных о режиме и ресурсах поверхностных вод суши» содержит обобщенные по годам за пять предыдущих лет и весь период наблюдений характеристики гидрологического режима рек, каналов, озер и водохранилищ, а также гидрографические характеристики водосборов рек для пунктов наблюдений и морфометрические характеристики озер и водохранилищ. Это издание — продолжение выпускавшихся ранее справочников «Основные гидрологические характеристики». С 1981 г. публикуется межведомственное ежегодное издание «Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество», которое содержит данные по территориям речных бассейнов, экономических районов, союзных республик и СССР в целом.

Чтобы повысить оперативность в обеспечении народного хозяйства кадастровыми данными, создается автоматизированная информационная система ГВК (АИС ГВК), оснащенная современными техническими средствами.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РАСЧЕТОВ

Возобновляемые ресурсы речного стока — основной источник удовлетворения потребностей народного хозяйства в пресной воде. Большие объемы воды используются для орошения и обводнения сельскохозяйственных угодий, промышленного и коммунального

водоснабжения, наполнения прудов и водохранилищ различного назначения. Осваиваются энергетические ресурсы рек. Широко используются реки и речные системы внутренним водным транспортом. Отрасль народного хозяйства, в задачи которой входит комплексное использование водных ресурсов, называют водным хозяйством. Водное хозяйство включает: гидротехнические мелиорации (осушение и орошение земель, обводнение пастбищ и сельскохозяйственное водоснабжение), гидроэнергетику, водный транспорт (судоходство и лесосплав), водоснабжение (промышленное и коммунально-бытовое) и водоотведение, рыбное хозяйство, регулирование рек для борьбы с наводнением и водной эрозией. В результате количественного и качественного истощения в ряде районов нашей страны имеющиеся водные ресурсы уже не могут в полной мере удовлетворить все возрастающие потребности в них, сдерживают развитие экономики и рост благосостояния населения. По мере интенсификации использования водных ресурсов все большую остроту приобретают проблемы охраны от истощения и загрязнения рек, озер, водохранилищ и внутренних морей. Большое внимание вопросам рационального использования водных ресурсов нашей страны, улучшению их охраны от истощения и загрязнения уделено в решениях XXVII съезда КПСС и в постановлениях ЦК КПСС и СМ СССР.

Для обоснования водохозяйственных мероприятий и гидротехнических проектов необходимо иметь достаточно полные сведения и расчетные значения многочисленных характеристик и параметров стока рек. При проектировании гидроэлектростанций необходимо знать величины среднего годового стока, сток многоводных и маловодных лет, распределение стока по сезонам и месяцам. По этим данным устанавливается проектная мощность ГЭС и планируется выработка энергии в течение года. Размеры водосбросных сооружений гидроузлов определяются максимальными расходами редкой повторяемости. Для обеспечения промышленного, коммунального и других видов водоснабжения в первую очередь надо знать минимальный сток в маловодные годы. При создании водохранилищ для забора воды на орошение и обводнение необходимы данные о среднем многолетнем стоке реки, максимальных объемах и расходах половодья и паводков, внутригодовом распределении стока, в особенности стока за вегетационный период.

Высокие требования по определению характеристик максимального стока талых и дождевых вод предъявляются при многих других видах строительного проектирования. При проектировании железных и шоссейных дорог требуется знать максимальные расходы весеннего половодья или дождевых паводков каждого пересекаемого водотока. Они определяют размеры мостовых переходов и других водопропускных сооружений, отметки бровок дорожных насыпей. Планы размещения населенных пунктов и промышленных объектов, примыкающих к рекам, должны учитывать зоны возможного затопления высокими водами. Проекты,

предусматривающие борьбу с наводнениями, основываются на характеристиках максимального стока (объемы, гидрографы, максимальные расходы).

Необходимость обеспечения различных видов строительного проектирования разнообразными расчетными характеристиками стока рек и малых водотоков определяет практическое значение гидрологических расчетов и задачи учения о стоке.

В нашей стране постоянно ведется большой объем строительных работ, в той или иной мере связанный с использованием водных ресурсов или с вредным воздействием речных вод. Любое строительство, в том числе гидротехническое и транспортное, ведется на основании проекта, т. е. совокупности документов, определяющих схему сооружений, их состав, конструкцию и оборудование каждого сооружения. Проект должен обеспечить выполнение основной функции сооружения, надежность, безопасность и экономичность строительства и эксплуатации, учесть реальные возможности производства строительномонтажных работ. Строительное проектирование — сложная и ответственная отрасль инженерной деятельности. Она регламентируется в СССР в государственном порядке в виде норм проектирования, которые входят в общую систему строительных норм и правил, определяющих организацию, управление, производство и приемку работ, затраты материальных и трудовых ресурсов, методологию и экономику изысканий, проектирования и строительства. Строительные нормы и правила (СНиП) разрабатываются отраслевыми научно-исследовательскими и проектными институтами и утверждаются Государственным комитетом СССР по делам строительства. Разработка, утверждение и публикация СНиП ведутся по единой системе. Состав этих многочисленных документов определяется классификатором СНиП, в котором предусмотрено 5 частей, в том числе часть 2 — «Нормы проектирования», которые, в свою очередь, делятся на группы, имеющие двузначный индекс (от 01 до 12). В каждой группе содержится список СНиП, имеющих номер в порядке утверждения Госстроем СССР с указанием года утверждения. Например, СНиП 2.01.14-83 «Определение расчетных гидрологических характеристик» относится к части 2 (нормы проектирования), группе 01 (общие нормы проектирования), имеет номер 14 в группе 2.01, утвержден в 1983 г.

Кроме СНиП 2.01.14-83, основная часть СНиП, с которыми приходится в той или иной степени иметь дело специалисту, занимающемуся гидрологическими расчетами, содержится в группе 2.06 (гидротехнические и энергетические сооружения, мелиоративные системы и сооружения), группе 2.05 (сооружения транспорта) и некоторых других группах, например, СНиП 2.04.02-84 (водоснабжение, наружные сети и сооружения). Список действующих СНиП регулярно публикуется в официальном издании Госстроя СССР «Перечень нормативных документов».

Кроме общегосударственных существует множество ведомственных строительных норм (ВСН). Ведомственные нормы разра-

бываются на основе и в соответствии со СНиП, детализируя, дополняя и развивая их некоторые разделы и положения.

Основной нормативный документ для гидрологических расчетов, связанных с проектированием, — строительные нормы СНиП 2.01.14-83, в которых определены основные принципы анализа и расчетов, сформулированы критерии их качества. Эти нормы распространяются на определение расчетных гидрологических характеристик при проектировании речных гидротехнических сооружений, железных и автомобильных дорог, сооружений мелиоративных систем, систем водоснабжения, планировки и застройки населенных пунктов, генеральных планов промышленных и сельскохозяйственных предприятий, а также при разработке мероприятий по борьбе с наводнениями, т. е. охватывают все объекты проектирования, кроме приливных участков устьев рек и селевых потоков.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ РЕЧНОГО СТОКА

При изучении режима и определении расчетных характеристик стока применяются различные методы, которые с некоторой долей условности можно разделить на три основные группы.

1. Гидрометрический метод. Сток измеряется в замыкающем створе, с течением времени накапливается более или менее продолжительный ряд наблюдений, который может быть подвергнут статистическому анализу.

2. Метод географо-гидрологических обобщений. Сущность метода состоит в том, что данные о пространственном распределении речного стока и обуславливающих его факторах обобщаются в виде некоторых соотношений, связывающих особенности формирования стока и его режима с географическим положением речного бассейна. Чаще всего результаты географических обобщений представляют в виде карт или расчетных эмпирических зависимостей, параметры которых районированы.

При решении задач расчета стока неизученных рек методом географических обобщений опираются на общие представления о физических процессах, происходящих на водосборе. Эти представления помогают выявить основные факторы пространственного распределения характеристик стока и учесть при разработке расчетных схем имеющуюся географическую информацию в виде результатов комплексного и отраслевого физико-географического районирования, ландшафтных, геоморфологических, климатических, почвенных, ботанических и других карт.

3. Математическое моделирование. В настоящее время надежды на принципиальные сдвиги в теории и практике расчетов речного стока связывают с использованием информации о всем комплексе факторов, определяющих пространственно-временную изменчивость стока.

Важность детального исследования процессов, происходящих на водосборе, возрастает в настоящее время в связи с усиливаю-

щимся антропогенным воздействием на условия формирования речного стока и вытекающей из этого необходимости количественного учета изменений водного режима. Поэтому математическое моделирование, которое количественно отражает связь процесса стока с комплексом компонентов, составляющих географический ландшафт, становится основным инструментом исследования на современном этапе развития гидрологии.

Внедрение методов математического моделирования в практику расчетов стока неизученных рек предвидится в некоторой не очень отдаленной перспективе — 10—15 лет. Внедрение уже разработанных моделей затрудняют недостаточное их информационное обеспечение, слабая экспериментальная база гидрологических исследований, отсутствие необходимых данных в составе стандартных наблюдений гидрометсети.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И РАСЧЕТОВ СТОКА В СССР

Начало изучения закономерностей формирования водного режима рек и разработки методов его расчета было положено еще в дореволюционный период. Из работ того времени наибольшее влияние на последующее развитие речной гидрологии оказал фундаментальный труд А. И. Воейкова «Климаты земного шара, в особенности России» (1884), в котором дана классификация рек по источникам питания и выдвинут важный методологический принцип изучения водного режима в тесной связи с климатическими условиями его формирования: «реки можно рассматривать как продукт климата». Из более поздних работ необходимо отметить исследования Е. А. Гейнца (1903) и Э. М. Ольдекопа (1911), Е. В. Оплокова (1904, 1913), применявших метод водного баланса для изучения речного стока и установивших ряд закономерностей формирования водного режима в связи с осадками и испарением и учетом физико-географических особенностей водосборов.

Среди дореволюционных исследований по речному стоку особое место занимают работы Ф. Г. Зброжека (1902) и Н. Е. Долгова (1916), в которых сделаны первые попытки теоретического анализа стока ливневых вод. Исследования максимального стока в России были тесно связаны со строительством и эксплуатацией железных дорог (разработка формул для расчетов водопропускных отверстий) и в меньшей степени со строительством прудовых водосливов.

Расчеты стока в тот период носили узковедомственный характер, не выделялись из общего круга вопросов строительного проектирования и не увязывались с повторяемостью в многолетнем плане. Отдельные, не связанные друг с другом теоретические положения и обобщения материалов наблюдений не могли образовать какой-либо целостной системы знаний о речном стоке. Стационарная сеть гидрометрических станций была еще очень

редкой и размещалась, как правило, на крупных реках. Число створов, где измерялись расходы воды, в 1916 г. достигло 141.

В послереволюционный период были созданы предпосылки для комплексного использования водных ресурсов в интересах многих отраслей народного хозяйства и возможности планомерного исследования рек. В 20-е годы произошло оформление гидрологии суши как системы научных знаний, т. е. она выделилась в самостоятельную научную дисциплину. Важную роль сыграли организация в 1919 г. Государственного гидрологического института и выход в свет первых учебников по гидрологии: А. А. Труфанова «Речная гидрология» (1923) и М. А. Великанова «Гидрология суши» (1925).

Наиболее значительным событием этого периода для всего народного хозяйства и строительства СССР была разработка в 1920—1921 гг. плана ГОЭЛРО. Предусмотренное им широкое использование водных ресурсов страны поставило задачу всестороннего изучения режима водных объектов, которая могла быть решена только специализированной отраслью науки с развитой системой понятий и методов исследований. К тому же периоду относятся также I и II Всесоюзные гидрологические съезды (1924 и 1928 гг.), сыгравшие важную роль в становлении гидрологии. Для исследования процессов формирования стока и элементов водного баланса создаются первые стоковые станции в Подмоскowie. В 1925 г. было открыто отделение гидрологии географического факультета Ленинградского университета, организованное и возглавляемое выдающимся гидрологом и первым директором ГГИ В. Г. Глушковым. Тем самым было положено начало высшему гидрологическому образованию, которого до той поры не было ни в нашей стране, ни за рубежом.

Принятый XIV съездом ВКП(б) в 1925 г. курс на социалистическую индустриализацию вызвал к жизни широкое промышленное и гидротехническое строительство, предельно выявившее к гидрологии ряд запросов, которые остро выявили недостаток гидрологических данных для строительного проектирования, в особенности данных о речном стоке. В эти годы огромный вклад в развитие инженерной гидрологии внес Д. И. Кочерин, составивший первую карту среднесуточного стока (1927), которая послужила основным источником для гидрологического обоснования десятков и сотен гидротехнических проектов в 1927—1937 гг. В работах Д. И. Кочерина впервые отчетливо показана географическая природа параметров речного стока, разработан вопрос о вероятностных колебаниях годового стока, установлены основные черты его внутригодового распределения для ЕТС, построены и проанализированы кривые продолжительности суточных расходов воды, предложена схема расчетов максимумов весеннего половодья, впервые в инженерной практике России учитывающая вероятность превышения (1927—1929 гг.).

В 1930 г. опубликована работа Д. Л. Соколовского «Применение кривых распределения к установлению вероятных колебаний

годового стока рек европейской части СССР», с которой началось активное внедрение аппарата математической статистики в расчеты речного стока.

В 1929 г. организована Единая гидрометеорологическая служба СССР, что создало новые возможности для развития сети гидрологических станций и унификации методов наблюдений и измерений. Планомерное изучение режима стока рек к началу 30-х годов существенно возросло: в 1930 г. действовало 3600 урочных постов, расход воды измерялся в 863 створах.

Большое значение для оформления учения о стоке как самостоятельной научно-технической дисциплины имела книга С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля «Расчеты речного стока» (1934). В ней были подведены итоги достижений в области исследований и расчетов стока, четко обозначен круг вопросов этой области применительно к решению инженерных задач, широко использован аппарат теории вероятностей и математической статистики, а также методы географического обобщения материалов наблюдений.

В довоенные годы учение о стоке, как наиболее тесно связанная с практикой гидротехнического, водохозяйственного и дорожного строительства отрасль гидрологии суши, получила бурное развитие. К этому периоду относятся исследования максимального стока М. А. Великанова, А. Н. Костякова, М. М. Протодьяконова, Г. Д. Дубелира, М. Ф. Срибного, Д. Л. Соколовского, А. В. Огиевского; появились первые методы расчета и обобщения материалов по минимальному стоку (М. Э. Шевелев, Н. Д. Антонов), кривым продолжительности суточных расходов воды (В. А. Урываев), изменчивости годового стока (Н. Д. Антонов) и его многолетним колебаниям (Е. В. Оплоков, П. А. Ефимович). В эти годы большое внимание уделялось применению методов теории вероятностей и математической статистики в гидрологических расчетах и регулировании речного стока. Крупным достижением следует считать карту среднесуточного стока СССР, составленную в 1937 г. Б. Д. Зайковым и С. Ю. Белинковым в масштабе 1:5 000 000, основанную на данных по 1280 пунктам. Перед войной были изданы учебники М. А. Великанова (1932 и 1937 гг.) и А. В. Огиевского (1936) по гидрологии суши с значительным развитием разделов о речном стоке, а также учебник Н. П. Чеботарева «Сток и гидрологические расчеты» (1939). Учение о стоке к тому времени оформилось в научную дисциплину, составляющую важнейший в научном и практическом отношениях раздел гидрологии суши.

После Великой Отечественной войны развитие речной гидрологии и учения о стоке характеризуется расширением экспериментальных исследований на полевых стоковых станциях и лабораториях и экспедиционных исследований в различных малоизученных районах СССР; происходит дальнейшее развитие гидрологической сети и водно-балансовых станций.

Появились многочисленные работы по региональным обобщениям сведений о водном режиме и методике расчетов стока, интенсивно развивались отдельные разделы учения о стоке, а также водно-балансовые исследования территории СССР. Были продолжены исследования в области применения методов математической статистики в гидрологии (Г. А. Алексеев, С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель, Е. Г. Блохинов и др.), многолетних колебаний стока (Л. К. Давыдов, П. С. Кузин, П. В. Сомов, А. В. Шнитников, Г. Г. Сванидзе, К. П. Воскресенский, Г. П. Калинин, Ю. М. Алехин и др.), гидрологии горных районов (В. А. Шульц, Л. А. Владимиров, Г. И. Хмаладзе, А. Н. Важнов, В. Д. Быков и др.). Разработаны методы расчетов внутригодового распределения стока в целях водохозяйственного проектирования (В. Г. Андреев, И. М. Лившиц, Г. И. Швец), минимального стока (А. М. Норватов, В. А. Баранов и Л. Н. Попов, и др.). В 1945—1965 гг. разработаны основы теории максимального стока и предложены многочисленные приемы его расчетов (А. Н. Бэфани, Г. А. Алексеев, П. А. Урываев, Г. П. Калинин, В. Д. Комаров, Е. Г. Попов, Н. Н. Чегодаев, А. А. Соколов, К. П. Воскресенский, Е. В. Болдаков и др.). Значительный вклад в дело изучения водных ресурсов страны представила карта нормы годового стока К. П. Воскресенского (1961), основанная на обобщении данных по 5690 пунктам. Важным событием этого периода был III Всесоюзный гидрологический съезд (1957), на котором было сделано свыше 160 докладов по различным вопросам формирования стока и методам его расчетов и прогнозов. Уровень развития методов расчета стока в послевоенные годы нашел выражение в общегосударственных нормативах проектирования — Строительных нормах 1966—1968 гг.: по определению минимальных расходов воды (СН 346-66), максимальных расходов талых вод (СН 356-66), годового стока и его внутригодового распределения (СН 371-67). Несколько позже были разработаны и введены в действие Строительные нормы по определению всего комплекса характеристик стока (СН 435-72), действовавшие до 1984 г.

Началом современного этапа в истории развития гидрологии суши А. А. Соколов предложил считать конец 60-х годов, когда в результате резкого увеличения водопотребления и сброса сточных вод в ряде бассейнов наметилось истощение водных ресурсов, обострилась водная проблема под влиянием орошаемого земледелия, требующего большого количества воды. В таких условиях вопросы надежной оценки водных ресурсов страны и отдельных регионов, их динамики во времени и в пространстве, изменений под влиянием хозяйственной деятельности приобрели важнейшее практическое значение. К этому времени в расчетах стока были достаточно хорошо разработаны приемы географо-гидрологических обобщений материалов наблюдений, решены основные задачи применения математической статистики, внедрен метод статистических испытаний, начали применяться сложные статистиче-

ские методы при исследовании многолетних колебаний стока, появились первые математические модели гидрологических процессов на водосборе и русле реки, при этом в значительной мере использовались возможности, которые дают ЭВМ. В конце 60-х годов наметились новые направления в изучении водных ресурсов — исследования многолетних колебаний стока, изменения глобального водообмена, закономерности водного баланса и режима стока в масштабах земного шара. Итоги развития гидрологии суши и учения о стоке в 60-е — начале 70-х годов отражены в решениях и докладах IV Всесоюзного гидрологического съезда (1973). В 1965—1974 гг. для изучения мирового водного баланса и водных ресурсов земного шара ЮНЕСКО была осуществлена широкая программа международного сотрудничества по гидрологии — Международное гидрологическое десятилетие, — в порядке вклада в которую советские ученые произвели обобщение материалов гидрометеорологических наблюдений на земном шаре и издали уникальный по своему значению труд — «Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли» (1974 г.). Международное сотрудничество по программе оценки мирового водного баланса и разработке рекомендаций по предотвращению качественного и количественного истощения водных ресурсов нашей планеты продолжается свыше 20 лет.

В 1984 г. введены в действие новые Строительные нормы и правила (СНиП 2.01.14-83) — «Определение расчетных гидрологических характеристик», регламентирующие методы расчетов речного стока и отражающие современный уровень обобщения знаний по формированию стока применительно ко всей обширной территории нашей страны.

Состоявшийся в 1986 г. V Всесоюзный гидрологический съезд проанализировал состояние гидрологической науки и ее новую роль в условиях все обостряющейся водной проблемы в стране. Съезд поставил задачу дальнейшего развития теоретических концепций и методологии гидрологических расчетов, обратив особое внимание на разработку методов детерминированного и стохастического моделирования процессов формирования стока в естественных и измененных хозяйственной деятельностью природных условиях.

1.1. ВЕРОЯТНОСТНЫЙ ХАРАКТЕР ПРОЦЕССОВ РЕЧНОГО СТОКА

Речной сток является итогом взаимодействия сложного комплекса процессов, составляющих наземную часть круговорота воды в природе (рис. 1.1).

Поступающая на водосбор в виде жидких осадков вода частично перехватывается растительностью и испаряется. Дождевые осадки, попавшие на поверхность водосбора, начинают впитываться почвой. Вода, оставшаяся на поверхности водосбора, после заполнения отрицательных форм микрорельефа склонов стекает вдоль склонов и попадает в русловую сеть, где происходит русловая трансформация склонового стока, заключающаяся в его перераспределении во времени. Вода, впитавшаяся почвой, либо передвигается вдоль склона над временными и постоянными водоупорами и также попадает в речную сеть, либо испаряется или просачивается в более глубокие слои почвогрунтов, расходуясь на увеличение почвенной влаги и на пополнение запасов подземных вод. Воды, просочившиеся сквозь грунтовую толщу, рано или поздно достигают речного русла (за исключением ушедшей в глубокие водоносные горизонты, дренируемые более крупными реками).

Поступающие на водосбор твердые осадки формируют снежный покров, таяние которого начинается на его поверхности под воздействием потока тепла из атмосферы. В толще снежного покрова происходят во время таяния сложные процессы теплообмена. Первые порции талой воды задерживаются в верхних слоях снега, водоудерживающая способность которого зависит от структуры и плотности снега. После заполнения водоудерживающей емкости излишки воды из верхних слоев снега стекают в нижние, где часть из них идет на замерзание при контакте воды с холодным снегом. Заполнив всю водоудерживающую емкость снежного покрова, талая вода поступает на поверхность почвы и ее дальнейший путь в основных чертах аналогичен описанному выше. Следует лишь отметить большое влияние теплофизических процессов в почвогрунтах на их инфильтрационные свойства.

Процессы, формирующие речной сток на конкретном водосборе, имеют различную значимость и характер взаимодействия в определенные отрезки времени. Важно подчеркнуть общую особенность речного стока: его ход во времени зависит от выпадения осадков и хода метеорологических элементов, формирующих состояние поверхности и почвогрунтов бассейна при относительно неизменных условиях, выражающих физико-географический характер водосбора.

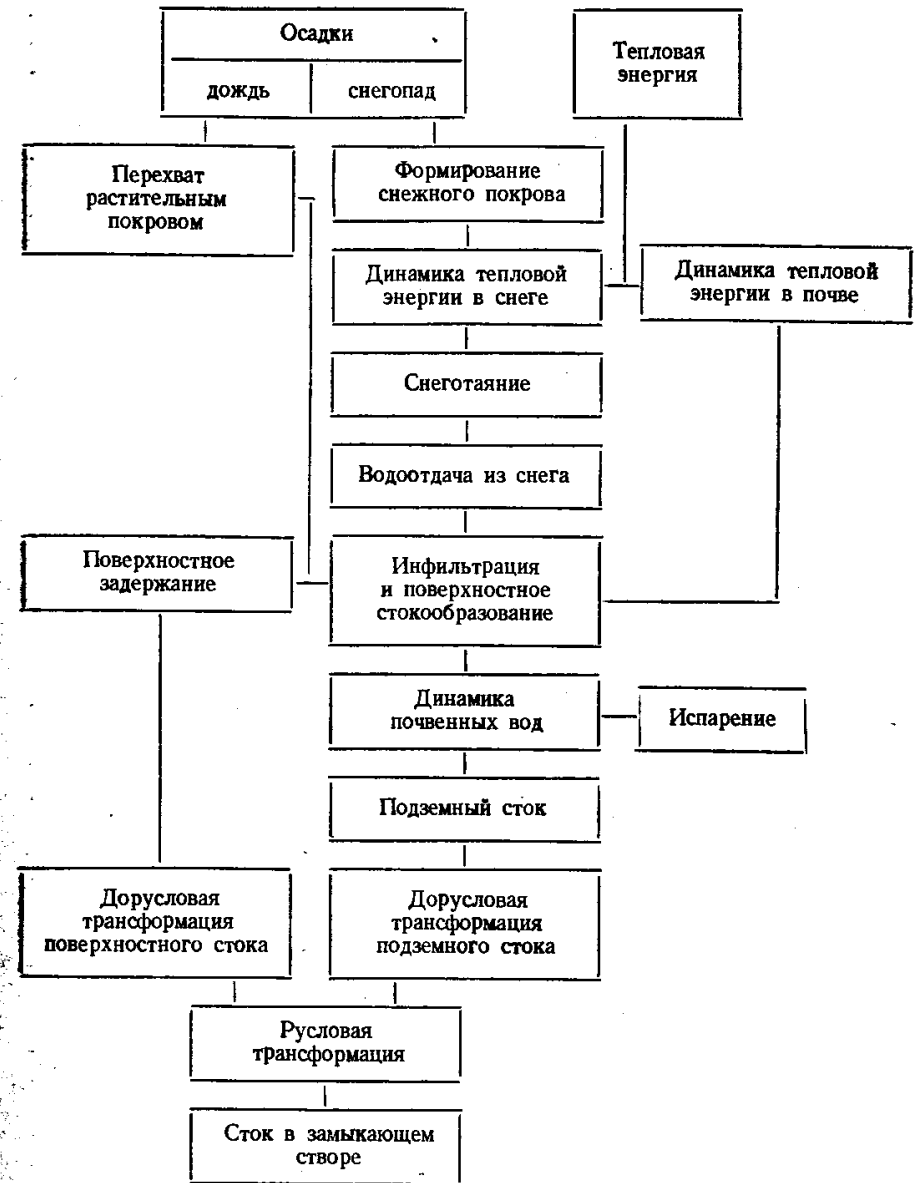


Рис. 1.1. Система процессов формирования стока (по Ю. Б. Виноградову)

Ход во времени осадков и других метеорологических элементов отражает непрерывный процесс преобразования состояний атмосферы над речным бассейном. Характерная особенность атмосферы — турбулентный характер происходящих в ней движений, вызывающих крайнюю неустойчивость метеоэлементов во времени и пространстве. Причина атмосферной турбулентности, проявляющейся в форме различного рода возмущений, заключена в гид-

родинамической неустойчивости воздушных потоков. Турбулентные пульсации имеют место как для крупномасштабных процессов, так и для среднемасштабных, связанных с ураганами, шквалами, грозowymi облаками. Учет и описание всех элементов циркуляции атмосферы не могут быть осуществлены хотя бы потому, что потребовалась бы гигантская наблюдательная сеть, позволяющая непрерывно фиксировать характеристики отдельных ураганов, шквалов и других элементов, сравнимых с ними по масштабам. Положение здесь оказывается близким к тому, что имеет место в статистической физике, где точное описание поведения каждой частицы в отдельности если даже и возможно, то нецелесообразно из-за огромного числа частиц и где удается получить простые законы их движения путем перехода к рассмотрению поведения больших ансамблей частиц с помощью статистических методов, основанных на теории вероятности.

Аналогичный подход к описанию процессов общей циркуляции атмосферы означает, по существу, такую постановку задачи прогноза погоды, при которой рассматривается эволюция во времени распределения вероятностей состояний атмосферы от начального распределения, получаемого при объективном анализе данных метеорологических наблюдений. Другими словами, для каждого будущего момента t_i можно указать только вероятность $p_i\{x_i - \delta < \xi_i \leq x_i + \delta\}$ того, что тот или иной параметр процесса ξ_i примет значение, заключенное между двумя заданными числами $(x_i - \delta)$ и $(x_i + \delta)$. Эта вероятность будет зависеть от t , x_i и δ . Такие процессы суть типичные вероятностные процессы.

Вероятностный характер гидрометеорологических процессов — их объективное свойство, не связанное со степенью изученности. Для того чтобы процесс стока приобрел вероятностный характер, достаточно лишь крупномасштабной турбулентности атмосферы. Однако это не единственный источник случайности в формировании стока. Другой такой источник заключен в самом процессе стока — его многофакторности. Многие ряды событий и явлений, порождающих процесс стока, реализуются независимо или относительно независимо друг от друга, в результате чего возможны многочисленные варианты их сочетаний и связей (например, комбинация снегозапасов, влажности почвы в речном бассейне, жидких осадков определяет случайные значения объема стока весеннего половодья). Упомянутый источник случайности также носит всеобщий характер как следствие постоянного взаимодействия метеорологических процессов, являющихся непосредственной причиной стокообразования, и разнообразных состояний подстилающей поверхности, несущих отражение метеофакторов предшествующих отрезков времени в виде запасов воды в русловой сети, температуры и влажности почвы, уровня грунтовых вод и т. д.

Вероятностная природа колебаний стока не исключает присутствия в них вполне выраженных динамических составляющих, связанных главным образом с годовым циклом метеорологических элементов, вызывающим ежегодное определенное чередование гид-

рологических сезонов. Динамические составляющие проявляются также и в многолетних колебаниях стока в связи с продолжительными тенденциями в изменении климата.

Динамические закономерности учитываются либо в виде зависимости стока от координаты времени (периодические сезонные колебания стока, долговременные тенденции повышенной или пониженной водности), либо в виде зависимостей стока от гидрометеорологической обстановки периода, предшествующего исследуемому. Вероятностные закономерности отражаются в виде функций распределения вероятностей ожидаемых величин стока либо отклонений от оценочных значений, получаемых при учете динамических закономерностей.

При практической реализации того или иного способа предсказания появляется дополнительный элемент случайности вследствие неполноты, приблизительности представлений о закономерностях колебаний стока во времени за счет располагаемого состава, точности и продолжительности наблюдений, несовершенства математических средств описания, вынужденных допущений о характере связей и величинах параметров. Таким образом, погрешность предсказания отражает объективно присущую процессу стока случайную составляющую и случайную составляющую, связанную со степенью изученности и характером описания этого природного процесса.

1.2. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ РАСЧЕТОВ СТОКА

Потребности народного хозяйства в предвидении речного стока весьма разнообразны, однако их можно объединить в две группы, первая из которых связана с эксплуатацией водохозяйственных установок и систем, использованием рек как транспортных путей, источников водоснабжения и орошения, предупреждением от опасности гидрологических явлений на реках, вторая — с долговременным водохозяйственным планированием и проектированием гидротехнических сооружений на реках.

Для удовлетворения потребностей первой группы необходим прогноз, заключающийся в предвычислении с различной заблаговременностью того или иного элемента водного режима на конкретную дату или конкретный хронологический период (сутки, месяц, квартал, сезон). Прогноз любого гидрологического явления считается практически целесообразным в том случае, когда погрешности прогноза будут меньше равновероятных им отклонений предсказываемого явления от среднееголетнего значения. В противном случае прогнозы теряют свой смысл, так как тот же самый результат в отношении погрешностей можно получить с помощью обычной статистической обработки имеющегося ряда наблюдений. Последнее обстоятельство является решающим фактором, ограничивающим целесообразную заблаговременность прогнозов сравнительно небольшим отрезком времени (несколько месяцев, а иногда недель и суток).

Проектирование водохозяйственных установок, систем или гидротехнических сооружений на реках требует предвидения гидрологического режима на срок, в который предполагается гарантировать выполнение ими возложенных на них функций, — от нескольких лет до нескольких десятилетий. Такой срок заблаговременности требует знания и использования закономерностей колебания стока уже не в пределах годового гидрологического цикла, а в многолетнем плане.

Ставя задачу построения метода прогноза, можно подразумевать, что эмпирические данные отвечают некоторой модели:

$$y = \Pi(X) + \delta, \quad (1.1)$$

где y — прогнозируемая величина (предиктант); X — предикторы, некоторое множество исходных данных, Π — решающее правило; δ — ошибка прогноза. Модель (1.1) должна служить описанием некоторых закономерностей, являющихся отражением причинно-следственных связей в рассматриваемой природной системе. Методы прогноза можно разделить на теоретические, соответствующие математическим моделям явления, в которых решающее правило выведено математически из основных законов физики, а также эмпирические, если они получены в результате обработки данных наблюдений над предикторами и предиктантами. Решающее правило в последнем случае выбирается таким образом, чтобы его можно было считать оптимальным, например в смысле минимума квадрата ошибки. Для этого в искомую функцию вводят неизвестные параметры, оценка которых по эмпирическим данным в соответствии с принятыми критериями оптимальности и составляет задачу построения решающего правила. $\Pi: y = \Pi(X, A) + \delta$, где A — вектор оптимизируемых параметров, например коэффициентов множественной регрессии.

Методы прогноза можно разделить по характеру связи между предикторами и предиктантами на детерминистические (опирающиеся на динамические модели) и стохастические или вероятностные, в которых предикторы и (или) предиктанты рассматриваются как случайные величины.

Практическая необходимость в вероятностных моделях связана в ряде случаев с тем, что при имеющемся уровне знаний невозможно контролировать все факторы, определяющие поведение некоторых физических объектов. В других случаях сам характер изучаемой физической системы таков, что ее принципиально невозможно описать простыми динамическими методами в силу сложности самой системы, многообразия ее составных частей. Модель или метод прогноза (1.1) выражает зависимость предиктанта от предиктора. В случае вероятностной модели ставится вопрос об исследовании функции распределения вероятностей предиктанта (ФРВ) в зависимости от значений предиктора $F(y/X): F(y/X) = F(y/X) + \delta$, где $F(y/X)$ — эмпирическая оценка искомой ФРВ $F(y/X)$; δ — ошибка прогноза. В этом случае следует говорить о методе прогноза вероятностей или о вероятност-

ном прогнозе. Использование вероятностного прогноза целесообразно всегда, когда имеется зависимость вида и параметров ФРВ предиктанта от предиктора. Символически такой метод прогноза может быть записан как $F(y/X) = \Pi(X)$, т. е. решающим правилом является условная функция распределения предиктанта при некоторых значениях предиктора. Предполагается, что эта зависимость устойчива во времени.

Иногда оказывается, что $F(y/X) = F(y)$, т. е. в рамках используемой исходной информации величина y не зависит от X или y является непредсказуемым по X . Тогда в качестве прогноза вероятностей может быть использована ФРВ $F(y)$, полученная по имеющемуся ряду наблюдений, если допустить, что она не меняется во времени. В метеорологии это называется климатическим прогнозом, а в гидрологии — расчетом (той или иной характеристики стока).

При решении практических задач, связанных с водохозяйственным проектированием, мы имеем дело с относительно короткими промежутками времени — ближайшие к современности десятилетия. Естественно предположить, что за такие промежутки времени климат и речной сток не успевают существенно измениться (речь идет о естественном, не преобразованном человеческой деятельностью стоке). В значительной степени такое допущение является вынужденным: уверенный прогноз при современном состоянии изученности вопроса невозможен, а хозяйственная практика требует немедленных проектных решений на достигнутом уровне научного познания. В соответствии с этим за основу предвидения естественного гидрологического режима на ближайшие десятилетия принимается гипотеза стационарности процесса стока. На этом основании характеристики процесса стока за период наблюдений переносятся на будущий период эксплуатации водохозяйственных систем и гидротехнических сооружений. При таком подходе к предвидению стока на будущий отрезок времени на первый план выступает изучение вероятностных закономерностей колебаний стока по имеющимся рядам наблюдений — расчет статистических характеристик элементов гидрологического режима, необходимых для проектирования. Успех рассматриваемого подхода существенно зависит от степени соответствия реальным процессам многолетних колебаний стока принятой гипотезы стационарности. В пользу последней приводятся следующие аргументы: допущение стационарности процесса стока не противоречит совокупности данных многолетних гидрометрических наблюдений; данным опыта проектирования и эксплуатации водохозяйственных установок, систем и гидротехнических сооружений.

Относительная устойчивость многолетнего гидрологического режима, отражаемая гипотезой стационарности, принятой в практических расчетах, свойственна естественному, не измененному человеческой деятельностью речному стоку. Размеры антропогенных изменений гидрологического режима рек в наиболее обжитых регионах уже таковы, что он определяется не только естест-

венными колебаниями метеорологических элементов, но и антропогенными факторами. При этом роль последних с каждым годом становится все более значительной и неучет их в ряде случаев может привести к большим ошибкам при определении расчетных гидрологических характеристик.

Задача гидрологических расчетов, вытекающая из принятой концепции стационарности, т. е. отказа от попытки прогноза многолетних изменений режима в хронологическом плане и выражения закономерностей колебаний стока в виде функции распределения вероятностей (ФРВ), сводится к определению фазово-однородных величин стока заданной вероятности превышения (обеспеченности). Под фазово-однородными величинами стока подразумеваются характеристики стока (расходы, объемы, слои), наблюдающиеся в разные годы и относящиеся к одинаковым фазам годового цикла стока. Основой для построения ФРВ служит выборка той или иной характерной величины стока: за каждый год наблюдений — одно значение. Такой подход имеет глубокий вероятностный смысл: отделить колебания стока, которые отличаются один год от других (рассматриваются как случайные), от внутригодовых изменений водности в виде типичного чередования фаз годового цикла. Узкая величина стока с ежегодной вероятностью превышения (обеспеченностью) удовлетворяет потребности водохозяйственного и гидротехнического проектирования, в котором эта вероятность выступает как мера гарантии бесперебойной работы установки.

1.3. ОСОБЕННОСТИ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА КОЛЕБАНИЙ СТОКА

Итак, объектом статистического анализа в расчетах стока является временной ряд ежегодных значений фазово-однородных величин расходов. Статистический анализ временного ряда может осуществляться с двух принципиально разных позиций:

- а) последовательности значений случайной величины;
- б) реализации случайного процесса.

При первом подходе процесс стока как бы лишен истории развития, вероятность появления той или иной величины в хронологическом ряду полностью независима от того, какие ей величины предшествовали. Временной ряд стоковых характеристик представляется как набор случайных величин, появляющихся в результате отдельного опыта при фиксированных постоянных условиях. Величина стока в любом году имеет одну и ту же функцию распределения вероятностей, которая полностью ее и характеризует как случайную величину. При таком подходе во временном ряду можно перемешать все годы без малейших потерь информации, поскольку временной ряд здесь является таковым только по названию, а по существу — это случайная выборка из генеральной совокупности, представляющей собой бесконечную

совокупность всех значений, которые могут принимать ежегодные величины стока.

Напротив, если временной ряд рассматривается как реализация случайного процесса, то на первый план выдвигаются задачи исследования динамики случайных явлений, выяснения закономерностей изменения функции распределения величин стока от года к году с учетом более или менее продолжительной предыстории развития процесса. Анализ временного ряда как случайного процесса более содержателен и призван вскрывать долговременные тенденции в многолетнем ходе величин стока, различные периодичности, образования периодов повышенной и пониженной водности различной продолжительности, а также другие закономерности изменения водности рек во времени.

При анализе многолетнего хода величин стока была установлена сложная структура многолетних колебаний в виде последовательной смены многоводных и маловодных периодов, различающихся как по своей длительности, так и по величине отклонения от среднего за весь период наблюдений. Такая структура временных рядов получила название цикличности многолетних колебаний стока, для объяснения которой потребовалось привлечение более сложного математического аппарата, нежели теория случайных величин.

Аппарат случайных процессов для изучения многолетних колебаний стока стал активно привлекаться в 60-е годы, хотя первые предложения по его применению относятся к 30-м и 40-м годам (Ефимович, 1936; Крицкий и Менкель, 1946).

Применение аппарата случайных процессов к многолетним колебаниям стока имеет существенные особенности, вытекающие из геофизической природы стока: процесс стока, как и многолетняя история Земли, — уникальный естественноисторический процесс. В общем случае один временной ряд дает о случайном процессе (ансамбле бесконечного множества реализаций) такую же информацию, как одно наблюдаемое значение случайной величины о случайной величине (т. е. о «генеральной совокупности» всевозможных значений случайной величины). Если есть возможность несколько раз повторить опыт над случайной функцией $X(t)$, то графики результатов позволяют вынести некоторые суждения о характере этой случайной функции. Такие примеры обычно дают всевозможные технические и измерительные системы. Имея большое число реализаций, можно характеризовать случайный процесс с достаточной степенью подробности, в частности вычислить характеристики случайных процессов — математическое ожидание $m_x(t)$, дисперсию $D_x(t)$ и ковариационную функцию $K_x(t, t')$.

Таким образом, если случайный процесс воспроизводим хотя бы некоторое число раз, то проблемы характеристики его свойств — не более чем проблемы выборочной оценки генеральной совокупности. Принципиально иное положение для временных рядов гидрометеорологических величин, представляющих собой одну-единственную реализацию на некотором временном от-

резке (период наблюдений). Для характеристики случайного процесса по одной реализации необходимо прибегнуть к некоторым гипотезам в отношении его свойств; только при этом условии появляются определенные возможности анализа. По существу, речь идет о свойствах стационарности и эргодичности случайного процесса. Случайный процесс $X(t)$ называют стационарным, если все его статистические характеристики не зависят от начала отсчета времени. Обычно имеют в виду стационарность в широком смысле, т. е. постоянство $m_x(t)$, $D_x(t)$ и $K_x(t, t') = K_x(\tau)$, где $\tau = t - t'$ — произвольный сдвиг во времени. Нестационарный процесс характерен тем, что он имеет определенную тенденцию развития во времени и его характеристики представляют собой функции времени. Свойство эргодичности случайного процесса обеспечивает возможность оценки его характеристик по одной реализации.

При анализе временных рядов стока, в которых каждому году t соответствует определенное значение характеристики речного стока x , мы имеем дело со случайным процессом с дискретным временем, т. е. со случайной последовательностью $x(t)$, где t означает номер года. Для стационарного эргодического процесса, представленного реализацией x_1, \dots, x_N , т. е. рядом наблюдений за N лет, его характеристики могут быть оценены как

$$\tilde{m}_x = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i; \quad \check{D}_x = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \tilde{m}_x)^2, \quad (1.2)$$

$$\check{K}_x(\tau) = \frac{1}{N - \tau} \sum_{i=1}^{N-\tau} (x_i - \tilde{m}_x)(x_{i+\tau} - \tilde{m}_x),$$

а автокорреляционная функция $r_x(\tau)$, определяющая коэффициенты корреляции между значениями x_t и $x_{t+\tau}$, оценивается как

$$r_x(\tau) = \frac{1}{N - \tau} \sum_{i=1}^{N-\tau} \frac{(x_i - \tilde{m}_x)(x_{i+\tau} - \tilde{m}_x)}{\check{D}_x}. \quad (1.2a)$$

Оценки дисперсии, ковариационной и автокорреляционной функции имеют систематическое смещение и в конкретных ситуациях могут быть улучшены.

Достаточным условием, обеспечивающим подобную оценку математического ожидания m_x , является $r(\tau) \rightarrow 0$ при $\tau \rightarrow \infty$. Для остальных оценок аналогичные условия эргодичности выглядят значительно сложнее.

Стационарность и эргодичность случайного процесса — полезные свойства, способствующие изучению статистической структуры временных рядов как реализаций случайного процесса. Однако в отношении временных рядов стока доказательства этих свойств, особенно эргодичности, чрезвычайно сложны из-за непро-

должительности периодов наблюдений и принципиальной невозможности наблюдать различные «реализации» изучаемого процесса. Поэтому в гидрологической литературе справедливо употребляются термины «гипотеза стационарности», «гипотеза эргодичности», приемлемость которых требует доказательств или является вынужденной как условие применения аппарата стационарных случайных процессов.

Для описания многолетних колебаний речного стока применяются модели однородных цепей Маркова. Марковской цепью называется случайная последовательность, для которой значение $x(t)$ зависит лишь от значений $x(t-1), \dots, x(t-k)$ и не зависит от поведения последовательности в моменты $t-k-1, t-k-2, \dots$ (марковская цепь k -го порядка). В частности, для простой марковской цепи ($k=1$) при суждении о возможных значениях $x(t)$ вся предыстория сводится к состоянию процесса в момент времени $t-1$, т. е. величине $x(t-1)$. Марковский процесс называется однородным, если закономерности его поведения на любом интервале не зависят от расположения этого интервала на временной оси (свойство однородности здесь равнозначно свойству стационарности). Переход к более сложным математическим моделям считается нецелесообразным из-за явной недостаточности имеющейся информации для их обоснования. В практике гидрологических расчетов используется более узкий класс моделей однородных марковских цепей — стационарные модели авторегрессии k -го порядка. В них зависимость $x(t)$ от $x(t-1), \dots, x(t-k)$ предполагается в виде

$$x(t) = m_x + a_1 [x(t-1) - m_x] + \dots + a_k [x(t-k) - m_x] + U(t), \quad (1.3)$$

где a_1, \dots, a_k — удовлетворяющие определенным требованиям постоянные величины (коэффициенты регрессии), а $U(t)$ — последовательность независимых, одинаково распределенных величин с нулевым средним и постоянной дисперсией (белый шум). В настоящее время в расчетах стока преимущественно используется простейшая модель с $k=1$, соответствующая простой марковской цепи. Для этой модели корреляция между стоком различных лет определяется как

$$r(\tau) = r_1^{|\tau|},$$

где r_1 — коэффициент корреляции между стоком смежных лет. Выбор такой модели мотивируется результатами анализа эмпирических корреляционных функций и ограниченностью наблюдений, препятствующей надежной статистической оценке значений $r(\tau)$ при $\tau > 1$.

Следует иметь в виду, что выбор подходящей модели — ответственный этап, предшествующий статистическому анализу ряда наблюдений. Статистическая теория того или иного процесса и все выводы из нее, как правило, строятся в предположении, что семейство моделей выбрано правильно и единственно возможным образом. Так, в гидрологических расчетах упомянутая математи-

ческая модель простой цепи Маркова используется для оценки дисперсии выборочных параметров функции распределения вероятностей. Применительно к принятой модели вырабатываются критерии репрезентативности того или иного ряда, а также составляются суждения о вероятности той или иной ситуации, например, длительной серии маловодных лет.

Однако значение вероятностной модели этим не ограничивается: она позволяет конструировать (моделировать) искусственные ряды, имитирующие многолетние колебания стока. По этим искусственным псевдовременным рядам любой требуемой длительности можно испытывать проектные режимы работы гидроузла. Можно смоделировать сколько угодно рядов заданной длительности и с их помощью построить функции распределения тех или иных выборочных оценок, что не всегда возможно сделать аналитическим способом.

1.4. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РЯДОВ СТОКА

В случае простой марковской цепи процесс полностью задается двухмерной функцией распределения $F(x_i, x_{i+1})$ или функцией совместной плотности распределения $f(x_i, x_{i+1})$. Рассмотрим вопрос о построении функции $F(x_i, x_{i+1})$. Известно, что, зная закон распределения одной из величин и условный закон распределения второй, можно составить закон распределения системы двух случайных величин: $f(x, y) = f_1(x)f(y/x)$ или $f(x, y) = f_2(y)f(x/y)$. При нормальном законе распределения $F(x, y)$ условная функция распределения представляет нормальный закон с параметрами:

$$m_{y/x} = m_y + r_{xy} \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x - m_x), \quad \sigma_{y/x} = \sigma_y \sqrt{1 - r_{xy}^2} \quad (1.4)$$

где $m_{y/x}$ — условное математическое ожидание; m_x, m_y — безусловные математические ожидания; $\sigma_x, \sigma_{y/x}$ — безусловное и условное среднеквадратические отклонения; r_{xy} — коэффициент корреляции. Соотношения (1.4) для нормально распределенных величин X , образующих временной ряд по схеме простой марковской цепи, дают возможность перехода от известной величины x_i к x_{i+1} . Для этого достаточно вычислить по формуле (1.4) условное математическое ожидание: $m(x_{i+1}/x_i)$ и $\sigma(x_{i+1}/x_i)$.

Первая из формул (1.4) является уравнением регрессии. Случайная величина x_{i+1} полностью определена в выражении (1.4), если ее закон распределения нормальный. Сложнее обстоит дело в случае с временными рядами стока. Относительно достоверной информацией мы располагаем о законе безусловного распределения $F(x_i) = F(x_{i+1}) = F(x)$ и коэффициенте корреляции $r_{i, i+1} = r$. Условную функцию распределения $F(x_{i+1}/x_i)$ мы не знаем. Поэтому остается только строить эти функции на гипотетической основе и проверять результаты построения косвенным образом. В зависимости от подхода к этой проблеме существует несколько способов моделирования рядов по схеме простой цепи Маркова.

Моделированием гидрологического ряда методом статистических испытаний называется процесс определения последовательности возможных значений ряда по его заданным числовым характеристикам или функции распределения преобразованием значений случайной величины α , равномерно распределенной в интервале (0,1). Модель того или иного ряда, полученная в результате моделирования, представляет собой ряд заданной продолжительности N , характеристики которого при увеличении числа испытаний стремятся к характеристикам исходного ряда. В зависимости от математической модели исходного ряда закон распределения его может быть одномерным (модель случайного ряда), двухмерным (простая цепь Маркова), n -мерным (сложная цепь Маркова). Принципиальная схема моделирования в перечисленных случаях одинакова, но практическая реализация ее существенно различается.

Моделирование основано на известном положении о том, что если случайная величина X имеет плотность распределения $f(x)$, то вне зависимости от закона распределения этой величины распределение случайной величины:

$$F(x) = \int_{-\infty}^x f(x) dx \quad \text{или} \quad P(x) = \int_x^{\infty} f(x) dx$$

является равномерным в интервале (0,1).

Моделирование ряда по схеме случайной величины предельно просто. Для этого следует иметь таблицу случайных чисел α , равномерно распределенных на (0,1), и кривую обеспеченности $P(x)$, заданную графически, аналитически или таблично.

Принципиальная схема моделирования показана на рис. 1,2, α_i переводится в обеспеченность (например, $\alpha = 65877$, $P = 65,877\%$) и по P_i определяется $x_i = x(P_i)$.

Моделирование ряда по схеме простой цепи Маркова в случае нормального закона $F(x_i, x_{i+1})$ несколько сложнее. Если известен x_i , то переход к x_{i+1} осуществляется с помощью той же таблицы равномерно распределенных на (0,1) случайных чисел и соотношений (1.4). По уравнению (1.4) определяются параметры условного распределения — математическое ожидание и среднеквадратическое отклонение, по ним строится функция условного распределения $P(x_{i+1}/x_i)$, а далее следует та же процедура, описанная выше: α_{i+1} берется из таблицы, переводится в P_{i+1} и по условной кривой снимается $x(P_{i+1})$.

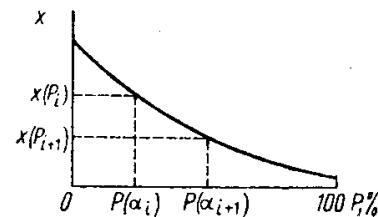


Рис. 1.2. Принципиальная схема моделирования временного ряда

Способ моделирования гидрологических рядов принципиально не отличается от вышеописанного:

1) по уравнению регрессии определяются условно математическое ожидание $x_{i+1}: x_{i+1}(x_i) = \bar{x} + r(x_i - \bar{x})$ и среднеквадратическое отклонение $\sigma(x_{i+1}/x_i) = \sigma_x \sqrt{1-r^2}$, вычисляется условный коэффициент вариации:

$$C_{v_{\text{усл}}} = \frac{\sigma_x \sqrt{1-r^2}}{\bar{x} + r(x_i - \bar{x})}; \quad (1.5)$$

2) принимается гипотеза об условном законе распределения; обычно принимается, что условный закон распределения того же вида, что и безусловный: $(C_s/C_v)_{\text{усл}} = (C_s/C_v)_{\text{безусл}}$;

3) по параметрам $x_{i+1}(x_i)$, $C_{v_{\text{усл}}}$ и условному C_s/C_v строится условная функция распределения $P(x_{i+1}/x_i)$;

4) из таблиц случайных равномерно распределенных чисел извлекается очередное значение α_{i+1} , преобразуется в обеспеченность P_{i+1} (это условная обеспеченность x_{i+1}), по ней способом, показанным на рис. 1.2, определяется x_{i+1} .

Технически этот способ реализуется по-разному. Если использовать таблицы распределения, заданные в виде модульных коэффициентов K_P , то расчетным уравнением для моделирования будет:

$$x_{i+1} = [\bar{x} + r(x_i - \bar{x})] K(\alpha_{i+1}, C_{v_{\text{усл}}}, C_{s_{\text{усл}}}), \quad (1.6)$$

где K — ордината условной кривой обеспеченности, построенной по условным C_v и C_s ; α_{i+1} — случайное число.

В этом способе, по существу, используется аппарат нормальной корреляции применительно к распределениям, отличным от нормальных. Конкретно приближенность приема состоит в том, что допускается подобие условного и безусловного распределения, причем условное среднеквадратическое отклонение связано с безусловным тем же самым соотношением, что и при нормальном распределении случайных величин $\sigma(x_i/x_{i+1}) = \sigma_x \sqrt{1-r^2}$.

В гидрологических и водохозяйственных расчетах применяется также способ, основанный на использовании аппарата нормальной корреляции для нормально распределенных случайных последовательностей с последующей их трансформацией в заданный (не нормальный) закон распределения. Суть приема моделирования состоит в следующем: вначале моделируются нормально распределенные последовательности по схеме простой цепи Маркова при заданном значении коэффициента автокорреляции r_n , а затем эта последовательность трансформируется в заданное распределение $P(x)$. Трансформация осуществляется через обеспеченности нормальной последовательности, которые принимаются за обеспеченности заданного распределения: имея последовательность P_1, \dots, P_N , с кривой обеспеченности $P(x)$ снимаем соответствующие квантили $x(P_1), \dots, x(P_N)$. При моделировании по

этому способу заданное значение коэффициента автокорреляции r_n относится к нормально распределенной последовательности. При трансформации этой последовательности в иное распределение изменяется и величина коэффициента автокорреляции. Это изменение зависит от вида и параметров трансформирующей функции распределения, поэтому требуется предварительное построение графиков связи коэффициентов автокорреляции для нормальной последовательности r_n и для последовательности с заданным распределением r .

Сходная идея положена в основу метода моделирования гидрологических рядов, предложенного Д. Я. Ратковичем, в котором используется аппарат корреляции между равномерно распределенными случайными величинами.

1.5. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ СТОКА

Многочисленными исследованиями установлено, что колебания водности рек за период инструментальных наблюдений (около 150 лет) имеют циклический характер с различной продолжительностью и отклонением водности от его среднего многолетнего значения. Достаточно устойчивой периодичности в колебаниях расходов воды не обнаружено: каждый новый цикл не повторяет полностью предыдущий. Циклическая структура многолетних колебаний стока неодинакова для разных территорий и обнаруживает определенную географическую приуроченность к обширным регионам. Это проявляется как в продолжительности наиболее значимых циклов, так и в величине их вклада в общую дисперсию ряда. Структура циклических составляющих изменяется во времени таким образом, что значимость одного набора циклов уменьшается, а другого — увеличивается. Графики спектральной плотности временных рядов стока имеют, как правило, сложный вид — с наличием нескольких широких или узких бугров различной выраженности (рис. 1.3). Такой спектр присущ процессам с изменяющимися во времени характеристиками циклов.

Продолжительность маловодных фаз циклов составляет от 2—3 до 15—20 лет, а полных циклов, включающих многоводную и маловодную фазы, — от 3—5 до 25—45 лет. В течение длительных периодов фактический сток может быть значительно меньше или больше его среднемноголетних значений.

Общие закономерности многолетних колебаний стока рек мира были исследованы Г. П. Калининым (1968). На основании анализа коэффициентов парной корреляции рядов годового стока по рекам Европы, Азии, Северной Америки и Австралии были выявлены зоны с положительной и отрицательной корреляцией, географически локализующиеся и охватывающие сравнительно большие территории. Так, исключительное маловодье 1931—1940 гг. отмечалось на огромной территории земного шара — от Западной Сибири до бассейна Волги, в Западной Европе и на се-

веро-востоке США. В окружающих районах в эти годы наблюдалось относительное многоводье. Исследования Г. П. Калинина показали, что зоны преобладания синхронных и асинхронных колебаний речного стока охватывают районы, достаточно хорошо согласующиеся с особенностями распределения полей атмосферного давления. Для Северного полушария характерно, что районам стока, соответствующим очагам низкого давления при преобла-

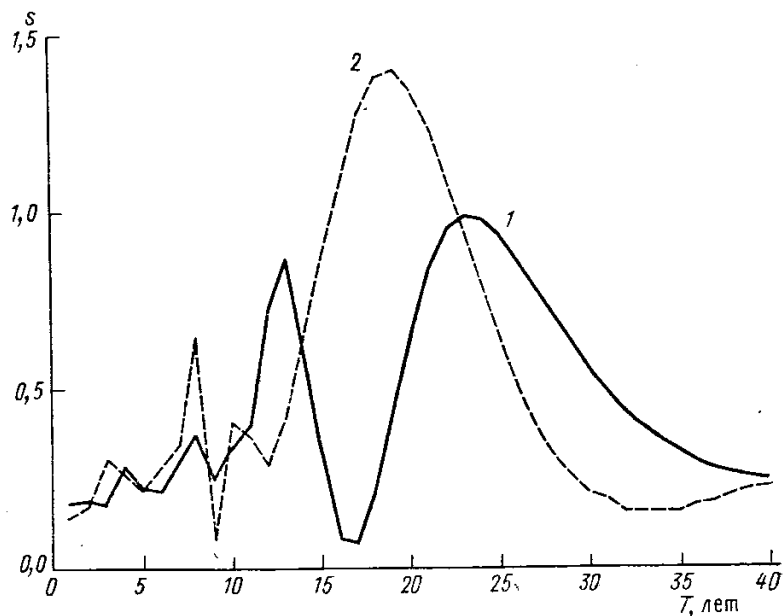


Рис. 1.3. Спектральные функции годового стока: 1 — реки Шилка—Часовая; 2 — реки Кама—Пермь

дающем западном типе циркуляции, обычно соответствуют области повышенного стока, а районам, соответствующим очагам высокого давления, — области пониженного стока.

Анализ многолетних колебаний стока рек с продолжительностью наблюдений более 100 лет позволяет предположить наличие вековых и сверхвековых циклических колебаний. Так, для крупных рек европейской территории СССР с конца XIX в. до начала 80-х годов наблюдалось систематическое уменьшение годового стока. Повсеместное уменьшение водности рек здесь свидетельствует, по мнению большинства исследователей, о глобальном потеплении климата Северного полушария.

Циклические колебания водности рек определяются изменчивостью климатических факторов, в основном осадков и температуры воздуха, сочетания которых во времени формируют климатическую увлажненность речных водосборов, приходную и расходную часть их баланса. На протяжении всего геологического прошлого Земли климатические условия и увлажненность земной

поверхности испытывали сильные изменения, носившие как характер циклических колебаний, так и необратимых изменений.

Согласно палеоклиматическим данным в течение четвертичного периода (последние 1,5—2 млн лет) средняя температура Земли была близка к современной, т. е. около 15°C , и колебалась в пределах $\pm 5\text{--}10^{\circ}$ при переходе от ледниковых к межледниковым периодам. После максимума последнего оледенения (20—18 тыс. лет назад) началось потепление климата, приведшее к разрушению ледниковых континентальных покровов. Процесс потепления прерывался серией резких похолоданий. Теплый и относительно стабильный климат с летними температурами на $2\text{--}3^{\circ}$ выше современных устанавливается между 9,5—5,5 тыс. лет назад. Отрезок времени между 8 и 5 тыс. лет назад получил название климатического оптимума, во время которого зоны растительности на территории СССР продвинулись на север на 400—500 км; влажный климат господствовал на всем ныне засушливом поясе от Западной Африки до Индии. После климатического оптимума произошло общее снижение температуры и возрастание неустойчивости климата. За это время произошло не менее 6 похолоданий, когда температура воздуха в умеренных и высоких широтах понижалась на $2\text{--}3^{\circ}$.

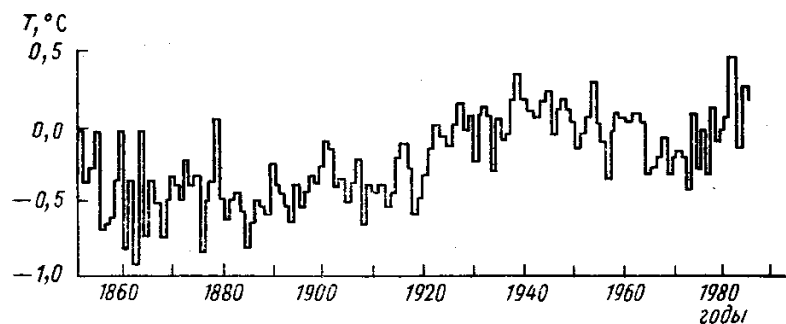


Рис. 1.4. Аномалии средней температуры воздуха для Северного полушария

Наиболее характерные периоды истории климата для последнего тысячелетия следующие: сравнительно теплый период в VIII—XIII вв. (малый климатический оптимум); похолодание между XIV и XIX вв. (малый ледниковый период, когда возобновлял свой рост Гренландский ледниковый щит); потепление, начавшееся во второй половине XIX в. с максимумом в 30—40-е годы XX в.

Перестройка атмосферной циркуляции, соответствующая общему повышению температур в 30—40-е годы, особенно в высоких широтах, вызвала региональные климатические изменения, т. е. на фоне общей тенденции в некоторых районах наблюдалось не продолжительное похолодание климата. В ряде мест в период

потепления уменьшались осадки и повышалась засушливость климата. Такие условия были характерны для территории СССР и Северной Америки.

Под современным климатом иногда подразумевается климат после потепления 30—40-х годов. Для него характерны общее понижение температуры, увеличение на континенте количества льда и снега, повторяемости необычных условий погоды. Были и отдельные потепления климата (в конце 50-х годов) сменявшиеся значительным похолоданием в середине 60-х — начале 70-х годов. Затем появилась тенденция к потеплению климата (рис. 1.4). Отмечается возросшая неустойчивость атмосферной циркуляции за рассматриваемый период, проявляется повышенная изменчивость осадков во всех широтных зонах, особенно в аридных, возросла повторяемость климатических аномалий.

Анализ реконструированных и наблюдаемых уровней бессточных озер, отражающих в интегральной форме соотношение приходной и расходной части водных балансов их водосборов, позволяет сделать заключение, что в начале XX в. на большей части территории Северного полушария (Восточная Европа, Северная Америка, Западная Сибирь) происходил переход от фазы избыточного увлажнения к фазе недостаточного увлажнения векового цикла. С 1900 по 1941 г. средний годовой уровень Каспийского моря понизился на 2,2 м, оз. Чаны — на 1,0, оз. Балхаш — на 0,6, Большого Соленого озера — на 3,0 м (в последующие годы пони-

жение уровня этих озер происходило в значительной степени под влиянием антропогенных факторов). Одновременно с уменьшением многолетних объемов воды бессточных озер наблюдалось истощение суммарных запасов подземных вод и уменьшение объемов ледников. Истощение вод гидросферы суши вызвало повышение уровня Мирового океана. Причиной указанных изменений в гидросфере Земли явилось общее потепление климата, наблю-

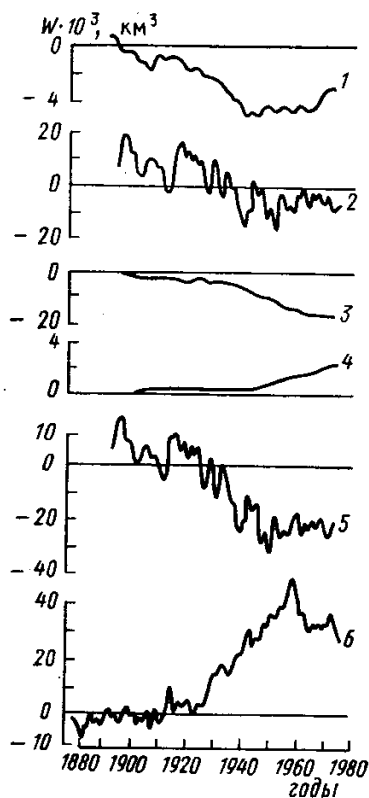


Рис. 1.5. Изменения объема гидросферы (по Р. К. Клинге):
1 — изменения объемов бессточных озер, 2 — подземных вод, 3 — ледников (без Антарктиды), 4 — водохранилищ, 5 — вод суши в целом, 6 — Мирового океана

давшееся с конца прошлого столетия и достигшее максимума в 1938 г. (рис. 1.5). В 1960—1980 гг. наметилась некоторая стабилизация в колебаниях уровней бессточных озер, подземных вод и интенсивности таяния ледников, отражающая похолодание и относительное многоводье 1950—1980 гг.; уровень Мирового океана в эти годы начал понижаться.

Причины многолетних колебаний климата еще мало изучены, поэтому существуют разные взгляды на происхождение и продолжительность климатических циклов и характер прямых и обратных связей между компонентами, составляющими климатическую систему: атмосфера — океан — криосфера — литосфера — биосфера. Наряду с существованием взглядов о преобладающем влиянии на климат Земли внешних астрономических и космических факторов, определяющих многолетние колебания инсоляции и интенсивности атмосферной циркуляции, существуют представления о первостепенной роли таких явлений, как изменения газового состава и прозрачности атмосферы, вызываемые внутренними земными факторами (вулканические извержения, изменения биомассы на континентах, геохимические процессы в океане, автоколебательные процессы климатической системы).

Палеогеографические данные показывают, что чередование ледниковых и межледниковых эпох отчетливо согласуется с ходом инсоляции, предопределенной периодами колебаний параметров земной орбиты: эксцентриситета (95 800 лет), наклона оси вращения Земли (41 000 лет) и времени наступления равноденствия (21 700 лет). Периодически меняясь, астрономические элементы обуславливают долгопериодические изменения количества радиации, получаемые на различных широтах Земли в разные сезоны.

На фоне многотысячелетних циклических колебаний происходили довольно сильные похолодания с временным интервалом в 1500—2000 лет, объясняемые А. В. Шнитниковым колебаниями приливообразующей силы. Для объяснения короткопериодических колебаний гидрометеорологических величин внешними причинами чаще всего обращаются к солнечной активности. Иногда полученные связи хорошо характеризуют 11-летний цикл, иногда на передний план выступал 22-летний цикл. Кроме указанных циклическостей в колебаниях солнечной активности выделяют и более длительные циклы: 180- и 80-летний («вековой»).

Из других источников некоторой регулярности в ходе гидрометеорологических величин указывают также на существование в Мировом океане 19-летней вариации лунных приливов, 35-летней циклическости в многолетних колебаниях расстояния мгновенного полюса Земли от географического полюса и некоторые другие периодичности.

Многочисленные поиски связей гидрометеорологических элементов с внешними причинами колебаний климата показали, что в разных районах они получались либо положительными, либо отрицательными или вообще отсутствовали. Отмечено, что после

хорошей корреляции внешних причин с теми или иными гидрометеорологическими характеристиками наступали периоды нарушения связей. Многолетняя история этого вопроса показывает, что без знания физических механизмов влияния внеземных причин на погоду и климат поиски статистических связей не могут дать существенного сдвига в решении проблемы прогноза будущего климата или хотя бы наметить общие черты предстоящей водности рек. В частности, проблема выяснения механизмов, объясняющих связь между процессами на Солнце и изменениями погоды и климата, была поставлена в ряд физических проблем относительно недавно. Сейчас можно только отметить некоторое диагностическое значение результатов этих исследований, иногда помогающих характеризовать структуру многолетних колебаний стока.

Изучение истории, причин и характера изменений климата приводит к выводу, что более сильные изменения связаны с крупными временными масштабами. Так, изменения температуры Северного полушария за последние 10—150 тыс. лет оцениваются величиной 10° , за историческое время (последние 1000—2000 лет) — порядка 0,5—1,5, за последние 100—150 лет — около 0,5, потепление 30—40-х годов — 0,4—0,5, а похолодание 60-х годов — 0,2—0,3°. Таким образом, палеоклиматические данные свидетельствуют об определенной плавности, постепенности изменений климата, что говорит в пользу принятой в расчетах стока гипотезы стационарности.

В последние годы значительное внимание уделяется изучению влияния антропогенных факторов на изменения климата. Наиболее широко распространены представления об изменениях климата в сторону потепления, вызванных усилением парникового эффекта из-за увеличения содержания в атмосфере углекислого газа и малых газовых составляющих (метан, фреоны, соединения азота и др.). В рамках этих представлений повышение глобальной температуры воздуха примерно на $0,5^\circ$ за период с 80-х годов XIX в. по 80-е годы XX в. объясняется в основном увеличением концентрации CO_2 (~25%). С учетом тенденции дальнейшего роста концентрации углекислого газа делаются выводы о глобальном потеплении к 2000 г. примерно на 1—1,3°, к 2025 г. — на 2,5 и 2050 г. — 3—4°; разрабатываются различные гипотетические сценарии изменений комплекса климатических условий и среднего годового стока. Эти прогнозы имеют большой познавательный интерес, однако их практическое значение невелико, поскольку до сих пор нет убедительных доказательств наличия реального вклада CO_2 и его относительной роли по сравнению с другими факторами, обуславливающими изменение климата. Существует точка зрения, объясняющая колебания глобальной температуры в XX в. естественными причинами. Наряду с версией о потеплении ряд видных климатологов в нашей стране и за рубежом в своих исследованиях приходят к выводу о происходящем похолодании на планете.

Анализируя состояние рассматриваемой проблемы, К. Я. Кондратьев отмечает, что неполнота данных наблюдений и несовершенство теории климата не позволяют дать надежный прогноз антропогенных изменений климата в предстоящие десятилетия.

1.6. УЧЕТ ЦИКЛИЧНОСТИ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ В РАСЧЕТАХ СТОКА

Любая модель, описывающая статистические закономерности, должна рассматриваться как гипотеза, более или менее не противоречащая материалам наблюдений. По мере накопления материалов и совершенствования методов их анализа принятая на определенном этапе гипотеза может быть заменена другой, более адекватно отражающей изучаемый процесс или явление. Так было, например, с моделью последовательности независимых случайных величин, уступившей место модели простой марковской цепи. Средства статистического анализа дают возможность лишь установить, противоречит или не противоречит выдвинутая гипотеза в отношении модели располагаемому материалу наблюдений. Адекватность же принятой модели изучаемому процессу может быть установлена только в результате генетического анализа.

Ядром проблемы является природа образования циклов в многолетних колебаниях стока, которая может носить двойственный характер:

а) цикличность отражает нестационарность процесса колебаний стока, вызываемую внешними по отношению к этому процессу причинами; б) цикличность — свойство любых случайных последовательностей; более того, в коррелированных случайных последовательностях тенденция к группированию членов растет с увеличением коэффициентов корреляции и при больших его значениях очень длительные серии приобретают реальную повторяемость.

Если единственным источником связей являются корреляционные соотношения между членами ряда, то его колебания можно рассматривать как случайные с кажущимися колебаниями уровня (т. е. уровень процесса, вокруг которого происходят колебания, остается на самом деле постоянным, а случайное образование циклов создает впечатление детерминированных колебаний, т. е. нарушения стационарности).

Истолкование цикличности в рядах годового стока как свойства скоррелированной случайной последовательности не стоит отбрасывать как формально-статистическую гипотезу, полностью лишенную физического содержания. Напротив, скоррелированность соседних членов рядов может быть объяснена инерционностью процесса стока. Действительно, после многолетнего года на следующий годовой цикл переходит некоторый запас бассейновых вод, заключенный в почве, русловой сети, ледяном покрове, наледях, повышается уровень грунтовых вод. Естественно

ожидать, что при равных осадках после многоводного года сток следующего года будет более высоким, чем после маловодного. Постоянное действие фактора переходящих запасов отражается в многолетнем режиме положительным коэффициентом корреляции между соседними объемами годового стока r_1 . Однако, несмотря на привлекательность такого физического объяснения скоррелированности, оно все же не может послужить основой для понимания того факта, что многоводные и маловодные периоды охватывают одновременно громадные территории, а циклы в результате этого оказываются согласованными во времени, выделяются большие районы с синфазными и синхронными колебаниями стока. Если принять, что скоррелированность между смежными членами ряда — единственный источник цикличности (заклученный во внутривидных закономерностях), то придется признать, что те или иные наблюдаемые циклы образовались чисто случайно, без воздействия внешних причин. Почему же тогда эта «случайность» одновременно охватывает обширные районы? Почему бассейны с очень разной регулирующей способностью обнаруживают сходство колебаний на некоторых избранных частотах? Физической ясности в этом вопросе пока не существует, однако именно пространственная и временная локализация многоводных и маловодных периодов не позволяют встать на привлекательную (в смысле удобства интерпретации и обработки материалов наблюдений) позицию, согласно которой единственным источником цикличности является скоррелированность рядов.

Если же признать внешние причины цикличности, то неизбежно признание нестационарности процесса многолетних колебаний, рассмотрение стока как естественноисторического процесса, а не просто как колебаний, генерированных вероятностной схемой, хотя вероятностную составляющую в межгодовых колебаниях отрицать ни в коей мере не приходится и не следует. Речь здесь идет о колебаниях уровня ряда, называемого иногда «динамической нормой». По существу, это представление о стоке как нестационарном процессе, который можно разложить на изменяющуюся во времени норму $m_x(t)$ и случайные некоррелированные отклонения от нее. Однако для предвидения стока на ближайшие несколько десятилетий этот подход непродуктивен из-за незнания закономерностей развития крупномасштабных колебаний: периодичности здесь не вскрыты, выявленные циклы неустойчивы по спектру и по продолжительности. В таком же положении находится и изученность закономерностей колебаний метеорологических и циркуляционных факторов. Таким образом, все соображения и данные по динамическим составляющим могут иметь ценность пока лишь в диагностическом плане.

Наличие в многолетних колебаниях динамических составляющих в виде циклов обуславливает сходство временного хода величин стока на относительно больших территориях. Это позволяет применить для изучения основных закономерностей колебаний стока географический подход, практической целью которого

является использование информации, содержащейся в наиболее длинных рядах наблюдений, для характеристики стока рек, имеющих непродолжительные наблюдения.

Цикличность естественных колебаний водности создает специфическую проблему в расчетах стока, которую называют репрезентативностью периода наблюдений.

Имеющиеся данные за инструментальный период XIX—XX вв. говорят о том, что в целом можно ожидать несущественные направленные изменения климата и речного стока в пределах современной климатической эпохи. В то же время вклад длинно-периодических циклов (от 18 до 46 лет) в общую дисперсию рядов (около 100 лет) может быть весьма ощутимым (например, на реках ЕТС до 30%). Это означает, во-первых, что по короткому ряду, продолжительность которого меньше продолжительности длиннопериодических циклов, мы заведомо не сможем учесть всю дисперсию величин стока. Во-вторых, возникает потенциальная возможность грубых ошибок (завышения или занижения) в оценках средних многолетних значений стока в зависимости от конкретного календарного положения этого короткого ряда (рис. 1.6).

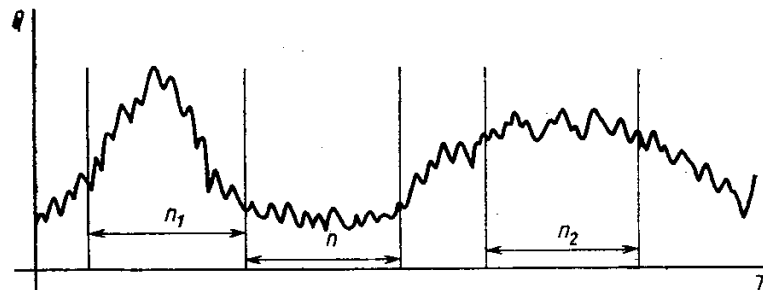


Рис. 1.6. Различные случаи нерепрезентативности ряда наблюдений

Довольно эффективным аппаратом для анализа циклической структуры многолетних колебаний стока и для выводов о репрезентативности или нерепрезентативности ряда являются разностные интегральные кривые:

$$s_t = \sum_{i=1}^t (K_i - 1), \quad (1.7)$$

где K — модульный коэффициент; $K_i = \frac{Q_i}{Q_0}$, Q_0 — среднее за период наблюдений N лет; s_t — кривая накопления стока в косугольных координатах с масштабом $Q_0=1$. Поскольку это кривая накопления, а внутри года сток считается равномерным, ординаты s_t относятся на конец t -го года и соединяются прямыми. Из выражения (1.7) следует $s_N=0$, в начальный момент естественно положить накопление стока и отклонений от среднего равным

нулю, т. е. $s_0=0$. Имея ординаты интегральной кривой стока, можно быстро определить средний модульный коэффициент за любой промежуток времени $[t_1, t_2]$:

$$K_{cp}(t_1 t_2) = \frac{s_{t_2} - s_{t_1}}{t_2 - t_1} \quad \text{или} \quad K_{cp} = \frac{s_k - s_n}{n}, \quad (1.8)$$

где n — число лет, попавших в интервал $[t_1, t_2]$.

Положительное накопление отклонений ($K-1$) показывает, что в среднем за рассматриваемый отрезок времени $[t_1, t_2]$ имел место повышенный сток, отрицательное накопление — пониженный, отсутствие накопления за некоторый отрезок времени n лет показывает, что его среднее совпадает со средним за весь период наблюдений N лет. При этом отчетливо видна циклическая структура многолетних колебаний стока (рис. 1.7).

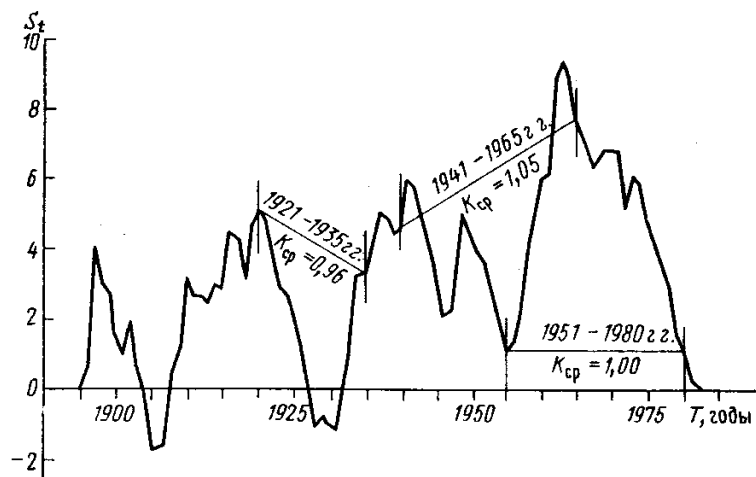


Рис. 1.7. Нормированная разностная интегральная кривая годового стока (реки Шилка — Часовая, 1896—1982 гг.)

Для сравнения многолетних колебаний стока разных рек, имеющих неодинаковую изменчивость, разностные интегральные кривые приводят к стандартной изменчивости $C_v=1$:

$$S_t = \sum_{i=1}^t \frac{K_i - 1}{C_v} = \frac{1}{C_v} \sum_{i=1}^t (K_i - 1). \quad (1.9)$$

Если по какой-то реке имеется короткий ряд наблюдений n , а по соседней — длинный ряд N порядка 60—100 лет, охватывающий один-два долгопериодических цикла, и есть основание считать, что существует подобие в хронологическом ходе величин стока (высокий коэффициент корреляции за период совместных наблюдений), то наиболее точным приемом использования инфор-

мации по длинному ряду будет либо восстановление величин стока по уравнению регрессии, либо приведение параметров функции распределения к продолжительному периоду.

Довольно часто возникает другая ситуация, когда мы не можем использовать ряд-аналог с длинным периодом наблюдений для восстановления или приведения ряда наблюдений из-за невысокого коэффициента корреляции между величинами стока. В этом случае ставится более скромная задача — установить хотя бы ориентировочно, насколько близка та или иная оценка среднего или коэффициента вариации по короткому ряду к оценкам по длинному ряду. В отношении среднего эту задачу можно решить по разностно-интегральной кривой непосредственно по формуле (1.8), несколько преобразовав ее с учетом разницы коэффициентов вариации ряда-аналога $C_{v,A}$ и исследуемого ряда C_v :

$$K'_{cp} = \frac{s_k^{(A)} - s_n^{(A)}}{n} \frac{C_v}{C_{v,A}}. \quad (1.10)$$

По интегральной кривой можно также составить суждение об оценке C_v : если в короткий ряд попали хотя бы по одному мало- и многоводному периоду, то эта оценка будет более или менее близка к искомому значению, если n охватывает только период маловодья или многоводья, то оценка по такому периоду будет заниженной. Однако более точную оценку в этом случае можно получить только при сопоставлении эмпирических кривых обеспеченности величин стока по реке-аналогу за весь период наблюдений N и за короткий период n лет. Тем не менее при первоначальном анализе или массовой обработке материалов наблюдений разностная интегральная кривая стока по бассейну-аналогу (по опорному ряду, служащему эталоном) является удобным средством выявления нерепрезентативности периодов наблюдений.

Основной вопрос, возникающий при оценке репрезентативности периода наблюдений, — выбор опорного пункта-аналога, имеющего продолжительный ряд наблюдений. Он связан с районированием территории по синхронности или синфазности многолетних колебаний стока. Понятие синфазности или асинфазности многолетних колебаний стока определяет хронологическое совпадение или несовпадение фаз повышенной или пониженной водности. Совпадение (несовпадение) колебаний стока отдельных лет на сравниваемых реках определяют понятием «синхронность». Мерой синхронности обычно выступает коэффициент корреляции: положительные его значения свидетельствуют о синхронности колебаний, отрицательные — об асинхронности, в случае статистически незначимом отличии оценки коэффициента корреляции от 0 говорят о несинхронности колебаний. При анализе синфазности многолетних колебаний стока обычно пользуются визуальным сравнением графиков хронологического хода скользящих средних либо разностных интегральных кривых.

Чтобы учесть возможные погрешности, создаваемые эффектом цикличности, в расчетах стока считается вполне удовлетворительной продолжительность периода наблюдений более 40—60 лет. Действительно, при такой продолжительности хронологический ряд с некоторым запасом покрывает долгопериодические циклы 18—46 лет, которые иногда вносят заметный вклад в дисперсию многолетних колебаний стока.

Такой подход к репрезентативности периода наблюдений отражается в понятии «норма стока». Норма гидрологических величин — среднеарифметическое значение характеристик гидрологического режима за многолетний период такой продолжительности, при увеличении которой полученное среднее значение существенно не меняется. В качестве возможного критерия продолжительности указанного многолетнего периода принимается условие включения в него четного числа многолетних циклов изменения рассматриваемых величин. Последнее условие носит несколько неопределенный характер, если учитывать большое число возможных циклов, реально встречающихся в многолетних колебаниях, а также их чрезвычайно разнообразный и нестационарный вклад в дисперсию.

Глава 2

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ РАСЧЕТОВ РЕЧНОГО СТОКА ПРИ НАЛИЧИИ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

2.1. ТРЕБОВАНИЯ К ИСХОДНОМУ РЯДУ НАБЛЮДЕНИЙ

Задача гидрологических расчетов — количественная оценка характеристик стока, необходимых при гидротехническом и водохозяйственном проектировании. Основная концепция расчетов сводится, по существу, к распространению на будущий многолетний период статистических закономерностей, установленных за имеющийся период наблюдений. В этих условиях особое значение приобретает качество исходных гидрометрических материалов, однородность используемого временного ряда в отношении степени влияния хозяйственной деятельности и репрезентативность периода наблюдений, отражающая учет цикличности многолетних колебаний стока.

Прежде чем приступить к расчетам по ряду наблюдений, необходимо тщательно проанализировать исходные гидрометрические материалы. Такой анализ должен включать проверку:

- 1) полноты и надежности наблюдений за уровнями и расходами воды, в особенности наличия данных о наивысших и наименьших уровнях в различные фазы гидрологического режима, увязки высотных отметок и уровней постов за весь период наблюдений;
- 2) увязки годового и сезонного стока воды, максимальных и минимальных расходов и уровней в пунктах наблюдений по длине реки;
- 3) полноты учета стока воды на поймах и в протоках;
- 4) обоснованности способов подсчета стока за разные периоды, экстраполяции кривых $Q=f(H)$, обеспеченности фактическими данными периодов, когда сток определялся интерполяцией между измеренными расходами, правильности учета деформации русла и переменного подпора;
- 5) точности расчетов стока за год, сезон, месяц, сутки, в особенности за зимний и переходные периоды.

В процессе анализа исходных данных выявляется также необходимость восстановления наблюдений, пропущенных за отдельные годы, сезоны, месяцы, дни. Если обнаруживается, что данные гидрометрических наблюдений низкого качества, то они либо уточняются, либо исключаются из расчетного ряда. В необходимых случаях выполняется перерасчет стока воды за отдельные годы.

Цель описанной выше проверки — исключить ошибки в обработке гидрометрических наблюдений и отбросить явно некачественные данные. Однако даже при выполнении всех требований к качеству измерений и обработке данных в величинах стока содержатся более или менее значительные погрешности, отражаю-

щие как случайные, так и систематические ошибки измерений, методов расчета расхода воды и подсчета стока за различные промежутки времени.

Систематические и случайные погрешности в величинах стока могут оказывать существенное влияние на результаты расчета, поэтому если возможна их оценка, то первые должны быть устранены из самих исходных данных, а вторые — учтены статистическими методами.

При анализе исходного ряда гидрометрических наблюдений особое внимание должно быть уделено влиянию хозяйственной деятельности на речной сток. Для рек, в бассейнах которых интенсивно развивается хозяйственная деятельность, необходимо приведение гидрологических рядов к однородным условиям. Оно проводится различными методами в зависимости от наличия и качества необходимой гидрометеорологической информации. Этот вопрос будет рассмотрен в гл. 10.

Отметим, что оценка репрезентативности имеющегося периода наблюдений по разностной интегральной кривой стока реки-аналога достаточна лишь в отношении средней многолетней величины расчетной характеристики. Более полный анализ репрезентативности может быть осуществлен сопоставлением кривых обеспеченности по реке-аналогу за длительный период наблюдений N и исследуемый период n . При значимом расхождении между этими кривыми период признается нерепрезентативным и требуется приведение оценок параметров ФРВ к более продолжительному периоду.

2.2. ФУНКЦИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЕЖЕГОДНЫХ ВЕРОЯТНОСТЕЙ ПРЕВЫШЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

Необходимость применения аппарата функций распределения вероятностей в расчетах речного стока вытекает из вероятностей природы его колебаний и самой постановки задачи гидрологических расчетов, требующей определения той или иной характерной величины стока заданной вероятности ежегодного превышения (обеспеченности). Общий подход к решению этой задачи состоит в построении аналитической функции распределения вероятностей, параметры которой оцениваются по имеющемуся ряду наблюдений. При этом тип аналитического выражения закреплен нормативно вследствие необходимости унификации инженерных расчетов: рекомендуется в качестве основного трехпараметрическое гамма-распределение. Выбор этого типа кривых основан на обширных исследованиях и многолетнем опыте применения функций распределения вероятностей в расчетах речного стока. В действующих строительных нормах и правилах допускается также применение других функций распределения при надлежащем обосновании, которым для выбора аналитической ФРВ служит ее соответствие данным наблюдений. Простейшей формой анализа такого соответствия является визуальное сопоставление ана-

литической и эмпирической кривых обеспеченности по рассматриваемому ряду или по группе рядов наблюдений в гидрологически однородном районе. Такой анализ в любом случае необходим как способ контроля за правильностью вычислений и оценок параметров ФРВ. В некоторых случаях, когда оказывается невозможным или нецелесообразным подбор аналитического выражения, эмпирическая кривая обеспеченности — единственный источник суждений о вероятности превышения рассматриваемой характеристики стока.

Эмпирическая кривая обеспеченности. Построение эмпирической кривой обеспеченности основано на сравнительно простых соотношениях теории вероятности, позволяющих оценить вероятность превышения членов ряда, расположенных в убывающем порядке $Q_1 > Q_2 > \dots, Q_m \dots > Q_n$.

Предположим, что выборка $\{Q_n\}$ подчинена закону распределения вероятностей $P(Q)$, тогда можно представить, что имеется «урна» с бесконечным числом «шаров» Q , имеющих различные обеспеченности $P(Q)$. Будем рассматривать выборку $\{Q_n\}$ как серию независимых опытов «вытаскивания» n шаров. Пометим «черными» шарами величины $Q > Q_{P^*}$, где P^* — некоторая произвольная обеспеченность, остальные величины, т. е. $Q < Q_{P^*}$, пометим как «белые» шары. Вероятность вытащить из урны черный шар $p = P^*$, белый — $(1-p)$. Поскольку число шаров в урне бесконечно, эти вероятности остаются постоянными во всех испытаниях. Превышение m -м членом ранжированной выборки Q_m некоторой величины Q_{P^*} означает, что «черный» шар появился m раз в n опытах: ведь предыдущие $(m-1)$ членов превышают Q_m . Вероятность такого события может быть вычислена, исходя из классической схемы, приводящей в биномиальному распределению — извлечению (с последующим возвращением) шаров из урны, содержащей p долей черных и $(1-p)$ долей белых шаров.

Если производится n независимых опытов, в каждом из которых событие A (извлечение черного шара) является с вероятностью p , то вероятность того, что появится A ровно m раз:

$$p_m(A) = C_n^m p^m (1-p)^{n-m}, \quad (2.1)$$

вероятность того, что событие A появится не менее m раз:

$$R_{m,n} = \sum_{i=m}^n C_n^i p^i (1-p)^{n-i} \quad (2.2)$$

или не более m раз

$$C_{m,n} = \sum_{i=0}^{m-1} C_n^i p^i (1-p)^{n-i}, \quad (2.3)$$

где C_n^i — биномиальный коэффициент; $R_{m,n} + C_{m,n} = 1$.

Таким образом, вероятность появления в ранжированной выборке $\{Q_n\}$ не менее m членов, превышающих некоторое значение Q_{P^*} (т. е. $Q_m > Q_{P^*}$), можно вычислить как

$$p(Q_m > Q_{P^*}) = \sum_{i=m}^n C_n^i (P^*)^i (1 - P^*)^{n-i},$$

поскольку P^* — произвольное значение обеспеченности, значок * в общем случае можно снять. Так как кривая обеспеченности $Q(P)$ монотонно убывает на интервале значений P от (0 до 1), то событие $Q_m > Q_{P^*}$ эквивалентно $P(Q_m) < P(Q_{P^*})$ или короче $P_m < P$. Теперь можно записать

$$F(P_m) = p(P_m < P) = \sum_{i=m}^n C_n^i P^i (1 - P)^{n-i} = 1 - \sum_{i=0}^{m-1} C_n^i P^i (1 - P)^{n-i}. \quad (2.4)$$

Выражение (2.4) позволяет построить ФРВ обеспеченности m -го члена ряда; в частности, для первого и последнего члена:

$$F(P_1) = 1 - (1 - P)^n, \quad (2.5)$$

$$F(P_n) = P^n. \quad (2.6)$$

Свойства функции (2.4) хорошо изучены: математическое ожидание (среднее) обеспеченности m -го члена ряда

$$\bar{P}_m = \frac{m}{n+1}; \quad (2.7)$$

мода (наиболее вероятное значение)

$$\tilde{P}_m = \frac{m-1}{n-1}; \quad (2.8)$$

среднеквадратическое отклонение от среднего

$$\sigma_{P_m} = \sqrt{\frac{m(n-m+1)}{(n+1)^2(n+2)}} = \bar{P}_m \sqrt{\frac{n-m+1}{m(n+2)}}. \quad (2.9)$$

Медианное значение обеспеченности может быть приближенно оценено по формуле, предложенной Н. Н. Чегодаевым,

$$P_m^* \approx \frac{m-0,3}{n+0,4}. \quad (2.10)$$

Подводя итоги обсуждения оценок обеспеченности членов ранжированного ряда, заметим следующее: мы не знаем конкретного значения этой обеспеченности, для этого нам потребовалась бы сама функция распределения вероятностей (кривая обеспеченности) изучаемой величины Q . Поэтому приходится прибегать к некоторой оценке, свободной от знания ФРВ изучаемой величины. Основой такой оценки является выражение (2.4), по которому можно вычислить ту или иную характеристику обеспеченности

P_m , — моду, медиану, математическое ожидание. В современной практике инженерных расчетов предпочтение отдано математическому ожиданию обеспеченности m -го члена (2.7), в предшествующие годы рекомендовалось выражение (2.10). В любом случае следует отчетливо представлять, что при построении эмпирической кривой обеспеченности мы каждому значению Q_m поставили в соответствие не «истинные» значения обеспеченности, а ее некоторую статистическую оценку, которая имеет свои доверительные интервалы.

Аналитические кривые обеспеченности. Нормативное закрепление аналитического выражения для описания функций распределения вероятности характеристик стока или, по крайней мере, ограничение разнообразия типов аналитических кривых имеет глубокий практический смысл. Дело в том, что выбор типа функции, выражающей распределение величин стока, — задача, допускающая множество более или менее удовлетворительных решений. Сложность и разнообразие условий формирования стока исключают возможность теоретическим путем вывести соответствующий ему закон распределения вероятностей. Поэтому в гидрологии применялась или обсуждалась возможность использования большого числа функций распределения, заимствованных в основном из других областей науки и техники. При выборе функций руководствуются некоторыми формальными свойствами колебаний величин стока, а главное — степенью их соответствия эмпирическим кривым обеспеченности:

1) величины стока не могут принимать отрицательных значений;

2) ФРВ не должны быть ограничены сверху, так как абсолютная граница возможных значений стока не поддается физическому определению;

3) аналитические функции распределения должны быть одно-модальными, так как в расчетах стока мы имеем дело с рядами фазово-однородных характеристик, которые можно рассматривать как статистически однородные выборки;

4) числовые параметры аналитических функций должны выражаться через выборочные статистики, вычисляемые по ряду наблюдений. Это обычное требование, предъявляемое к аналитическим выражениям, применяющимся для аппроксимации эмпирических распределений.

В отношении ФРВ, применяющихся в расчетах стока, считается целесообразным ограничение параметров, вычисляемых по выборке, числом не более трех из-за небольшой продолжительности рядов. Параметры аналитических функций связывают со статистиками, имеющими либо более или менее отчетливый физический смысл, либо поддающимися интерпретации с точки зрения особенностей формирования той или иной характеристики стока в различных географических условиях: среднее Q_0 , коэффициент вариации C_v и коэффициент асимметрии C_s . Эти статистики в достаточной степени индивидуализируют распределения вероятно-

стей применительно к конкретным речным бассейнам, поскольку в границах интервалов, освещенных имеющимися рядами гидрологических наблюдений, очертания кривых обеспеченности ими довольно жестко закрепляются. На этом основании считается, что аппроксимирующие возможности трехпараметрических функций распределения являются вполне удовлетворительными для описания эмпирических кривых обеспеченности характерных величин стока. Дальнейшая детализация описания эмпирических распределений не имеет смысла из-за невозможности статистически значимо различать параметры более высокого порядка, чем C_s , поскольку уже последний не поддается достоверному определению по отдельному ряду, а требует группового анализа данных по гидрологически однородным районам. В принципе ограничение числа выборочно оцениваемых параметров не следует понимать как противопоказание к применению многопараметрических функций для описания эмпирических кривых обеспеченности: всегда можно параметры более высокого порядка, не определяемые по выборке, либо зафиксировать (придать постоянное численное значение), либо вычислять их как некоторую функцию от определяемых по выборке параметров.

Таким образом, можно представить очень большой набор более или менее подходящих функций, удовлетворяющих формальным требованиям описания колебаний величин стока, к тому же довольно близким друг к другу в интервале, освещенном рядами наблюдений, за счет фиксации формы кривых параметрами, функционально связанными с Q_0 , C_v , C_s . Однако обилие типов аналитических кривых, практически почти совпадающих в той области, в которой их соответствие материалам наблюдений поддается проверке, имеет сомнительную ценность, поскольку в этом случае теряется возможность унификации инженерных расчетов, что важно при их массовости и необходимости технического контроля за правильностью исполнения. Более того, произвол в выборе аналитических выражений распределения только на основании хорошего соответствия их конкретной эмпирической кривой обеспеченности может привести к грубым просчетам при экстраполяции в область малых обеспеченностей, не освещенную данными наблюдений. Поэтому для инженерных расчетов можно применять только многократно проверенные аналитические кривые, и эта проверка требует привлечения материалов наблюдений по десяткам и сотням других пунктов. При длительном пользовании одним или двумя-тремя семействами аналитических кривых «проверка» непрерывно осуществляется продолжительностью безаварийной работы или, напротив, частотой аварий на уже существующем множестве реально действующих водохозяйственных систем и установок, различных гидротехнических сооружений, мостовых переходов и пр., что не было бы возможным при чрезмерном обилии различных кривых.

В СССР с самого начала массового проектирования гидротехнических сооружений применялось ограниченное число аналити-

ческих кривых обеспеченности: биномиальная кривая (кривая распределения Пирсона III типа), позднее — система кривых С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля (трехпараметрическое гамма-распределение).

Биномиальная кривая распределения получена в результате перехода от биномиального распределения для дискретных случайных величин (2.1) к соотношению, дающему оценку вероятностей при непрерывном изменении аргумента, т. е. путем интерполяции биномиальных вероятностей по дискретному аргументу. Уравнение биномиальной кривой распределения непрерывных случайных величин, отнесенное к началу кривой, имеет вид

$$f(x) = \frac{\beta^\alpha}{\Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-\beta x}, \quad (2.11)$$

где $f(x)$ — плотность распределения; $x = X - X_{\min}$, X_{\min} — начало кривой,

$$f(x \leq 0) = 0; \alpha = 4\mu_2^3/\mu_3^2; \beta = 2\mu_2/\mu_3;$$

μ_2 и μ_3 — второй и третий центральные моменты; $\Gamma(\alpha)$ — гамма-функция.

Если варьирующий признак X выражен в модульных коэффициентах $K = x/\bar{x}$, где \bar{x} — среднее, тогда $\bar{K} = 1$, $\mu_2 = C_v^2$ и $\mu_3 = C_s C_v^3$ или $C_v = \sqrt{\mu_2}$ и $C_s = \mu_3/\mu_2^{3/2}$, $\alpha = (2/C_s)^2$ и $\beta = 2/(C_s C_v)$,

$$f(K - K_{\min}) = \frac{\beta^\alpha}{\Gamma(\alpha)} (K - K_{\min})^{\alpha-1} e^{-\beta(K - K_{\min})}. \quad (2.12)$$

Начало кривой плотности устанавливается по соотношению $K_{\min} = \left(1 - \frac{2C_v}{C_s}\right)$, вытекающему из свойств центральных моментов и функции (2.11). Зная C_v и C_s , можно получить численные значения параметров K_{\min} , α и β и записать выражение для вычисления обеспеченностей любого K :

$$P(K) = \int_{K_{\min}}^{\infty} f(K - K_{\min}) dK. \quad (2.13)$$

В случае $C_s = 2C_v$, $K_{\min} = 0$, $\alpha = \frac{1}{C_v^2}$ и $\beta = \frac{1}{C_v}$ уравнение (2.12) существенно упрощается:

$$f(K) = \frac{\alpha^\alpha}{\Gamma(\alpha)} K^{\alpha-1} e^{-\alpha K}, \quad (2.14)$$

$$P(K) = \frac{\alpha^\alpha}{\Gamma(\alpha)} \int_K^{\infty} K^{\alpha-1} e^{-\alpha K} dK. \quad (2.15)$$

Выражение (2.14) называется гамма-распределением.

Кривая распределения (2.12) имеет нижний предел K_{\min} и неограниченный верхний предел. Биномиальная кривая начинается с 0 при $C_s=2C_v$, $C_s>2C_v$, $K_{\min}>0$; при $C_s<2C_v$ кривая уходит в область отрицательных значений признака. В строительных нормах допускается применение биномиальной кривой при $C_s>2C_v$ для расчетов характерных величин стока.

Биномиальная кривая распределения (2.11) называется также кривой Пирсона III типа, если она записана относительно моды $x=X-X_{\text{mod}}$ в виде $y=y_0 \left(1 + \frac{x}{a}\right)^p \exp\left(-\frac{x}{a} p\right)$, где a и p — параметры, y_0 — максимальная (модальная) ордината плотности, вычисляется через a и p . Если x выражено в модульных коэффициентах, то

$$a=C_v \left(\frac{2}{C_s} - \frac{C_s}{2}\right); \quad p=\left(\frac{2}{C_s}\right)^2 - 1; \quad y_0=\frac{1}{a} \frac{p+1}{e^p \Gamma(p+1)}.$$

В таком виде она была проинтегрирована А. Фостером (1924) и представлена в виде таблиц $\Phi_P=f(C_s, P)$, где $\Phi_P=\frac{K_P-1}{C_v}$, P —

обеспеченность (%). Вычисление ординат кривой обеспеченности ведется как $K_P=\Phi_P C_v + 1$.

Кривая Пирсона III типа была введена в практику гидрологических расчетов в СССР Д. Л. Соколовским в 1930 г. Таблицы А. Фостера были расширены С. И. Рыбкиным (1938), а затем и другими авторами. В наиболее полном виде таблицы $\Phi_P=f(C_s, P)$ представлены в «Пособии по определению расчетных гидрологических характеристик» (1984).

Кривые С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля (трехпараметрическое гамма-распределение)

С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель в 1946 г. предложили распределение, удовлетворяющее требованию описания совокупности переменных, изменяющихся в пределах от 0 до ∞ при любых соотношениях C_v и C_s . Эта задача возникла в связи с неудовлетворенностью практики гидрологических расчетов применявшимися тогда кривыми Пирсона III типа, которые при $C_s<2C_v$ уходят в отрицательную область значений, что противоречит физической природе величины стока, а при росте соотношений C_s/C_v возрастает аналитический нижний предел, вследствие чего в ряде случаев проявляется несоответствие эмпирических и аналитических кривых в области больших обеспеченностей.

В качестве исходной модели принята кривая Пирсона III типа при $C_s=2C_v$ и $z=1$ (двухпараметрическое гамма-распределение — см. формулы (2.14) и (2.15)). Исходное значение признака z трансформируется в новую переменную x по соотношению

$$x=az^b, \quad (2.16)$$

где a и b — параметры. Показатель степени b определяет собой степень трансформации исходной кривой z , а коэффициент a подбирается таким образом, чтобы среднее значение ряда трансформированных значений z^b равнялось единице, $\bar{x}=\overline{az^b}=1$. Следовательно, новая переменная x также выражена в виде модульных коэффициентов. В соответствии с преобразованием (2.16) свойство исходной кривой (2.15), заключающееся в ее области определения $0 \leq z < \infty$, сохраняется и для новой кривой. Смысл преобразования в том, что с помощью показателя b изменяются C_v и C_s варьирующего признака.

Новое распределение записывается в виде

$$\Phi(K) = \left[\frac{\Gamma(\gamma+b)}{\Gamma(\gamma)} \right]^{\gamma/b} \frac{1}{\Gamma(\gamma)|b|} K^{\frac{\gamma}{b}-1} \exp \left\{ -K \left[\frac{\Gamma(\gamma+b)}{\Gamma(\gamma)} \right]^{1/b} \right\}, \quad (2.17)$$

где Γ — символ гамма-функции; b — параметр из преобразования (2.16); γ — новый параметр, зависящий от b , C_v и C_s . Связь между параметрами распределения γ , b и стандартными характеристиками C_v и C_s выражается сложными трансцендентными уравнениями:

$$C_v=f_1(\gamma, b); \quad C_s=f_2(\gamma, b). \quad (2.18)$$

Решение системы уравнений (2.18) позволяет вычислить параметры γ и b при различных C_v и соотношениях C_s/C_v . Путем интегрирования функции плотности (2.17) вычисляются обеспеченности модульных коэффициентов. Таблицы значений этой функции опубликованы впервые Д. В. Коренистовым (1948). С тех пор кривые С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля широко используются в расчетной практике.

2.3. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ФУНКЦИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРОЯТНОСТЕЙ

В предшествующем разделе мы видели, что в гидрологических расчетах используются ФРВ, параметры которых выражаются через математическое ожидание \bar{x} , коэффициент вариации C_v и коэффициент асимметрии C_s . Оценка этих величин по имеющемуся ряду наблюдений может быть осуществлена несколькими методами, из которых методы моментов и наибольшего правдоподобия являются основными, а графоаналитический (квантилей) и графический — вспомогательными.

Метод моментов. Сущность метода состоит в том, что моменты ФРВ

$$\bar{x} = \int_{-\infty}^{\infty} x\varphi(x) dx; \quad \mu_s = \int_{-\infty}^{\infty} (x-\bar{x})^s \varphi(x) dx \quad (2.19)$$

оцениваются как среднеарифметические величины из n наблюдаемых значений выборки:

$$x_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i; \quad \tilde{\mu}_s = \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^s. \quad (2.20)$$

Такая оценка математических ожиданий (2.19) по выборке основана на законе больших чисел, согласно которому при неограниченном увеличении числа опытов n статистическое среднее приближается (сходится по вероятности) к математическому ожиданию.

Рабочие формулы, применяющиеся обычно в гидрологических расчетах, записываются через модульные коэффициенты $K_i = Q_i/Q_0$ с учетом поправок на отрицательную смещенность оценок (2.20) второго и третьего моментов. Окончательный вид формул следующий:

$$x_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i; \quad C_v = \frac{\sigma_x}{x_0} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (K_i - 1)^2}{n-1}}; \quad C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (K_i - 1)^3}{C_v^3} \frac{n}{(n-1)(n-2)}. \quad (2.21)$$

Метод наибольшего правдоподобия. Сущность метода заключается в нахождении численного значения параметра аналитической кривой, при котором достигается максимум произведения плотности вероятностей наблюдаемых величин x_1, \dots, x_n :

$$L(x_1, \dots, x_n) = \varphi(x_1, a) \varphi(x_2, a) \dots \varphi(x_n, a), \quad (2.22)$$

где $\varphi(x_i, a)$ — плотности вероятностей, определенные по аналитической кривой при данном значении параметра a .

Выражение (2.22) называется функцией правдоподобия, ее максимум находится из условия $dL/da = 0$. С учетом того, что $\ln L$ достигает максимума при том же значении a , что и L , используется уравнение правдоподобия:

$$\frac{d \ln L}{da} = \sum_{i=1}^n \frac{d \ln \varphi(x_i, a)}{da} = 0. \quad (2.23)$$

Из выражения (2.23) следует, что в методе наибольшего правдоподобия больший вес придается тем выборочным значениям случайной величины, которым соответствуют большие значения вероятностей.

Для гамма-распределения $\varphi(x, x_0, \alpha) = \frac{\alpha^\alpha}{\Gamma(\alpha) x_0} \left(\frac{x}{x_0}\right)^{\alpha-1} e^{-\alpha \frac{x}{x_0}}$ параметр x_0 можно получить, решая аналитически уравнение правдоподобия. Наиболее правдоподобная оценка математического ожидания равна среднеарифметическому ряду. Определение другого параметра α приводит к выражению

$$\frac{d \lg \Gamma(\alpha)}{d\alpha} - \lg \alpha = \lambda, \quad \text{где } \lambda = \sum_{i=1}^n \frac{\lg(x_i/x_0)}{n}. \quad (2.24)$$

Решение уравнения (2.24) достигается численными методами, например с помощью построения графика $\alpha = \alpha(\lambda)$. Имея в виду, что C_v и α функционально связаны, $\alpha = 1/C_v^2$, можно также построить график функции $C_v = f(\lambda)$.

Более сложная система уравнений правдоподобия получается для трехпараметрического гамма-распределения (2.17), которая решается с помощью номограмм вида

$$(C_v, C_s/C_v) = F(\lambda_2, \lambda_3), \quad (2.25)$$

где

$$\lambda_2 = \frac{\sum_{i=1}^n \lg(x_i/x_0)}{n-1}, \quad \lambda_3 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i/x_0) \lg(x_i/x_0)}{n-1}.$$

Графоаналитический метод. Применительно к биномиальному распределению использование графоаналитического метода построено на основе таблицы нормированных отклонений:

$$\Phi_P = \frac{K_P - 1}{C_v} = \frac{x_P - \bar{x}}{\sigma_x}.$$

В соответствии с этим применительно к трем опорным квантилям эмпирической кривой, соответствующим обеспеченностям 5, 50, 95%, можно записать три уравнения

$$x_5 = \bar{x} + \sigma_x \Phi_5; \quad x_{50} = \bar{x} + \sigma_x \Phi_{50}; \quad x_{95} = \bar{x} + \sigma_x \Phi_{95} \quad (2.26)$$

с тремя неизвестными x , σ_x и C_s , причем C_s входит в уравнения через $\Phi_P = f(C_s, P)$.

Определение C_s возможно через коэффициент скошенности

$$S = \frac{x_5 + x_{95} - 2x_{50}}{x_5 - x_{95}}. \quad (2.27)$$

Вводя в выражение (2.27) развернутые в (2.26) значения квантилей, получим

$$S = \frac{\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\Phi_{50}}{\Phi_5 - \Phi_{95}}. \quad (2.28)$$

По таблице ординат $\Phi_P=f(C_s, P)$ можно вычислить значения S при разных C_s и построить функцию $C_s=f(S)$ (2.29). Развернем выражение $x_5-x_{95}: (\bar{x}+\sigma_x\Phi_5)-(\bar{x}+\sigma_x\Phi_{95})=\sigma_x(\Phi_5-\Phi_{95})$, откуда

$$\sigma_x = \frac{x_5 - x_{95}}{\Phi_5 - \Phi_{95}}. \quad (2.30)$$

Среднее значение можно найти из выражения для x_{50} :

$$x_{50} = \bar{x} + \sigma_x \Phi_{50}, \quad \bar{x} = x_{50} - \sigma_x \Phi_{50}. \quad (2.31)$$

Графический метод. Суть метода состоит в построении клетчаток вероятностей, спрямляющих функцию распределения. Наиболее широко распространена клетчатка, спрямляющая нормальные распределения (клетчатка Хазена, клетчатка для кривых с умеренной асимметрией).

Трехпараметрическое гамма-распределение при фиксированном соотношении C_s/C_v спрямляется в системе функциональной шкалы нормального закона (для обеспеченностей) и функциональной шкалы для модульных коэффициентов K . При зафиксированных шкалах осей ординат и абсцисс можно, строя прямые, соответствующие различным значениям коэффициентов вариации, создать шкалу этого параметра. Такие клетчатки для трехпараметрического гамма-распределения при различных C_s/C_v приведены в «Пособии по определению расчетных гидрологических характеристик» (1984).

2.4. ТОЧНОСТЬ ОЦЕНОК ПАРАМЕТРОВ И КВАНТИЛЕЙ КРИВЫХ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ

При вычислении параметров ФРВ по ограниченной выборке всегда возникает задача оценки точности, включающая:

- оценку смещенности выборочных параметров, т. е. учет систематической погрешности;
- оценку случайного рассеивания, т. е. случайной погрешности.

Решение этих вопросов связано в общем случае с конкретным типом распределения вероятностей. Наилучшей оценкой математического ожидания является средняя арифметическая величина x_0 . Выборочное среднее арифметическое — несмещенная оценка математического ожидания, выборочные же значения дисперсии, коэффициентов вариации и асимметрии — отрицательно смещенные оценки. Для уменьшения, а при некоторых случаях и устранения отрицательного смещения в расчетные формулы оценок методом моментов вводят поправки: $n/(n-1)$ — для дисперсии и $n^2/(n-1)(n-2)$ — для коэффициента асимметрии. Для этих же целей вводится поправка $n/(n-1)$ в статистики λ_2 и λ_3 в методе приближенно наибольшего правдоподобия.

На величину отрицательного смещения выборочных оценок параметров распределения (\bar{x} , C_v , C_s) оказывают влияние объем

выборки, значение самих параметров C_v и C_s , а также тип исходного закона, по которому распределена выборка. Кроме того, на него существенное влияние оказывает внутрирядная связность. Поскольку аналитическое решение по оценке смещенности выборочных параметров в общем случае отсутствует, эту оценку приходится осуществлять на основании метода статистических испытаний, смысл применения которого в данном случае состоит в следующем.

Для некоторого фиксированного распределения, например трехпараметрического гамма-распределения $\bar{x}=1,00$; $C_v=0,3$ и $C_s=2C_v$, и при фиксированном значении коэффициента корреляции между смежными членами ряда r_1 моделируется некоторое большое число выборок L (например, 5000) определенного объема n членов (например, 10). По каждой из смоделированных выборок производится оценка принятым способом (моментов, наибольшего правдоподобия) параметров x_0 , C_v и C_s . По имеющимся L оценкам параметров строятся их кривые обеспеченности $P(x_0)$, $P(C_v)$ и $P(C_s)$, на основании которых можно вычислить математическое ожидание оценки, дающее представление о систематическом смещении, и дисперсию, которая характеризует случайное рассеяние оценки.

Как показали результаты сравнения заданных параметров ФРВ и их оценок по ограниченным выборкам, проведенного с помощью статистических испытаний, метод наибольшего правдоподобия дает практически не смещенные оценки C_v и C_s .

Для биномиального распределения систематическое смещение становится существенным при больших значениях C_v и увеличивается вместе с ростом коэффициента корреляции между смежными членами ряда. Подробное исследование смещенности моментных оценок параметров биномиального распределения проведено А. В. Рождественским (1977). В результате применения метода статистических испытаний получены функции распределения вероятностей оценок C_v и C_s для разных значений C_v , C_s/C_v , r_1 и разных объемов выборок. Полученные данные обобщены в виде зависимостей между несмещенными и смещенными оценками: $C_v=f_1(\bar{C}_v, C_s/C_v, r_1, n)$ и $C_s=f_2(\bar{C}_s, r_1, n)$, где \bar{C}_v и \bar{C}_s — средние из совокупности оценок по L моделированным выборкам, C_v и C_s — заданные (истинные) значения параметров.

В качестве аналитической аппроксимации полученных зависимостей предложены формулы:

$$C_v = \left(a_1 + \frac{1}{n} a_2\right) + \left(a_3 + \frac{1}{n} a_4\right) \bar{C}_v + \left(a_5 + \frac{1}{n} a_6\right) \bar{C}_v^2, \quad (2.32)$$

$$C_s = \left(b_1 + \frac{1}{n} b_2\right) + \left(b_3 + \frac{1}{n} b_4\right) \bar{C}_s + \left(b_5 + \frac{1}{n} b_6\right) \bar{C}_s^2, \quad (2.33)$$

где коэффициенты a и b определяются по таблицам $a=a(C_s/C_v, r_1)$ и $b=b(r_1)$, приведенным в тексте СНиП.

Случайные ошибки выборочных средних. Напомним, что выборочные средние арифметические независимых случайных величин распределены по нормальному закону со средним квадратическим отклонением $\sigma_x = \sigma_x / \sqrt{n}$. Нормальный закон распределения выборочных средних сохраняется и для выборок, уклоняющихся от нормального закона, если их объемы достаточно велики.

Для рядов с автокорреляцией между смежными членами среднее квадратическое отклонение оценок \bar{x} , являющееся мерой случайного рассеивания, может быть определено по формуле С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля

$$\sigma_{\bar{x}} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1 + \frac{2r}{n(1-r)} \left(n - \frac{1-r^n}{1-r} \right)}{1 - \frac{2r}{n(n-1)(1-r)} \left(n - \frac{1-r^n}{1-r} \right)}} \quad (2.34)$$

При $r < 0,5$ формула (2.34) может быть приближенно представлена в более простой записи:

$$\sigma_{\bar{x}} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} \sqrt{\frac{1+r}{1-r}} \quad (2.35)$$

Исследование ФРВ выборочных средних с помощью метода статистических испытаний показало, что в обычных условиях гидрологических расчетов ($n > 10$ и $r < 0,5$) формула (2.34) имеет вполне достаточную точность.

Случайные ошибки выборочных оценок коэффициентов вариации. Для рядов, имеющих нормальное распределение, средняя квадратическая ошибка коэффициента вариации может быть вычислена по формуле

$$\sigma_{C_v} = \frac{C_v}{\sqrt{2n}} \sqrt{1 + 2C_v^2} \quad (2.36)$$

Для моментной оценки C_v гамма-распределения обычно используют формулы, полученные в соответствии с данными статистических испытаний. При отсутствии внутрирядной связности

$$\sigma_{C_v} = \frac{C_v}{\sqrt{2n}} \sqrt{1 + C_v^2} \quad \text{или} \quad \sigma_{C_v} = \frac{C_v}{n + 4C_v^2} \sqrt{\frac{1 + C_v^2}{2}}; \quad (2.37)$$

при учете внутривариантной связности

$$\sigma_{C_v} = \frac{C_v}{n + 4C_v^2} \sqrt{\frac{n(1 + C_v^2)}{2}} \left(1 + \frac{3C_v r^2}{1+r} \right). \quad (2.38)$$

Формула (2.38) рекомендована в «Пособии по определению...» (1984) для определения средней квадратической ошибки коэффициентов вариации при $C_s = 2C_v$. Для других C_s/C_v биномиального

и трехпараметрического гамма-распределения ошибка C_v , определенная методом моментов, может быть вычислена с помощью соотношений, полученных А. В. Рождественским на основании статистического моделирования:

$$E = C_v \tilde{C}_v \sqrt{n}, \quad \text{где} \quad C_v \tilde{C}_v = \sigma_{\tilde{C}_v} / \tilde{C}_v;$$

$E = E(r, C_s/C_v, C_v)$ — табулировано для биномиального распределения и кривых Крицкого—Менкеля. При определении средней квадратической ошибки коэффициента вариации методом моментов используется выражение

$$\sigma_{\tilde{C}_v} = \frac{E}{\sqrt{n}} \tilde{C}_v \quad (2.39)$$

Коэффициенты вариации моментных оценок C_v , полученные по выборкам из биномиального закона и распределения Крицкого—Менкеля при $C_s \neq 2C_v$, различаются несущественно.

При использовании метода наибольшего правдоподобия среднеквадратическое отклонение оценок $\sigma(C_{вл})$ существенно меньше, чем оценок, получаемых методом моментов $\sigma(C_{vm})$ (при высоких C_v на 35—60%). Для случая несвязных рядов ($r=0$) при $C_s = 2C_v$ может быть использована формула Е. Г. Блохинова

$$\sigma(C_{вл}) = \frac{C_v}{\sqrt{2n}} \sqrt{\frac{3}{3 + C_v^2}} \quad (2.40)$$

Для соотношений $C_s \neq 2C_v$ используется поправочный коэффициент K к формуле (2.40), который снимается с графика $K = K(C_s/C_v, C_v)$. Зависимости $K = K(C_s/C_v, C_v)$ приближенно аппроксимируются следующими уравнениями: для $C_s = 1,5C_v$, $K = 1 - 0,05 C_v$; для $C_s = 3C_v$, $K = 1 + 0,2 C_v$; для $C_s = 4C_v$, $K = 1 + 0,5 C_v$.

Учет скоррелированности смежных членов ряда при оценке методом наибольшего правдоподобия может быть получен на основе статистического моделирования. В рекомендациях СНиП 2.01.14-83 этот вопрос не получил освещения.

Случайные ошибки выборочных коэффициентов асимметрии. Для оценки величины среднеквадратического отклонения выборочных коэффициентов асимметрии в гидрологических расчетах обычно использовалась теоретическая формула Крицкого—Менкеля, соответствующая рядам с $C_s = 2C_v$, не обладающим внутривариантной связанностью:

$$\sigma_{C_s} = \sqrt{\frac{6(1 + 6C_v^2 + 5C_v^4)}{n}} \quad (2.41)$$

На основании материалов статистического моделирования рядов с $C_s = 2C_v$ и $r=0$ получена формула

$$\sigma_{C_s} = \sqrt{\frac{6}{n} (1 + C_v^2)} \quad (2.42)$$

Наличие автокорреляции в незначительной степени влияет на величину σ_{C_s} , отмечается лишь тенденция снижения σ_{C_s} с увеличением r . Данные статистического моделирования, полученные А. В. Рождественским, подтвердили удовлетворительную точность формулы (2.42). В отношении формулы (2.41) он сделал вывод о ее неприменимости для практического использования.

Случайные ошибки выборочных ординат кривых обеспеченности. Ординаты кривых распределения (квантилей), как правило, представляют собой конечный результат гидрологических расчетов, поэтому их случайные ошибки имеют решающее значение в практических приложениях. Следует иметь в виду, что систематические погрешности в определении ординат устраняются вместе с устранением смещения оценок параметров кривых обеспеченности.

Среднеквадратические погрешности квантилей $\sigma(x_p^*)$ при отсутствии внутрирядной связанности ряда могут быть вычислены по теоретическим формулам:

а) для нормального распределения (независимо от метода оценки параметров):

$$\sigma(x_p^*) = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} \sqrt{1 + \frac{z_p^2}{2}}, \quad (2.43)$$

где z_p — нормированное отклонение; $z_p = \frac{x_p - x_0}{\sigma_x}$, x_p — квантиль заданной обеспеченности P ;

б) для гамма-распределения при использовании метода моментов:

$$\sigma(x_p^*)_{\mu} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} \sqrt{K_p^2 + \frac{1 + C_v^2}{2} \left(\frac{\partial K_p}{\partial C_v} \right)^2}, \quad (2.44)$$

где $K_p = x_p/x_0$, $\frac{\partial K_p}{\partial C_v}$ — производная, приближенно вычисляемая по таблицам ординат распределения;

в) для гамма-распределения при использовании метода наибольшего правдоподобия:

$$\sigma(x_p^*)_{\lambda} = \frac{\sigma_x}{\sqrt{n}} \sqrt{K_p^2 + \frac{3}{2(3 + C_v^2)} \left(\frac{\partial K_p}{\partial C_v} \right)^2}. \quad (2.45)$$

Для ошибок квантилей биномиального и трехпараметрического гамма-распределения, параметры которых определяются методом моментов, в настоящее время разработана подробная система оценок (Рождественский, 1977), основанная на данных статистических испытаний:

1) составлены таблицы средних квадратических ошибок квантилей при двух параметрах (\bar{x} , C_v), определяемых по выборочным данным при $r_1=0; 0,3; 0,5$; $C_s/C_v=1, 2, 3, 4$;

2) составлены таблицы средних квадратических ошибок квантилей при трех параметрах (\bar{x} , C_v , C_s), определяемых по выборочным данным при $r_1=0; 0,3; 0,5$; $C_s/C_v=1, 2, 3, 4$;

3) та же информация более компактно представлена с помощью формулы $\sigma_{x_p} = E_p/n^\alpha$, где $E_p = E(r_1, C_v, C_s/C_v)$ и $\alpha = \alpha(r_1, C_v, C_s/C_v)$ табулированы для биномиального распределения. (Таблицы для определения ошибок квантилей приведены в работе А. В. Рождественского, 1977.)

Сравнение ошибок выборочных квантилей трехпараметрического гамма-распределения при оценке параметров методом моментов и методом наибольшего правдоподобия показывает, что метод наибольшего правдоподобия обеспечивает несколько большую точность расчетов.

Учет смещенности выборочных оценок коэффициентов корреляции между смежными членами ряда r_1 . Грубая оценка смещения может быть произведена по формуле Хеннана, полученной теоретическим путем для нормального распределения:

$$\underline{r} = \tilde{r} + \frac{1}{n}. \quad (2.46)$$

Для рядов стока более точную оценку можно получить по формуле А. Ш. Резниковского

$$\underline{r} = \tilde{r} \frac{1 + \frac{0,7}{C_v} + 3\tilde{r}}{n} \quad (2.47)$$

или по формуле А. В. Рождественского

$$\underline{r} = -0,01 + 0,98\tilde{r} - 0,06\tilde{r}^2 + \frac{1}{n}(1,66 + 6,46\tilde{r} + 5,69\tilde{r}^2). \quad (2.48)$$

В формулах (2.48), (2.47) и (2.46) r — точная (несмещенная) оценка r_1 ; \tilde{r} — выборочная оценка; n — объем выборки. Формулы (2.47) и (2.48) получены с помощью метода статистических испытаний.

2.5. УЧЕТ ВЫДАЮЩИХСЯ ЗНАЧЕНИЙ РЕЧНОГО СТОКА

Эта задача наиболее характерна при расчетах максимальных расходов воды, в которых кроме материалов систематических гидрометрических наблюдений должны использоваться данные о наивысших исторических уровнях и расходах изучаемой реки. Кроме того, в состав имеющегося ряда наблюдений за n лет может входить выдающийся максимум, относительно которого известно, что он не превышался за длительный период N лет. Такое суждение вырабатывается в результате анализа материалов гидрометрических и метеорологических наблюдений в районе исследований, а также изучения архивных материалов административ-

ных органов, водохозяйственных, транспортных и сельскохозяйственных организаций. На кривой обеспеченности такой максимум резко отклоняется вправо относительно кривой, соответствующей остальным эмпирическим точкам.

При наличии достаточно обоснованных сведений о выдающемся максимуме Q_N (величина расхода, период, когда он не был превышен, — N лет) он включается в расчет параметров с весом, соответствующим эмпирической повторяемости $1/N$. Оценке параметра по имеющемуся ряду ординарных значений придается вес $\frac{N-1}{N}$. Наиболее наглядно суть приема можно показать при подсчете среднего арифметического.

Если Q_N находится вне ряда гидрометрических наблюдений за n лет, то

$$\bar{Q} = \frac{1}{N} Q_N + \frac{N-1}{N} \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i \right) = \frac{1}{N} \left(Q_N + \frac{N-1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i \right).$$

Если Q_N входит в ряд гидрометрических наблюдений за n лет (т. е. из ряда непрерывных наблюдений изымается Q_N), то

$$\bar{Q} = \frac{1}{N} Q_N + \frac{N-1}{N} \left(\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} Q_i \right) = \frac{1}{N} \left(Q_N + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} Q_i \right).$$

Аналогичным образом производится расчет параметров C_v , λ_2 и λ_3 .

При построении эмпирической кривой обеспеченности точке, соответствующей выдающемуся максимуму, присваивается обеспеченность $P(Q_N) = \frac{1}{N+1}$, остальные точки сохраняют свои обеспеченности $\frac{m}{n+1}$.

2.6. СЛУЧАИ ФАЗОВОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ РЯДОВ ХАРАКТЕРНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ

Фазовая неоднородность характерных расходов воды (максимальных или минимальных) — довольно распространенное явление. Например, годовой максимум может быть вызван в конкретном году дождевым паводком, в другом — весенним половодьем. Наименьший расход в году может наблюдаться в период зимней или летней межени.

Построение ФРВ фазово-неоднородных расходов обычно затруднительно из-за сложной формы эмпирических кривых, вызванной многомодальностью распределения вероятностей. В этих случаях приходится разделять выборку n лет на 2 или 3 выборки фазово-однородных величин. Обычно эта операция производится на основе анализа гидрометеорологических факторов, вызываю-

щих неоднородность имеющегося ряда. Наиболее простой случай, когда удается разделить характерные расходы по дате их прохождения (например, максимумы весеннего половодья и летне-осенние паводки, минимумы за свободный период русла и минимумы в период ледостава). В более сложных случаях приходится прибегать к анализу комплексных графиков хода стока, осадков, температуры воздуха, данных по сходу снежного покрова. В результате диагностирования происхождения или фазовой принадлежности характерного расхода в каждом конкретном году выборка в n лет разделяется на 2 ($n_1 + n_2 = n$) или 3 выборки ($n_1 + n_2 + n_3 = n$) и по каждой выборке отдельно строится эмпирическая кривая обеспеченности, рассчитываются параметры, строится аналитическая кривая. После того как получены аналитические кривые обеспеченности по отдельным выборкам, вычисляются средневзвешенные вероятности превышения

$$P(Q) = \frac{n_1 P_1(Q) + n_2 P_2(Q)}{n_1 + n_2} \quad (2.49)$$

при разделении ряда n на две фазово-однородные совокупности и

$$P(Q) = \frac{n_1 P_1(Q) + n_2 P_2(Q) + n_3 P_3(Q)}{n_1 + n_2 + n_3} \quad (2.50)$$

при разделении на три совокупности, где Q — произвольное значение расхода; $P_1(Q)$, $P_2(Q)$, $P_3(Q)$ — его обеспеченности, определенные по аналитическим кривым фазово-однородных расходов.

Разобранная выше ситуация в общем случае является вынужденной, если отсутствует информация за каждый год по фазово-однородным величинам расхода, так как разделение ряда n лет на две или более выборок приводит к утере статистической устойчивости отдельно построенных кривых. Более естественной представляется другая постановка задачи: в случае выявления разнородных максимумов (минимумов) в выборке за n лет наблюдений следует дополнить информацию таким образом, чтобы за каждый год была характерная величина фазово-однородного расхода, например максимальный расход за весеннее половодье и максимальный расход летне-осеннего паводка. После этого строится эмпирическая кривая, оцениваются параметры и строится аналитическая кривая по каждому ряду фазово-однородных расходов. Полагая, что фазово-однородные расходы статистически независимы, можно вычислить вероятность превышения произвольного значения расхода Q любым из фазово-однородных расходов. Например, расход Q может быть превышен с вероятностью P_1 максимумом весеннего половодья и P_2 — максимумом дождевого паводка. Суммарная вероятность превышения Q получается сложением P_1 и P_2 с учетом вероятности совместного превышения, равного произведению $P_1 P_2$:

$$P(Q) = P_1 + P_2 - P_1 P_2. \quad (2.51)$$

Если рассматриваются три фазово-однородные кривые, то нетрудно видеть, что суммарная вероятность

$$P(Q) = P_1 + P_2 + P_3 - P_1P_2 - P_1P_3 - P_2P_3 + P_1P_2P_3. \quad (2.52)$$

Можно сделать запись формул (2.51), (2.52) более компактной, вычислив вероятность превышения $P(Q)$ как дополнение до 1 вероятности непревышения $[1 - P(Q)]$ всеми двумя или тремя фазово-однородными расходами:

$$P(Q) = 1 - (1 - P_1)(1 - P_2),$$

$$P(Q) = 1 - (1 - P_1)(1 - P_2)(1 - P_3).$$

Технически построение средневзвешенной и суммарной кривых осуществляется довольно просто: намечается 10 или больше значений, покрывающих амплитуду изменения расходов на частных кривых, построенных на одной клетчатке вероятностей, для каждого намеченного расхода вычисляется его обеспеченность, полученные координаты соединяются плавной кривой.

Частным случаем фазовой неоднородности рядов является попадание в выборку нулевых значений. Это характерно для рядов минимальных расходов при перемерзании или пересыхании рек. Если в ряд n лет попало n_1 ненулевых значений и n_2 нулевых, сначала строится аналитическая кривая для ненулевых значений $P_1(Q)$, а потом обеспеченности $P_1(Q)$ с этой аналитической кривой пересчитываются в ежегодные вероятности превышения:

$$P = \frac{n_1 P_1}{n_1 + n_2}. \quad (2.53)$$

Полагая, что вероятность превышения в случае явления перемерзания или пересыхания равна 0, т. е. $P_2(Q) = 0$, нетрудно видеть, что формула (2.53) является частным случаем (2.49).

2.7. ПРИВЕДЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ФУНКЦИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРОЯТНОСТЕЙ К МНОГОЛЕТНЕМУ ПЕРИОДУ И ВОССТАНОВЛЕНИЕ КОРОТКИХ РЯДОВ ПО АНАЛОГАМ

Эта задача встречается в практике гидрологических расчетов довольно часто: а) если имеющийся период наблюдений недостаточен для оценки значений стока с требуемой точностью; б) если период наблюдений нерепрезентативен.

Пусть имеются параллельные ряды наблюдений исследуемой величины y за n лет и величины-аналога x за N лет, включающих n -летний период наблюдений за y . Совместный n -летний период используется для установления связи между y и x , а полный N -летний период — для оценки многолетних значений параметров ФРВ, к которым приводятся параметры y . При этом предполагается, что тип функций распределения x и y известен, т. е. имеется аналитическое выражение ФРВ и задано соотношение C_s/C_v . Такое предположение вытекает из реальной практики

расчетов стока и подхода к построению ФРВ, закрепленного действующими СНиП: применение, как правило, трехпараметрического гамма-распределения и соотношения C_s/C_v , установленного как среднее из значений оценок по данным группы рек с наиболее продолжительными периодами наблюдений в гидрологически однородном районе. Таким образом, отыскиваются параметры кривой обеспеченности — среднее \bar{y}_N и стандарт σ_{yN} , которые отвечали бы всему ряду N , если бы были наблюдения y за весь этот период.

Приведение осуществляется при помощи линейной регрессии между величинами стока сопоставляемых бассейнов x и y . Соотношения, на которые опирается решение, схематически представляются следующим образом: значения переменных x и y обуславливаются тремя группами факторов. Первая группа — общая для обеих переменных и влияет на них одновременно, порождает некоторую синхронность в колебаниях x и y и создает связь между ними тем более тесную, чем больше удельный вес этой группы среди причин колебаний. Вторая группа факторов влияет только на x , третья — только на y , вызывая нарушение синхронности колебаний, рассеяние зависимости y от x . В соответствии с этой схематизацией характера взаимодействия факторов колебаний x и y текущее (календарное) значение стока в рассматриваемом створе y_i можно представить в виде суммы линейной функции от соответствующего значения стока на реке-аналоге x_i и независимой от него случайной составляющей z_i :

$$y_i = (ax_i + b) + z_i.$$

Параметры зависимости $y = ax + b$ устанавливаются методом наименьших квадратов как параметры уравнения регрессии

$$y = \bar{y} + r_{xy} \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x - \bar{x}),$$

где \bar{y} , \bar{x} — средние; σ_y , σ_x — стандарты; r_{xy} — коэффициент корреляции между x и y .

Напомним смысл уравнения регрессии: каждая точка регрессии y по x есть центр условного распределения зависимой переменной при заданном значении x . Вычисляя y по уравнению регрессии как $y(x_i) = ax_i + b$, получаем не саму календарную величину y_i , а ее условное математическое ожидание. Рассеяние возможных значений y_i относительно $y(x_i)$ характеризуется условной дисперсией $D_z = D_y(1 - r_{xy}^2)$ или условным стандартом $\sigma_z = \sigma_y \sqrt{1 - r_{xy}^2}$.

Дисперсия линейно зависимой от x составляющей y может быть вычислена как

$$D(ax + b) = a^2 D_x = r_{xy}^2 \frac{\sigma_y^2}{\sigma_x^2} \sigma_x^2 = \sigma_y^2 r_{xy}^2$$

или

$$\sigma(ax+b) = r_{xy}\sigma_y. \quad (2.54)$$

Равенство (2.54) означает, что величины стока y , рассчитанные по уравнению регрессии как $y = ax_i + b$, преуменьшают размах колебаний по сравнению с наблюдаемыми значениями — с коэффициентом пропорциональности $r \leq 1$.

Суммарная дисперсия фактических значений y ввиду независимости составляющих $(ax+b)$ и z может быть записана как

$$D_y = a^2 D_x + D_y (1 - r^2). \quad (2.55)$$

Из равенства (2.55) видно, что преуменьшение размаха колебаний величин стока, рассчитанных по уравнению регрессии, по сравнению с фактическими значениями происходит из-за выпадения составляющей дисперсии, вызываемой факторами, не зависящими от колебаний стока реки-аналога. Поэтому если производится восстановление ряда календарных значений y на отрезке $(N-n)$ лет по уравнению регрессии, а затем восстановленный ряд вместе с исходным рядом используется для определения параметров ФРВ, то необходимо учесть выпадение части дисперсии, которое приводит к занижению стандарта и коэффициента вариации. Проще всего это сделать, если в каждом восстановленном значении $y(x_i)$ увеличить отклонения $y(x_i)$ от среднего в $1/r$ раз, как это следует из уравнения (2.54):

$$\sigma_y = \frac{1}{r} \sigma(ax+b).$$

Именно такой прием рекомендуется в СНиП: систематическое преуменьшение коэффициента вариации исключается дополнительным расчетом погодичных величин y' за восстанавливаемый период:

$$y'_i = \bar{y}_n + \frac{(ax_i + b) - \bar{y}_n}{r}. \quad (2.56)$$

В случае использования одного аналога приведение параметров возможно осуществить и без восстановления ряда за отрезок $(N-n)$. Для приведения нормы используется уравнение регрессии

$$\bar{y}_N = \frac{\sum_{i=1}^N (ax_i + b)}{N} = a\bar{x}_N + b, \quad (2.57)$$

т. е.

$$\bar{y}_N = \bar{y}_n + r_{xy} \frac{\sigma_{y_n}}{\sigma_{x_n}} (\bar{x}_N - \bar{x}_n).$$

Оценку приведенного стандарта можно получить из следующих соображений: равенство (2.55) запишем в виде $D_{y_n} = a^2 D_{x_n} + D_z$, где a и D_z — точные значения коэффициента регрессии и остаточной дисперсии; развернем последнее равенство:

$$\sigma_{y_n}^2 = a^2 \sigma_{x_n}^2 + \sigma_y^2 (1 - r_{xy}^2),$$

откуда вытекает расчетное уравнение для приведения стандарта:

$$\sigma_y = \sigma_{y_n} \left(\sqrt{1 - r_{xy}^2 \left(1 - \frac{\sigma_{x_n}^2}{\sigma_{x_N}^2} \right)} \right)^{-1},$$

где под σ_y и σ_x можно подразумевать оценки, полученные по длинному ряду N , который считается эталонным. Расчет приведенного коэффициента вариации ведется по формуле

$$C_{vyN} = \sigma_{y_n} \left(\bar{y}_N \sqrt{1 - r_{xy}^2 \left(1 - \frac{\sigma_{x_n}^2}{\sigma_{x_N}^2} \right)} \right)^{-1},$$

где \bar{y}_N — приведенная к периоду N лет норма.

Для приближенной оценки точности приведенных параметров служат теоретические формулы среднеквадратических ошибок С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля:

$$\varepsilon_{y_N} = \pm \frac{\sigma_{y_n}}{\sqrt{n}} \sqrt{1 - \frac{N-n}{N} r^2}, \quad (2.58)$$

$$\varepsilon_{\sigma_{y_N}} = \pm \frac{\sigma_{y_n}}{\sqrt{2n}} \sqrt{1 - \frac{N-n}{N} r^2}. \quad (2.59)$$

Из соотношений (2.58) — (2.59) видно, что эффект приведения быстро падает с уменьшением коэффициента корреляции, в особенности в отношении оценок стандарта. Что касается длительности наблюдений по короткому ряду, параметры которого приводятся, следует иметь в виду, что исходные величины σ_y и r , на которые опирается приведение, оцениваются даже при наличии относительно длительных наблюдений со значительными случайными ошибками. Тем более недостоверна их оценка при очень коротких рядах менее 10—15 лет.

Поэтому в строительных нормах рекомендуется производить приведение при соблюдении следующих условий:

- 1) число совместных лет наблюдений не менее 10;
- 2) коэффициент корреляции не менее 0,7;
- 3) оценка коэффициента регрессии a должна превышать его среднеквадратическую ошибку σ_a более чем в 2 раза.

Эффективность приведения можно характеризовать приведенной длиной ряда h , отвечающей случайным ошибкам в оценках его параметров. Так, если ошибка среднего, определенного по ис-

ходному ряду длиной n лет, $\sigma_{y_n} = \sigma_n / \sqrt{n}$, то ошибка среднего, приведенного к ряду-аналогу продолжительностью N лет, $\sigma_{y_{\text{прив}}} = \sigma_n / \sqrt{h}$. Очевидно, что $n \leq h \leq N$. При $r=1$, т. е. при функциональной линейной связи между колебаниями стока в интересующем нас створе и на реке-аналоге, восстановление позволяет получить ту же по достоверности длительность ряда N , что дает аналог. При отсутствии корреляции $r=0$ приведение не добавляет информативности и приведенная длина ряда не изменяется по отношению к исходной длине n . Как следует из формул (2.58) и (2.59), приведенная длина ряда неодинакова для нормы и стандарта:

для нормы:

$$h_1 = \frac{nN}{n + (N-n)(1-r_{xy}^2)}, \quad (2.60)$$

для стандарта:

$$h_2 = \frac{nN}{n + (N-n)(1-r_{xy}^4)}. \quad (2.61)$$

В «Рекомендациях по приведению рядов речного стока и их параметров к многолетнему периоду» (1979) дается несколько иное соотношение:

$$h = \frac{N}{1 + \frac{N-n}{n-2}(1-r_{xy}^2)}. \quad (2.62)$$

Нетрудно видеть, что выражения (2.60) и (2.62) практически совпадают при достаточно больших n , следовательно, формула (2.62) учитывает только эффективность приведения нормы.

Рассмотрим теперь задачу восстановления календарных значений стока на некотором отрезке $N-n$ лет. Такая необходимость возникает при регулировании речного стока, когда для расчетов предпочтительнее использовать календарные ряды, нежели их статистические параметры.

При «восстановлении» календарных значений стока по уравнению регрессии выпадает составляющая их дисперсии D_z . Преобразование таких значений по формуле (2.56) устраняет уменьшение размаха отклонений y от нормы только в среднем, а не в каждом конкретном случае (в i -м году). Следует отчетливо представлять, что восстановление точных календарных значений y_i принципиально невозможно ввиду случайного характера колебаний составляющей z . Ряды-аналоги несут информацию, позволяющую однозначно определять лишь составляющую $(ax_i + b)$, а о составляющей z в восстанавливаемом отрезке ряда $N-n$ лет известны только ее статистические параметры, оцененные по ряду n лет. Поэтому представление z в виде временного ряда возмож-

но лишь вероятностными реализациями — одной или многими, которые будут отличаться взаимным расположением отклонений $z_i = y_i - y(x_i)$. Каждая из этих реализаций представляет собой выборку из генеральной совокупности, распределение вероятностей которой является заданным. Следовательно, любая попытка восстановления ряда представляет собой произвольное решение, в том числе и по формуле (2.56). Корректный метод восстановления ряда заключается в моделировании ансамбля реализаций случайной составляющей z и формировании соответствующего ансамбля реализаций восстановленного ряда по формуле $y_i = (ax_i + b) + z_i(P)$, где $z_i(P)$ моделируется, исходя из принятого закона распределения z и вычисленных параметров.

Закон распределения отклонений от уравнения регрессии принимается на основе некоторых упрощающих расчет допущений. Простейшее из них заключается в предположении, что z подчиняется нормальному распределению с параметрами $\bar{z}=0$ и $\sigma_z = \sigma_y \sqrt{1-r_{xy}^2}$. Такой подход оправдан при очень высоких коэффициентах корреляции, когда отклонения от регрессии z_i невелики по сравнению с размахом колебаний случайной величины y .

Более точным является другой подход, смысл которого состоит в сохранении гамма-распределения моделируемых последовательностей восстанавливаемой части ряда. Центр условного распределения $P(y/x_i)$ находится по уравнению регрессии: $\bar{y}(x_i) = y_0 + r_{xy} \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x_i - x_0)$; условный коэффициент вариации вычисляется для каждого шага i :

$$C_{v_{\text{усл}}}(y_i) = \sigma_y \sqrt{1-r_{xy}^2} \left[y_0 + r_{xy} \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x_i - x_0) \right]^{-1}.$$

По таблице координат гамма-распределения $K(P, C_v)$ и обеспеченности P_i , полученной случайным розыгрышем $P_i = P(\alpha_i)$, определяется модульный коэффициент $K(P_i, C_{v_{\text{усл}}})$.

Расчетное уравнение для моделирования последовательности y :

$$y_i = \left[y_0 + r_{xy} \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x_i - x_0) \right] K(P_i, C_{v_{\text{усл}}}).$$

Возможны и другие варианты моделирования, однако изложенные выше способы, особенно второй, имеют достаточную практическую точность при высоких коэффициентах корреляции между стоком рассматриваемого створа y и реки-аналога x . Восстановление рядов стока производится именно в этой ситуации.

Случай нескольких аналогов. Иногда привлечение одного аналога не приводит к уточнению оценок ФРВ рассматриваемого ряда из-за невысоких значений коэффициента вариации r_{xy} . В этих случаях приходится исследовать возможность привлечения данных по нескольким рекам-аналогам с помощью

аппарата множественной линейной корреляции. Кратко напомним основные соотношения.

Уравнение множественной линейной корреляции:

$$y(X_i) = \bar{y} + \sum_{j=1}^m a_j (x_{ji} - \bar{x}_j),$$

где a_j — коэффициент регрессии; $X_i = (x_{1,i}, x_{2,i}, \dots, x_{j,i}, \dots, x_{m,i})$, x_{ji} — значения стока j -го аналога в i -й год. Обозначим определитель корреляционной матрицы рядов y, x_1, \dots, x_m

$$D = \begin{vmatrix} 1 & r_{yx_1} & \dots & r_{yx_j} & \dots & r_{yx_m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{x_j y} & r_{x_j x_1} & \dots & 1 & \dots & r_{x_j x_m} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{x_m y} & r_{x_m x_1} & \dots & r_{x_m x_j} & \dots & 1 \end{vmatrix}$$

и D_{yx_j} — минор определителя D , получаемый вычеркиванием строки y и столбца x_j . Минор определителя D , получаемый вычеркиванием строки y и столбца y , обозначим D_{yy} (корреляционная матрица рядов-аналогов x_1, x_2, \dots, x_m).

Коэффициент регрессии

$$a_j = \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_j}} \frac{D_{yx_j}}{D_{yy}}$$

Общий (сводный) коэффициент корреляции:

$$R = \sqrt{1 - \frac{D}{D_{yy}}}$$

среднеквадратическая ошибка уравнения регрессии:

$$\sigma_z = \sigma_y \sqrt{1 - R^2};$$

среднеквадратическая ошибка коэффициента корреляции:

$$\sigma_R = \frac{|1 - R^2|}{\sqrt{n - m - 1}};$$

среднеквадратическая ошибка коэффициента регрессии

$$\sigma_{a_j} = \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_j}} \sqrt{\frac{1 - R^2}{n - m - 1} \frac{D_{yx_j}}{D_{yy}}}$$

При использовании нескольких аналогов резко возрастает число параметров, оцениваемых выборочно — по совместному ряду наблюдений n лет. Только из-за увеличения числа выборочно оцениваемых параметров и сложного их взаимодействия сильно возрастает статистическая неустойчивость решений задачи восстановления (приведения) с использованием многомер-

ной корреляции. Поэтому требования СНиП 2.01.14-83 к уравнению регрессии ($n \geq 10, R \geq 0,7, a_j > 2\sigma_{a_j}$) следует рассматривать как минимальные в случае привлечения нескольких аналогов.

Устойчивость уравнения регрессии в некоторой степени можно повысить, исключив малоинформативные (неэффективные) аналоги, что и предусмотрено в нормах СНиП критерием $a_j > 2\sigma_{a_j}$. Затем следует исключить дублирующие аналоги: если, например, имеется два аналога $r_{jh} > 1 - 2\sigma_{r_{jh}}$, то один из них снимается. После такого «просеивания» состава аналогов их число, как правило, невелико и, по-видимому, нет необходимости в большом числе аналогов из-за статистической неустойчивости многомерных регрессий. С учетом этого обстоятельства, а также слабой изученности последствий ряда допущений, которые делаются при использовании аппарата множественной корреляции (линейность, нормальность связей и т. п.), обычно рекомендуют использовать не более трех аналогов. Систематическое занижение коэффициента вариации за счет выпадения дисперсии отклонений фактических значений от уравнения регрессии z устраняется так же, как и в случае одного аналога дополнительным расчетом:

$$y'_i = \bar{y}_n + \frac{\sum_{j=1}^m (a_j x_{ij} - \bar{x}_j) - \bar{y}_n}{R}$$

Приведенные параметры рассчитываются по погодичным значениям y'_i восстановленной части ряда за отрезок $N - n$ совместно с имеющимся рядом значений n лет.

В случае нескольких вариантов набора аналогов предпочтительнее отдается варианту с наиболее высоким коэффициентом корреляции R .

2.8. ТРЕБУЕМАЯ ТОЧНОСТЬ ОЦЕНОК РАСЧЕТНЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

В современных СНиП предъявляются довольно жесткие требования к точности расчета гидрологических характеристик: величина относительной средней квадратической ошибки расчетных значений не должна превышать 10%. Это труднодостижимая точность даже для выборочных оценок среднемноголетних значений стока. Например, при $r_1 = 0,3$ и $C_v \geq 0,5$ необходимая длина ряда составляет не менее 50 лет, а при $C_v > 0,7$ — уже 100 лет.

При расчете величин стока в области больших обеспеченностей 10%-я точность часто недостижима и при обычных условиях сложности. Например, если $C_v > 0,5, C_s = 2C_v, r_1 = 0$ и длина ряда 50 лет, то применение метода наибольшего правдоподобия позволяет получить оценку квантиля 90%-й обеспеченности с ошибкой не менее 12, а 97%-го квантиля — с ошибкой

не менее 18%. При тех же условиях, но при $C_o \geq 1,0$ эти величины составляют соответственно 38 и 60%.

Поэтому требование 10%-й точности следует рассматривать как рубеж, при достижении которого можно прекратить попытки улучшения оценок расчетных величин стока. В противном случае эти попытки должны продолжаться до исчерпания всех реальных вариантов уточнения расчетных величин.

Глава 3

ОТДЕЛЬНЫЕ ВИДЫ РАСЧЕТОВ СТОКА ПО ГИДРОМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Состав характеристик стока, необходимых в строительном проектировании, включает в себя среднегодовые, минимальные и максимальные расходы воды, а также гидрографы половодья (паводков) и внутригодовое распределение стока. Расчеты указанных характеристик имеют большие или меньшие особенности как в самой постановке задачи, так и в приемах статистической обработки данных, выходящие за рамки общих вопросов, рассмотренных в главах 1, 2.

3.1. РАСЧЕТЫ ГОДОВОГО СТОКА

Значение расчетов годового стока состоит в том, что они дают оценку потенциальных водных ресурсов реки в рассматриваемом створе и являются не только основными при намечаемом использовании водных ресурсов, но и первыми в ряду других характеристик стока, определяющих уже детали или варианты этого использования.

При наличии продолжительного ряда наблюдений расчет годовых объемов (или среднегодовых расходов) воды обычно не представляет затруднений в силу двух основных причин: их эмпирические кривые распределения, как правило, хорошо описываются трехпараметрическим гамма-распределением или биномиальной кривой; построение аналитической функции не преследует цель далекой экстраполяции в область редких повторностей (требуются оценки величин вероятности превышения преимущественно от 75 до 97%).

Продолжительность периода наблюдений считается достаточной, если рассматриваемый период репрезентативен, а относительная средняя квадратическая ошибка расчетного значения стока не превышает 10%. Оценка репрезентативности ряда наблюдений n лет производится по рекам-аналогам с числом наблюдений N лет ($N > n$, при $N > 50$ лет). Репрезентативность определяется по разностным интегральным кривым (см. раздел 1.6) или сопоставлением кривых распределения годового стока по реке-аналогу за периоды n и N лет (см. гл. 2).

Параметры аналитических кривых Q и C_o устанавливаются по рядам наблюдений методом наибольшего правдоподобия или методом моментов с учетом поправок на систематическое смещение — формулы (2.32) — (2.33). Расчетные значения C_s/C_o следует принимать согласно требованиям СНиП по данным для группы рек с наиболее продолжительными наблюдениями в гид-

рологически однородном районе. Отметим, что для годового стока в подавляющем большинстве случаев удовлетворительным оказывается соотношение $C_s=2C_v$. В первом приближении его можно установить по карте СНИП: для большей части территории СССР рекомендуется принимать $C_s=2C_v$, для Прибалтики, Закавказья, Средней Азии и Приморья $C_s=2,5C_v$, Сахалина — $C_s=C_v$ и для Кольского полуострова — $C_s=0$. В затруднительных случаях расчета подбор соотношения C_s/C_v следует обосновывать, опираясь на соответствие эмпирических и аналитических кривых распределения годового стока в рассматриваемом створе и реках-аналогах.

Расчетные значения квантилей годового стока Q_P устанавливаются по таблицам теоретических распределений как $Q_P=K_P\bar{Q}$ (см. разд. 2.2).

Существенная особенность расчетов годового стока — необходимость внимательного учета скоррелированности его значений за смежные годы r_1 . Поскольку выборочная оценка r_1 имеет большую статистическую неустойчивость, в качестве расчетных значений используют его среднее значение, установленное для группы рек с наиболее продолжительным периодом наблюдений в гидрологически однородном районе. После установления r_1 можно определить ошибки среднего C_v и квантилей расчетной обеспеченности Q_P (см. разд. 2.4).

Если относительная средняя квадратическая ошибка расчетного значения Q_P превышает 10% или период наблюдений нерепрезентативен, необходимо осуществить приведение параметров ФРВ к многолетнему периоду (см. разд. 2.7).

3.2. РАСЧЕТЫ ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА

Расчет внутригодичного распределения стока связан с расчетами его регулирования (перераспределения во времени) в соответствии с требованиями водопользования. Отделим сразу задачу регулирования высоких вод, поскольку она связана с другим комплексом вопросов (трансформацией гидрографа высокого стока водохранилищами, построением гидрографа половодья и паводка заданной обеспеченности), которые рассматриваются в разд. 3.5.

3.2.1. Постановка задачи расчетов внутригодичного распределения стока

Работа водохозяйственной установки (гидроузла) должна гарантировать отдачу потребителям определенных количеств воды или гидравлической энергии. При избытке водных ресурсов в любой сезон годового цикла эта задача может быть решена выбором целесообразного в технико-экономическом отношении оборудования, обеспечивающего необходимую мощность агрегатов ГЭС, насосных станций и т. п. При недостатке воды в некото-

рые месяцы или сезоны года задача усложняется необходимостью регулирования речного стока созданием водохранилища для накопления запасов воды при избыточном стоке, с тем чтобы использовать этот аккумулированный избыток в период маловодья. По существу, мы подошли к формулировке задачи регулирования: при заданном режиме стока в определенном створе конкретной реки установить размеры регулирующей емкости водохранилища, обеспечивающие аккумуляцию такого объема воды V_{Π} в период избыточного стока ($Q_t > q_t$), который будет достаточен для покрытия дефицита стока в маловодный период ($Q_t < q_t$). Здесь Q_t — приток воды к расчетному створу ($\text{м}^3/\text{с}$), q_t — расход требуемой отдачи ($\text{м}^3/\text{с}$), задается в виде годового графика $q_t=q(t)$. Различная степень сложности графика отдачи не имеет принципиального значения. Важно, что это жесткий график, так называемая гарантированная отдача, невыполнение которого является перебоем в системе водо- или энергоснабжения.

В большинстве схем регулирования стока возможно и целесообразно превышение отдачи над гарантированной, однако расчет емкости регулирования производится именно по гарантированной отдаче. Детально эти вопросы рассматриваются в курсе водохозяйственных расчетов, мы же ограничимся простейшими случаями, достаточными для уяснения задачи расчетов внутригодичного распределения. Наиболее простой случай — регулирование стока на постоянную отдачу. Такой график характерен, например, для водоснабжения промышленного предприятия, не имеющего сезонности в технологии.

Если заданы режимы стока и отдачи, то требуемая емкость регулирования может быть установлена способом, показанным на рис. 3.1:

1) по гидрографу можно вычислить объем дефицита в маловодный период D :

$$D = \int_{t_1}^{t_2} (q_t - Q_t) dt = \int_{t_1}^{t_2} q_t dt - \int_{t_1}^{t_2} Q_t dt = A_{\text{ДП}} - \text{ДП}, \quad (3.1)$$

где отрезок времени $[t_1, t_2]$ — дефицитный период $q_t > Q_t$; ДП — объем стока в дефицитный (лимитирующий) период и $A_{\text{ДП}}$ — объем отдачи за дефицитный период;

2) если имеется емкость V_{Π} , способная вместить объем D , т. е. $V_{\Pi} \geq D$, то задача обеспечения отдачи в дефицитный период

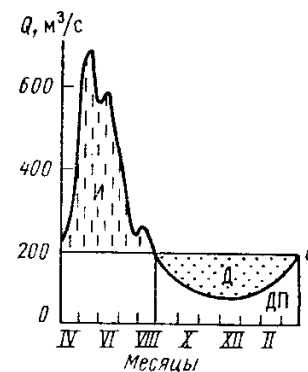


Рис. 3.1. Регулирование стока (обозначения см. в тексте)

выполняется при условии, что объем избытка И будет не меньше дефицита D:

$$И = \int_{t_i}^{t_{i+1}} (Q_i - q_i) dt = B - A_B, \quad (3.2)$$

где B — объем стока в избыточный период; A_B — объем отдачи за избыточный период.

Очевидно, что указанное условие выполняется, если годовой объем отдачи A_Γ не превышает объем годового стока Γ :

$$(A_B + A_{ДП}) = A_\Gamma \leq \Gamma = (B + ДП), \quad (3.3)$$

т. е. ресурсы каждого года достаточны для покрытия годовой потребности в воде. Такое регулирование стока сводится к перераспределению его между сезонами года и называется сезонно-годовым или просто сезонным. При сезонном регулировании излишки воды сбрасываются из водохранилища в нижний бьеф, т. е. к началу половодья следующего года рабочая емкость опорожняется полностью. Таким образом, при сезонно-годовом регулировании результаты работы водохранилища в завершившемся водохозяйственном году не влияют на работу следующего года.

Поскольку обеспеченность гарантированной отдачи определяется нормативно и представляет собой отношение числа бесперебойных лет $N_{бесп}$ к общему числу лет N :

$$P^* = \frac{N_{бесп}}{N+1} 100\%, \quad (3.4)$$

можно сформулировать критерий достаточности годично-сезонного регулирования стока: $A_\Gamma \leq \Gamma_p$. В противном случае (при $A_\Gamma > \Gamma_p$) требуется перераспределение стока из более многоводных в маловодные годы.

Критерий $A_\Gamma \leq \Gamma_p$ учитывает вероятностный характер колебаний годового стока и означает, что для покрытия годового объема отдачи A_Γ в нормативно определенном числе случаев, т. е. обеспеченностью P , объем годового стока Γ достаточен и требуется только перераспределить его внутри года. Требуемое перераспределение возможно, если располагаемая емкость регулирования V_p будет не меньше, чем дефицит стока D в нормативно определенном числе случаев из общего числа лет, т. е. с обеспеченностью P . Задача расчета регулирования в этом и состоит: найти такой объем регулирующей емкости V_p , чтобы заданная отдача имела обеспеченность P в смысле выражения (3.4). Сущность задачи не меняется, если задана емкость V_p , обеспеченность P , а значение q_i отыскивается.

Представим, что режим речного стока задан в виде календарной последовательности расходов или объемов стока по декадам или помесечно за достаточно продолжительный ряд лет. Задан величину регулирующей емкости V_p и отдачу q и будем

иметь в виду правило сезонно-годового регулирования: перед каждым половодьем рабочая емкость V_p должна быть пустой. Календарная последовательность стока таким образом делится на водохозяйственные годы, начало которых приходится на начало весеннего половодья. Теперь можно по имеющемуся ряду объемов стока w_i за промежутки времени Δt_i (декады, месяцы) провести расчет баланса воды в водохранилище:

$$V_t = V_{t-1} + w_t - A_t, \quad 0 \leq V_t \leq V_p, \quad (3.5)$$

где V_t — объем стока воды, содержащейся в водохранилище на конец t -го интервала; w_t — приток в водохранилище и A_t — отдача из водохранилища за t -й интервал. Если происходит переполнение водохранилища, избыток $(V_t - V_p)$ сбрасывается в нижний бьеф (холостые сбросы). На каждый расчетный интервал времени Δt_i располагаемый ресурс воды R_t составляет объем воды, оставшийся в водохранилище от предыдущего интервала V_{t-1} , и приток воды w_t : $R_t = V_{t-1} + w_t$.

Если располагаемый ресурс R_t не меньше отдачи A_t , то рассматриваемый интервал бесперебойный — $R_t \geq A_t$; при $R_t < A_t$ интервал — перебойный. Имея такой расчет по каждому году за все N лет календарного ряда, можно выявить все перебои и подсчитать число лет, в которых не было ни одного перебоя $N_{бесп}$, и оценить по формуле (3.4) обеспеченность бесперебойной отдачи при заданных условиях, т. е. при фиксированных значениях полезной (рабочей) емкости V_p и отдачи q . Поскольку обеспеченность отдачи P задается нормативно, расчет проводится несколько раз до совпадения $P^* = P$, изменяя либо V_p , либо q (прямая задача, когда заданными считаются q и P , а V_p отыскивается, обратная задача — заданы V_p и P , а q отыскивается).

Описанный подход к решению задачи регулирования называется календарным методом, в практике водохозяйственного проектирования он является основным. При наличии длительного ряда наблюдений задача расчетов многолетнего регулирования решается аналогично расчетам сезонного регулирования. Разница состоит лишь в том, что приходится задавать не только отдачу q и емкость V_p , но и составляющие емкости — сезонную V_c и многолетнюю V_m . Сезонная составляющая предназначается для выравнивания внутригодовой неравномерности стока, а многолетняя — для аккумуляции избытков стока в многоводные годы ($\Gamma > A_\Gamma$) с тем, чтобы израсходовать эти избытки в маловодные годы ($\Gamma < A_\Gamma$).

Таким образом, при многолетнем регулировании результаты одного водохозяйственного года влияют на результаты последующих (одного или нескольких лет) через объем переходящего от года к году запаса воды в многолетней составляющей емкости.

Расчет по календарному методу является чрезвычайно трудоемким несмотря на кажущуюся простоту балансовых операций

типа выражения (3.5). Кроме того, при проектировании гидроузлов рассматривается множество вариантов регулирования: при разных сочетаниях $V_{п}$ и q_t , разных правилах сработки и наполнения, нескольких вариантах размещения створов, типов оборудования и т. п.

Поэтому расчеты регулирования, в особенности на первоначальных этапах, стараются упростить за счет некоторой схематизации приемов анализа и исходной информации.

Так, при расчетах многолетнего регулирования рабочая емкость определяется отдельно как сумма $V_{п} = V_{м} + V_{с}$. Многолетняя составляющая определяется по специально разработанным номограммам, а сезонная составляющая — балансовым расчетом по году с объемом, равным годовой отдаче $\Gamma = A_{г}$.

При расчетах сезонного регулирования используется другой путь сокращения трудоемкости расчета: предварительное определение $V_{п}$ и q_t проводится по одному году-модели заданной обеспеченности. Разработка такой модели года (точнее, модели гидрографа), которая по информативности могла бы заменить собой календарный ряд при расчетах сезонно-годового регулирования, составляет предмет расчета внутригодового распределения стока. Поэтому критерием эффективности того или иного способа расчета внутригодового распределения стока является степень совпадения водохозяйственных параметров (отдач, емкостей), определенных непосредственно по календарному ряду и по году-модели, получаемой в результате применения этого способа.

Рассмотрим теперь расчеты сезонно-годового регулирования по каждому году в несколько иной, чем ранее, плоскости: перебойными годами являются те, в которых дефицит D больше фиксированной емкости водохранилища $V_{п}$. Определим по каждому i -му году календарного ряда за N лет дефицит D_i при заданной отдаче q и построим эмпирическую кривую обеспеченности $P_N(D)$. Основанием для такого построения является независимость параметров сезонно-годового регулирования за каждый год друг от друга. Если взять емкость регулирования $V_{п}$, равной дефициту обеспеченности (например, 10%), то это означает, что в 10% лет дефицит будет больше, чем емкость $V_{п}$, т. е. эти годы будут перебойными, а в остальные 90% лет $D_i \leq V_{п}$ (бесперебойные годы). В более общем случае можно записать:

$$P_{vn}(q) = 1 - P(D). \quad (3.6)$$

Теперь предположим, что продолжительность дефицитного периода за все годы одинакова и приурочена к одним и тем же календарным срокам. Тогда объем отдачи за дефицитный период одинаков в каждом году (обозначим его $A_{дп}$), а объем дефицита полностью определяется стоком за дефицитный период (ДП): $D = A_{дп} - \text{ДП}$ и, следовательно, $P(D) = 1 - P(\text{ДП})$ или, учитывая (3.6):

$$P_{vn}(q) = P(\text{ДП}), \quad (3.7)$$

т. е. обеспеченность бесперебойной отдачи равна обеспеченности стока за дефицитный период.

При решении обратной задачи сезонно-годового регулирования приходим к такому же выводу. Объем максимально возможной отдачи в дефицитный период в каждом i -м году $A_{дп}$ — это приток воды в i -й дефицитный период ДП_i , к которому добавляется один и тот же объем, аккумулированный в рабочей емкости $V_{п}$: $A_{дп}_i = \text{ДП}_i + V_{п}$. Так как $V_{п}$ — постоянная величина, то кривая обеспеченности $A_{дп}(P)$ есть не что иное, как кривая обеспеченности $\text{ДП}(P)$, поднятая на величину $V_{п}$; $P_{V_{п}}(A_{дп}) = P(\text{ДП})$ или $P_{V_{п}}(q) = P(\text{ДП})$, т. е. обеспеченность бесперебойной отдачи равна обеспеченности стока дефицитного периода.

Это фундаментальное свойство сезонно-годового регулирования и должно быть положено в основу модели гидрографа.

В зависимости от глубины регулирования, т. е. от величины заданной отдачи, продолжительность дефицитного периода, а следовательно, и все его статистические характеристики будут различными. В процессе водохозяйственных расчетов отработывается несколько вариантов различных сочетаний емкости и отдачи, поэтому следует предусмотреть возможность расчета для всех уровней отдач в рамках сезонно-годового регулирования: от полного годовичного ($A_{г} = \Gamma_{г}$ или $q_{п} = Q_{\text{ср.год},P}$) до отсутствия регулирования ($q_{п} = Q_{\text{мин},P}$) где $Q_{\text{мин}}$ — минимальный расход (суточный, декадный или среднемесячный).

3.2.2. Метод компоновки

На практике достаточна такая схематизация внутригодового распределения, при которой предусматриваются три «опорных» случая по глубине регулирования: полное годовичное, неглубокое сезонное и при отсутствии регулирования.

1. При полном годовичном регулировании дефицитный период распространяется обычно на несколько сезонов (например, на реках с весенним половодьем — на лето — осень и зиму), в этом случае он называется лимитирующим периодом с объемом стока, обозначаемым ЛП.

2. При сезонном регулировании дефицитному периоду соответствует один из маловодных сезонов (зима или лето — осень) с объемом стока ЛС.

3. При отсутствии или при очень незначительном регулировании (в пределах месяца) критическим периодом является минимальный месяц в году ($Q_{\text{мин},30\text{-дн.}}$) с объемом стока ЛМ.

Остальные случаи регулирования получаются как бы интерполяцией между «опорными» (зафиксированными по отдаче).

При такой схематизации создается модель, в которой объемы стока за год, лимитирующий период, лимитирующий сезон и лимитирующий месяц имеют заданную обеспеченность P :

$$\Gamma_P, \text{ ЛП}_P, \text{ ЛС}_P, \text{ ЛМ}_P. \quad (3.8)$$

Модель внутригодового распределения, приближенно удовлетворяющая этому условию, может быть выбрана из числа наблюдаемых лет. Однако указанный подход не всегда гарантирует успех и в общем случае требует длительного ряда наблюдений. Поэтому в практике водохозяйственного проектирования получил распространение другой прием — метод компоновки, с помощью которого рассчитывается такой гидрограф, в котором жестко выдерживаются условия регулирования в трех опорных случаях отдачи (3.8), а остальные соотношения между объемами стока выдерживаются в той степени, в какой они не противостоят первым.

Сформулированная выше методическая основа компоновки реализуется следующим образом:

1) каждый год делится на лимитирующий и нелимитирующий периоды; лимитирующий период делится на лимитирующий и нелимитирующий сезоны; указанное деление во избежание разрезки лимитирующего сезона ведется по водохозяйственным годам (с начала многоводного сезона), а сроки сезонов назначаются жесткими, т. е. едиными для всех лет, с округлением до целого месяца; продолжительность многоводного сезона назначается с запасом, так чтобы в принятых границах проходили фактические половодья за все годы (рис. 3.2);

2) по каждому водохозяйственному году подсчитываются суммы среднемесячных расходов за год Γ_i , нелимитирующий период НП_i , лимитирующий период ЛП_i , нелимитирующий сезон НС_i , лимитирующий сезон ЛС_i , а также делается выборка минимальных 30-дневных расходов внутри лимитирующего сезона ЛМ_i ;

3) строятся кривые обеспеченности (эмпирические или аналитические) всех лимитирующих величин;

4) по этим кривым определяются лимитирующие величины заданной обеспеченности Γ_p , ЛП_p , ЛС_p , ЛМ_p и вычисляются дополняющие (нелимитирующие) величины:

$$\text{НП}^* = \Gamma_p - \text{ЛП}_p, \text{НС}^* = \text{ЛП}_p - \text{ЛС}_p, \text{НМ}^* = \text{ЛС}_p - \text{ЛМ}_p, \quad (3.9)$$

где НМ — сумма среднемесячных расходов лимитирующего сезона за вычетом лимитирующего месяца;

5) производится схематичная детализация распределения се-

зонных величин стока НП^* , НС^* и ЛС_p по месяцам с помощью приема, рассматриваемого ниже.

Внутрисезонное распределение стока может приниматься приближенно, потому что результаты водохозяйственного расчета зависят в основном от общей водности дефицитного периода и детали распределения внутри этого периода не играют определяющей роли.

Внутрисезонное распределение в общем случае зависит от водности сезона, поэтому расчет следует вести отдельно для различных групп водности каждого из сезонов, устанавливая среднее распределение для каждой из групп для устранения индивидуальных, нетипичных особенностей отдельных лет. Обычно принимают три градации водности сезона: многоводную ($P < 33\%$), среднюю ($33\% \leq P \leq 66\%$) и маловодную ($P > 66\%$). При достаточно большом числе лет наблюдений (превышающем 25—30 лет) выделяют в случае необходимости еще две градации — очень маловодную ($P > 90\%$) и очень многоводную ($P < 16\%$). При длине имеющегося ряда менее 15 лет деление сезонов на группы не производится.

В избежание выравнивания (сглаживания) внутрисезонного распределения при осреднении его за несколько лет из-за ежегодного сдвига сроков наступления одинаковых фаз режима используется искусственный прием, сводящийся к последовательности следующих операций:

1) производится выборка сезонов, входящих в рассматриваемую градацию водности;

2) внутри каждого сезона месячные расходы располагаются в убывающем порядке с указанием календарного месяца, к которому они относятся;

3) за все годы, вошедшие в рассматриваемую градацию водности, суммируются месячные расходы с одинаковым порядковым номером, а также их суммы за сезон;

4) по этим данным вычисляется среднее распределение стока по месяцам с одинаковым порядковым номером (в процентах от сезонной суммы);

5) для каждого порядкового номера выявляется календарный месяц, наиболее часто встречающийся на этом месте, и ему приписывается та доля стока ($v\%$), которая установлена для рассматриваемого порядкового номера.

Модель года заданной обеспеченности (гидрограф среднемесячных расходов) получается распределением сезонных величин стока (НП^* , НС^* и ЛС_p) по каждому месяцу сезона в соответствии с его долей, установленной в результате описанной выше процедуры.

Расчет внутригодового распределения стока необходимо увязывать с расчетом минимального стока, особенно если возможны варианты использования речного стока при незначительном его регулировании (или вовсе без регулирования), когда значения расчетного расхода воды или водной энергии определяются величиной минимального месячного расхода.

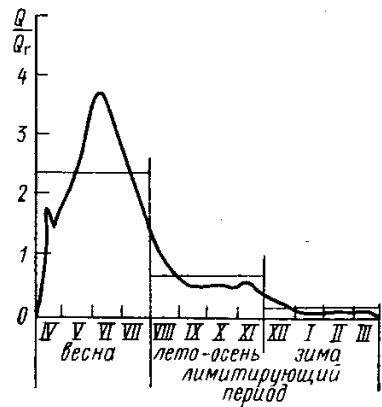


Рис. 3.2. Выделения гидрологических сезонов и назначения лимитирующих периода и сезона

Для этой цели в расчет распределения стока внутри сезона включается величина минимального месячного стока заданной обеспеченности $ЛМ_p$, относимая к месяцу соответственного сезона, в котором наблюдается минимум в преобладающем числе случаев. Распределение стока по остальным месяцам лимитирующего сезона принимается по среднему распределению с исключением из него календарного месяца, к которому отнесен минимальный расход.

Модель гидрографа, полученная при компоновке сезонов и детализации внутрисезонного распределения (по месяцам и декадам), может быть представлена также в виде относительного распределения стока в процентах от годового.

Сравнение параметров сезонно-годового регулирования, вычисленных по многолетнему ряду гидрометрических наблюдений (календарным методом) и по расчетным гидрографам, полученным по описанной выше методике, показало, что последние не имеют систематической погрешности, хотя относительные размеры случайного разброса оценок при низких степенях регулирования могут быть весьма значительными. Такой результат вполне объясним: чем меньше глубина регулирования, тем большей должна быть детализация внутригодового распределения в расчетном гидрографе; при высокой степени регулирования, приближающейся к полному годичному, параметры регулирования определяются объемом притока за весь лимитирующий период. В целом эта методика, предложенная еще в 50-е годы В. Г. Андреевым, хорошо оправдала себя в практике водохозяйственных расчетов.

Иногда в расчетах по методу компоновки относительное внутригодовое распределение оказывается практически одинаковым для лет разной обеспеченности, т. е. не зависит от водности года. Это следствие примерного равенства коэффициентов вариации и асимметрии величин стока за год, лимитирующий период и лимитирующий сезон, а также отсутствия существенных различий в характере внутрисезонного распределения для разных градаций водности. При равенстве C_v и C_s величин Γ , $ЛП$, $ЛС$ возникает примерное равенство их модульных коэффициентов одинаковой обеспеченности K_p и соотношений между годовым и сезонным стоком:

$$\frac{ЛП_p}{\Gamma_p} = \frac{ЛП \cdot K_p}{\bar{\Gamma} \cdot K_p} = \frac{ЛП}{\bar{\Gamma}}; \quad \frac{НП^*}{\Gamma_p} = \frac{\Gamma_p - ЛП_p}{\Gamma_p} = 1 - \frac{ЛП}{\bar{\Gamma}}. \quad (3.10)$$

При незначительности различий помесечного распределения внутри сезонов разной водности соотношения (3.10) приводят к одинаковому относительному распределению в годах различной обеспеченности.

В этом случае схема расчета может быть значительно упрощена:

1) для всех лет внутри каждого из сезонов месячные расходы располагаются в порядке убывания;

2) ранжированные таким образом месячные расходы суммируются за весь период наблюдений, и итоговые данные относятся к тому календарному месяцу, который наиболее часто встречается для данного порядкового номера;

3) по итоговым данным устанавливается среднее относительное распределение по месяцам и сезонам (в % годового).

Модель года заданной обеспеченности получается распределением годовой суммы среднемесячных расходов по месяцам в соответствии с полученным средним относительным распределением.

Для рек с значительным озерным регулированием распределение стока по сезонам и месяцам мало зависит от водности года, поэтому расчет может выполняться по упрощенному варианту, изложенному выше.

При паводочном режиме обычно возникают затруднения при расчете внутрисезонного распределения стока из-за неопределенности отнесения величин месячного стока, расположенных внутри сезона в порядке убывания, к тому или иному календарному месяцу. Эта неопределенность возникает вследствие примерной равновероятности наступления паводков в каждом из месяцев сезона. В этом случае приходится отказываться от календарного распределения стока внутри паводочного сезона, а помесечное распределение выражать в виде таблицы продолжительности месячных расходов воды.

3.2.3. Установление внутригодового распределения стока путем выбора расчетного года из числа фактических

Данный расчетный прием возник раньше метода компоновки в связи с задачами регулирования стока на переменную отдачу, при которых требуется детальная характеристика внутригодового режима стока. Замысел приема в связи с этими задачами состоит в том, чтобы выбрать несколько лет, близких по водности к году заданной обеспеченности Γ_p в качестве гидрографов-моделей. По этим моделям просчитать несколько вариантов сработки и наполнения водохранилища, по которым можно предусмотреть наиболее неблагоприятные сочетания условий и учесть их при назначении параметров и правил регулирования стока. Чтобы водность года-модели Γ_i в точности равнялась водности года заданной обеспеченности Γ_p , ординаты гидрографа выбранного года Q_i перемножаются на корректирующий коэффициент $K = \Gamma_p / \Gamma_i$. Нетрудно видеть главный недостаток этого подхода, при котором строго выдерживается только требование равенства обеспеченности годового объема стока заданной обеспеченности бесперебойной отдачи. Остальные критические величины, определяющие параметры регулирования, при этом могут иметь обеспеченность, существенно отличающуюся от заданной. При разработке правил регулирования этот недостаток оправдан многовариантностью моделей и выбором наилучших сочетаний условий регулирования, а в расчетах внутригодового распределения

несоответствие обеспеченности стока критических (лимитирующих) периодов заданной обеспеченности приведет к ошибкам в определении емкостей регулирования и гарантированных отдач. Поэтому к выбору года-модели из числа реальных лет предъявляются довольно жесткие требования, а именно: обеспеченности для года, лимитирующего периода и сезона, а также минимального месячного расхода должны быть наиболее близки друг к другу и к заданной обеспеченности.

Технически такой выбор осуществляется с помощью следующих операций:

1) водохозяйственный год разбивается на периоды и сезоны с жесткими календарными границами, за каждый год подсчитываются суммы месячных расходов G_i , ЛП_{*i*}, ЛС_{*i*} и выписывается лимитирующий (минимальный) месячный расход ЛМ_{*i*};

2) полученные величины для каждой из этих характеристик располагаются в порядке убывания и около них выписываются водохозяйственные годы, к которым они относятся, и их эмпирические обеспеченности;

3) из числа имеющихся лет выбирается год, в котором обеспеченности для года и лимитирующих периода и сезона, а также минимального месячного расхода наиболее близки друг к другу и к заданной обеспеченности.

Затем устанавливается относительное распределение по месяцам. Расчетный гидрограф среднемесячных расходов получается перемножением годовой суммы на доли стока календарных месяцев выбранного года-модели. Целесообразно также проверить обеспеченность лимитирующих величин в полученном расчетном гидрографе — Р(ЛП), Р(ЛС), Р(ЛМ), поскольку указанная операция приведения года-модели к году заданной обеспеченности эквивалентна применению переходного коэффициента $K = G_P / G_i$, которая гарантирует успех только в случае примерного равенства коэффициентов вариации рассматриваемых величин или при небольшом отличии их обеспеченностей от заданной.

Если выбор подходящего года затруднителен по всему набору критических величин, тогда приходится ограничиваться выполнением требований в отношении годового стока и лимитирующего периода или сезона в зависимости от предположительной глубины регулирования.

3.2.4. Требования к исходному ряду гидрометрических наблюдений

При выполнении расчетов внутригодового распределения необходимо выполнение общих требований к исходному ряду гидрометрических наблюдений, изложенных в разд. 2.1. Для повышения точности расчета независимо от применяемого метода рекомендуется проводить оценку репрезентативности имеющегося ряда при его продолжительности менее 20 лет по двум критериям:

1) среднему распределению стока по сезонам года (в долях от годового стока); 2) обеспеченности лимитирующих величин (Г, ЛП, ЛС) в годы периода наблюдений.

Оценка репрезентативности проводится по данным опорного пункта, имеющего длинный ряд наблюдений за период N лет, включающий в себя период наблюдений n лет по изучаемому пункту. Цель проверки по первому критерию — выявление аномалий внутригодового распределения, обусловленных особенностями режима стока периода наблюдений. Технически такая проверка осуществляется расчетом среднего распределения стока по данным опорного пункта за N и n лет наблюдений. При значительном расхождении следует выполнять приведение к длинному ряду N средних значений стока за год, лимитирующий период и сезон, полученных по имеющемуся короткому ряду n .

Второй критерий направлен на выяснение полноты и равномерности освещения имеющимся рядом наблюдений различных градаций водности лет. По данным опорного пункта за N лет строятся кривые обеспеченности стока за год, лимитирующий период и сезон. На этих кривых выделяются точки, соответствующие годам за период наблюдений n лет. Если точки, соответствующие стоку за короткий период, распределяются равномерно по всей амплитуде обеспеченностей, то короткий ряд признается репрезентативным.

Деление водохозяйственного года на периоды и сезоны производится в зависимости от типа режима реки и преобладающего вида использования стока, т. е. от соотношения в разные сезоны года расходов воды и водопотребления.

При решении конкретных задач границы периодов и сезонов приходится устанавливать в индивидуальном порядке, сопоставляя предположительный график водопотребления с гидрографами естественного стока за имеющийся период наблюдений.

В любом случае назначения сезонов и периодов их границы принимаются в жесткой календарной разрезке года, что обусловлено самой постановкой задачи расчетов внутригодового распределения и способом обработки материалов наблюдений. Сроки сезонов принимаются с округлением до целого месяца, а продолжительность многоводного сезона назначается с запасом таким образом, чтобы в принятых границах проходили все фактические половодья. Перечисленные выше вынужденные допущения при назначении границ сезонов являются одной из причин того, что ряды величин стока, с которыми приходится иметь дело в расчетах внутригодового распределения, не всегда являются фазово-однородными. Следствием фазовой неоднородности, как правило, является сложная форма эмпирических кривых обеспеченности, которая плохо описывается применяющимися в гидрологии аналитическими ФРВ. Поэтому при расчете распределения стока по сезонам в качестве основного способа рекомендуется использовать эмпирические кривые обеспеченности.

Применение этих кривых вызывает необходимость увязки их между собой во избежание грубых просчетов, особенно в области редких повторяемости, где они всегда проводятся с большей или меньшей степенью неуверенности. Увязка кривых производится с помощью графиков связи равнообеспеченных значений лимитирующих величин: $ЛП_p=f(\Gamma_p)$, $ЛС_p=f(ЛП_p)$ и $ЛМ_p=f(ЛП_p)$. Цель увязки — корректировка тех участков кривых обеспеченности, которые проявляются на графиках связи в виде «выскакивающих» точек или нарушений монотонности линий связи вследствие необоснованного проведения сглаживающих кривых обеспеченности, а также случайных особенностей эмпирических распределений. В области больших обеспеченности следует обратить внимание, не превышает ли сток части периода стока всего периода (например, сток за лимитирующий сезон стока лимитирующего периода).

Увязка эмпирических кривых обеспеченности может быть произведена в форме графиков связи равнообеспеченных модульных коэффициентов $К_{лп}=f(K_{\Gamma})$, $К_{лс}=f(K_{лп})$, $К_{лм}=f(K_{лс})$. При этом побочным ее результатом является возможность использования полученных графиков для расчетов внутригодового стока малоизученных рек методом гидрологической аналогии.

3.2.5. Кривые продолжительности суточных расходов воды

Изложенные выше методы расчета внутригодового распределения стока преследуют цель представления его хронологического хода применительно к задачам использования водных ресурсов. Вместе с тем внутригодовое распределение может характеризоваться показателями, свободными от учета календарной последовательности. Такие показатели в более общем виде дают представление о внутригодовой неравномерности стока, что позволяет использовать их для количественного сопоставления режимов различных лет по одному водному объекту (например, в целях исследования зависимости внутригодового распределения от водности года) либо для сравнения различных рек с точки зрения эффективности использования стока. Из числа таких характеристик наибольшее распространение в гидрологических и водохозяйственных расчетах получила кривая продолжительности суточных расходов, показывающая продолжительность времени (в днях или долях и процентах года), в течение которого расход воды равен или превышает заданный. Построение кривой продолжительности суточных расходов воды аналогично построению кривой продолжительности уровня, рассматриваемого в курсе «Гидрометрия», поэтому напомним только существо дела. Если имеется таблица ежедневных расходов воды, то нужно расположить все 365 значений в убывающем порядке $Q_1 \geq Q_2 \geq \dots \geq Q_{t-1} \geq Q_t \geq Q_{t+1} \geq \dots \geq Q_{364} \geq Q_{365}$, значение расхода Q — ор-

дината, а индекс t — абсцисса кривой продолжительности. Для удобства анализа кривых продолжительности расход часто выражают в виде модульного коэффициента $K_t = Q_t / Q_{\text{ср. год}}$, а продолжительность t — в долях от продолжительности года $p = t/365$. Важнейшим параметром кривой продолжительности, широко применяющимся в гидрологии в качестве обобщенного показателя режима стока, является коэффициент естественной зарегулированности стока (ϕ), показывающий долю так называ-

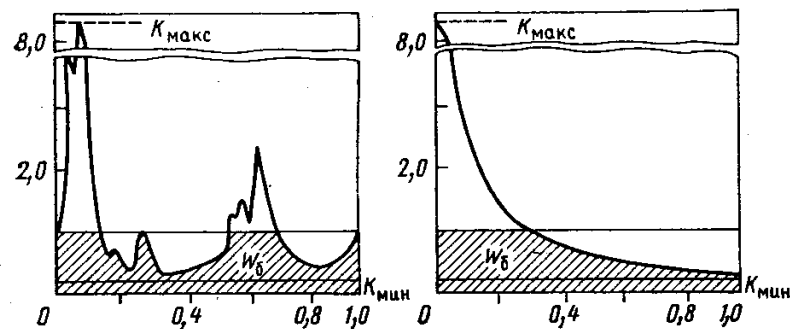


Рис. 3.3. Кривая продолжительности суточных расходов воды и определение базисного стока (W_6)

емого базисного стока в годовом объеме (рис. 3.3): $\phi = W_{\text{баз}} / W_{\text{год}}$, где $W_{\text{баз}}$ — базисный сток, который соответствует площади, ограниченной кривой продолжительности ниже линии среднегодового расхода. В водохозяйственных расчетах большее распространение получил другой обобщенный показатель внутригодового распределения стока — коэффициент внутригодовой неравномерности стока d , являющийся дополнением до единицы коэффициента естественной зарегулированности: $d = 1 - \phi$. Коэффициент внутригодовой неравномерности численно равен емкости регулирования (в долях от годового объема), необходимой для полного выравнивания стока внутри года. Таким образом, этот показатель характеризует внутригодовое распределение с точки зрения условий регулирования речного стока.

Коэффициент естественной зарегулированности стока применяется в основном для сравнительной характеристики разных рек или гидрологических районов как показатель наиболее устойчивых («базисных») водных ресурсов.

Коэффициент внутригодовой неравномерности используется преимущественно как показатель условий регулирования для сравнения разных лет в форме зависимостей d_i от водности года $K_i = \Gamma_i / \Gamma_0$.

Кривые продолжительности суточных расходов воды находят также применение при исследовании качества речных вод. С их помощью определяют период времени, в течение которого будут отмечаться определенные уровни загрязнения речных вод.

Кривая продолжительности суточных расходов, соответствующая году заданной обеспеченности, рассчитывается следующим образом:

1) подбирается год-модель, обеспеченность которого близка к заданной;

2) по этому году-модели строится кривая продолжительности в модульных коэффициентах $K_{t,m} = Q_{t,m} / Q_{\text{ср.год},m}$ (кривая-модель);

3) ординаты модели $K_{t,m}$ перемножаются на среднегодовой расход заданной обеспеченности: $Q_{t,p} = K_{t,m} Q_{\text{ср.год},p}$. Указанный прием более приближенный, нежели выбор года-модели для внутригодового распределения, однако малая трудоемкость иногда делает целесообразным применение его на предварительных стадиях проектирования.

Кривые продолжительности наибольшее применение получили в водноэнергетических расчетах для определения основных показателей ГЭС, работающих без регулирования или с суточным регулированием: среднегодовая мощность и выработка электроэнергии, число часов использования установленной мощности в году и т. д. При представлении стока в виде календарных таблиц ежедневных расходов воды водноэнергетические характеристики получают также в виде календарных таблиц или графиков, по которым строятся кривые продолжительности элементов водноэнергетического режима. Определение водноэнергетических показателей представляет собой довольно трудоемкую операцию из-за многовариантности расчетов, поэтому ее стараются упростить.

Смысл операции состоит в том, чтобы при выбранном нормальном подпорном уровне (НПУ) в данном створе и при данном оборудовании пересчитать среднесуточные расходы воды в среднесуточные мощности ГЭС:

$$N = 9,81 Q H \eta(Q, H), \quad (3.11)$$

где Q — расход; H — напор, определяемый как разность между постоянным НПУ и уровнем нижнего бьефа, зависящим от расходов воды по кривой $z = z(Q)$; $\eta(Q, H)$ — коэффициент полезного действия ГЭС, зависящий от расхода и напора. Применение кривой продолжительности суточных расходов воды сильно сокращает трудоемкость расчетов, поскольку достаточно 10—12 точек, чтобы по формуле (3.11) перестроить эту кривую в кривую продолжительности среднесуточных мощностей, по которой определяется среднегодовая мощность $N_{\text{год}}$ и годовая выработка энергии $E_{\text{год}}$.

Ввиду многовариантности расчетов на стадии выбора основных водноэнергетических параметров ГЭС расчеты проводят по характерным годам — средневодному и маловодному заданной обеспеченности. Кривая продолжительности заданной обеспеченности получается по модели маловодного года способом, описанным выше: $Q_{t,p} = K_{t,m} Q_{\text{ср.год},p}$. По этой кривой определяются энергетические характеристики заданной обеспеченности.

Средние многолетние характеристики определяются с помощью обобщенных данных по:

а) средней кривой продолжительности суточных расходов;

б) абсолютной кривой продолжительности суточных расходов.

Средняя кривая продолжительности строится путем осреднения ординат кривых каждого года; обычно используются характерные ординаты (максимальный суточный расход, 30, 90, 180, 270, 355-дневный и минимальный). Абсолютная кривая суточных расходов воды строится расположением суточных расходов за весь период наблюдений N лет в убывающем порядке. Исследования, проведенные В. Г. Андреевым (1960), показали, что для характеристики среднемноголетних значений водноэнергетических показателей более предпочтительно использовать абсолютную кривую продолжительности, в особенности для точного определения годовой выработки электроэнергии. Для характеристики водноэнергетического режима средневодного года следует принимать среднюю кривую продолжительности.

3.2.6. Моделирование гидрологических рядов с учетом внутригодового распределения стока

В практике водохозяйственного проектирования моделирование рядов годового стока находит применение для определения многолетней составляющей емкости водохранилища. В частности, упоминавшиеся ранее номограммы для определения многолетней составляющей были получены с помощью такого моделирования. Применение этих номограмм возможно лишь при искусственном разделении емкости на многолетнюю и сезонную составляющие. Однако такой прием расчета оправдан лишь как приближенная оценка, поскольку в действительности регулирование осуществляется как единый процесс перераспределения стока во времени, реализуемый в многолетнем плане как последовательность фаз наполнений и сбросов водохранилища по некоторым, иногда очень сложным правилам управления. При расчетах регулирования по календарному методу все величины (емкости наполнения, отдачи, сбросы) получаются простейшими балансовыми вычислениями. Балансовый расчет ведется по предельно ясной схеме календарной последовательности, не возникает никаких проблем в отношении сколь угодно сложных случаев регулирования. Расчеты регулирования с помощью так называемых обобщенных методов, в основе которых всегда лежит та или иная модель многолетних колебаний стока, возможны для простейших случаев (на постоянную отдачу); усложнение правил работы водохранилища вынуждает либо сильно огрублять расчет, либо прибегать к весьма трудоемким и неустойчивым вычислительным схемам.

Следовательно, если разработана модель колебаний стока, то наилучший способ ее применения в водохозяйственных расчетах состоит в моделировании гидрологического ряда с последую-

щей обработкой его по алгоритму календарного метода. Идея такого подхода к использованию математических моделей колебаний стока возникла в конце 20-х годов, однако начало ее практического применения приходится на 60-е годы.

Нетрудно видеть, что по ряду годовых величин стока (наблюденному или смоделированному) в результате любого способа обработки, в том числе и календарного метода, можно получить только многолетнюю составляющую емкости водохранилища — внутригодовая неравномерность стока в таком ряду никак не отражена. Поэтому возникает задача моделирования гидрологического ряда с месячным (или меньшим) интервалом временного осреднения. Расчет по таким рядам не только аналогичен расчету по обычному календарному ряду наблюдений, но и практически одинаков для различной глубины регулирования стока — многолетнего или сезонно-годового.

Существует несколько методов моделирования гидрологических рядов с учетом внутригодового распределения стока, из которых выделяются две основные группы: так называемые прямые методы (по схеме простой или сложной цепи Маркова) и композиционные методы моделирования.

Суть прямых методов состоит в представлении последовательности месячных величин стока в виде периодического случайного процесса с дискретным временем. В качестве реализации случайной функции принимаются данные наблюдений за 1 год, весь ряд наблюдений является семейством реализаций, а расходы одноименных месяцев за многолетний период рассматриваются как сечения случайной функции. Моделирование ведется по сложной цепи Маркова (при месячной разбивке до 12-звенной). Такой подход подкупает простотой и ясностью описания речного стока как случайного процесса, однако одновременно наталкивается на ряд затруднений принципиального характера:

1) одноименные месячные расходы являются генетически неоднородными величинами, а их функции распределения плохо описываются аналитическими формами;

2) если даже вышеупомянутое затруднение отсутствует, приходится принимать гипотезы об условных функциях распределения, проверить которые не представляется возможным.

В целом возможности применения прямых методов для практических целей представляются пока весьма ограниченными, несмотря на отдельные удачные примеры, имеющиеся к настоящему времени.

Композиционные методы предполагают раздельное описание годовых и внутригодовых колебаний стока, чтобы рассмотреть всевозможные их сочетания и взаимодействие. Из композиционных методов наибольшее развитие и применение получил так называемый метод фрагментов, предложенный Г. Г. Сванидзе (1961), суть которого состоит в следующем:

1) по имеющемуся ряду среднемесячных расходов воды за n

лет строится n фрагментов (по одному за каждый год), т. е. моделей внутригодового распределения в виде гидрографа среднемесячных расходов в относительных единицах $q_i = Q_i/Q$, где Q_i — среднемесячный расход; Q — среднегодовой расход; за каждый год вычисляется коэффициент внутригодовой неравномерности стока d ;

2) моделируется ряд среднегодовых расходов Q длиной N лет (например, 1000): $Q_1^*, Q_2^*, \dots, Q_i^*, \dots, Q_N^*$;

3) исследуется зависимость между водностью года и внутригодовым распределением с помощью графика или коррелятивной зависимости $d = f(K_r)$, где K_r — модульный коэффициент годового стока, $K_r = Q/Q_0$;

4) если внутригодовое распределение не зависит от водности года, то сочетание любого расхода Q_i (из ряда N) равновероятно с любым из имеющихся n фрагментов; исходя из этого, для каждого из среднегодовых расходов Q_i^* искусственного ряда выбирается фрагмент по урновой схеме с возвращением; ординаты фрагмента умножаются на Q_i^* и результат принимается за гидрограф i -го года искусственной реализации;

5) если обнаруживается зависимость внутригодового распределения от водности года, то все фрагменты делятся на три группы («урны»): многоводные, средние по водности, маловодные годы; розыгрыш фрагментов идет с учетом водности года — фрагмент выбирается из той группы водности, к которой принадлежит Q_i^* .

Возможен и более детальный учет разницы во внутригодовом распределении лет разной водности, иногда делят фрагменты на пять групп: очень многоводные годы ($P < 20\%$), многоводные (20—40), средневодные (40—60), маловодные (60—80) и очень маловодные ($P > 80\%$).

Основное преимущество метода фрагментов — возможность обходиться без введения гипотез о законах распределения месячных расходов воды (условных и безусловных), сохранить в первоначальном виде весьма сложные и трудно поддающиеся формализации статистические закономерности внутригодового распределения.

3.3. РАСЧЕТЫ МИНИМАЛЬНОГО СТОКА

Минимальный сток — наименьший по величине сток, обычно наблюдающийся в межень. В соответствии с задачами водохозяйственного проектирования характеристиками минимального стока являются средние минимальные расходы воды за периоды продолжительностью не более 30 сут (1, 10, 15, 30). Различия в периодах осреднения связаны с разными требованиями к допустимой продолжительности снижения подачи воды (электроэнергии, судоходных глубин и т. д.), изменяющейся в соответствии с типом и категорией водопользования и водопотребления. Харак-

теристики низкого стока — средние расходы или объемы — за больший период обычно рассматриваются уже как элемент расчета внутригодового распределения: сток за лимитирующий сезон, лимитирующий период (см. разд. 3.2).

Основные расчетные характеристики минимального стока — минимальный среднесуточный расход $Q_{сут}$ и минимальный средний расход за 30 дней с наименьшим стоком $Q_{30-дн}$. Расчетные минимальные расходы определяются отдельно для зимнего и летне-осеннего сезонов. Это связано с необходимостью учета их генетической и статистической неоднородности. Зимний и летне-осенний минимальный сток могут быть критическими для разных потребителей (например, летний — для оросительных систем, зимний — для гидроэнергетики).

Практическое значение характеристик минимального стока состоит в том, что они лимитируют водопотребление, выработку энергии на ГЭС, работу водного транспорта. Большое значение имеет определение этих характеристик при назначении минимально допустимых расходов воды, оставляемых в реках при осуществлении водозабора и устройстве водохранилищ, расчетах предельных величин сбросных расходов воды.

Основное применение в практике строительного проектирования находят характеристики минимального стока большой обеспеченности главным образом в диапазоне 75—97%. Последовательность операций по расчетам минимальных расходов воды заданной обеспеченности при наличии ряда гидрометрических наблюдений аналогична годовому стоку (см. разд. 3.1). Однако расчеты минимального стока имеют некоторые существенные особенности.

Во-первых, статистическому анализу временных рядов минимального стока всегда должна предшествовать основательная проверка исходных материалов наблюдений из-за низкой точности измерений и подсчета минимальных расходов воды, а также необходимости учета возможных искажений естественного режима регулируемыми водохранилищами, водозаборами и сбросами. Грубые ошибки можно выявить сопоставлением имеющих величин как по одной, так и по ряду соседних рек, находящихся в одинаковых гидрологических условиях. В качестве первоначального контроля полезно построить графики связи минимальных расходов различной продолжительности осреднения (например, летне-осенние $Q_{сут}$ и $Q_{30-дн}$), проанализировать причины резких отклонений точек за отдельные годы.

Во-вторых, ранжированным рядам минимальных расходов ($Q_1 \geq Q_2 \geq \dots \geq Q_n$) в основном присуща неустранимая генетическая неоднородность. Это связано с тем, что в формировании относительно высоких минимальных расходов (особенно летних) могут принимать участие поверхностные воды. Напротив, очень низкие минимальные расходы формируются в период длительной межени при полной сработке русловых запасов поверхностных и частично грунтовых вод, когда река в значительной сте-

пени переходит на питание глубокими подземными водами. Следствием указанной неоднородности является сложная форма эмпирических кривых обеспеченности, в верхней части которой «собираются» минимальные расходы одного генезиса, а в

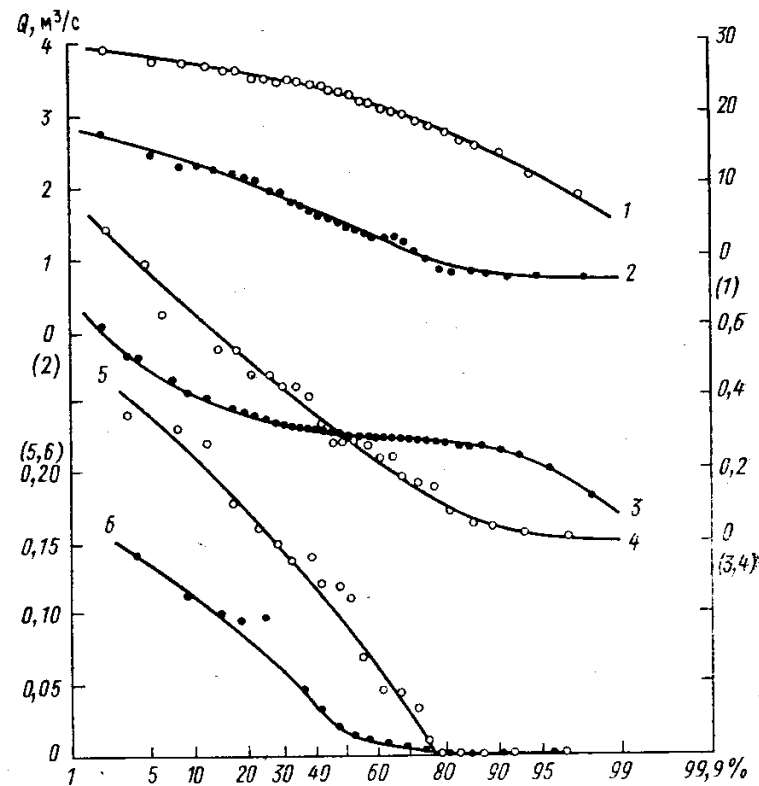


Рис. 3.4. Типы эмпирических кривых (1, 2, 3, 4, 5, 6) обеспеченности минимального 30-дневного стока (по А. М. Владимирову)

нижней — другого. На рис. 3.4 показаны возможные типы эмпирических кривых обеспеченности 30-дневных минимальных расходов воды. Наличие в отдельных случаях крутого изгиба кривых в их нижней части объясняется особенностями подземного питания рек в маловодный период. При истощении основных водоносных горизонтов, находящихся в относительной близости к поверхности, река переходит на питание из наиболее глубокого водоносного горизонта. При небольшой глубине дренирования этого горизонта или его малой обводненности поступление воды в русло реки резко сокращается, что находит отражение в форме нижней части эмпирической кривой (кривая 3 на рис. 3.4). Нередко можно встретить явление пересыхания или перемерзания реки (кривые 5 и 6).

Описание таких сложных эмпирических распределений стандартными аналитическими кривыми не представляется возможным, поэтому приходится ограничиваться их графическим сглаживанием. Для выявления ошибок в проведении сглаженных кривых необходимо произвести их увязку в зоне больших обеспеченностей с помощью графиков связи равнообеспеченных значений $Q_{сут}$ и $Q_{30-дн}$. При наличии в ряду нулевых значений стока (пересыхание или перемерзание) можно также воспользоваться рекомендациями разд. 2.6., формула (2.53).

3.4. ОСОБЕННОСТИ РАСЧЕТОВ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ ПРИ НАЛИЧИИ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Расчет максимальных расходов воды — один из наиболее ответственных элементов проектирования любого гидротехнического сооружения, лежащих в основе назначения размеров водосбросных сооружений. С ним связано также проектирование большого числа мостовых переходов и труб на сети железных и автомобильных дорог. От правильного назначения водосбросных и водопропускных отверстий зависит, с одной стороны, безаварийность и бесперебойность работы гидротехнических сооружений, с другой — их стоимость, т. е. реализуется обычный принцип любого инженерного решения: повышение надежности работы сооружений и оборудования уменьшает степень риска вывода их из строя, но требует дополнительных затрат. Сложность экономической оценки вероятных ущербов от вынужденного пропуска максимальных расходов, а также массовый характер гидротехнического проектирования приводят к необходимости нормативного подхода к определению расчетных проектных расходов. Это усиливается также тем, что аварии гидротехнических сооружений часто связаны не только с экономическим ущербом, но и с социальными последствиями (затоплением местности и населенных пунктов, длительным выходом из строя путей сообщения, систем водо- и энергоснабжения, а также и с человеческими жертвами).

Принципы нормативного подхода к назначению расчетных максимальных расходов воды сводятся к двум главным положениям:

1) в качестве критерия, характеризующего расчетную величину максимального расхода воды, подлежащего пропуску через гидротехнические сооружения, принимается вероятность его ежегодного превышения — она и служит основным предметом нормирования;

2) вероятность превышения и связанная с ней величина расчетного максимального расхода устанавливаются в зависимости от последствий вынужденного пропуска через сооружения расхода воды, превышающего расчетный. Характер этих последствий, т. е. уровень социально-экономической ответственности, лежит в основе классификации сооружений, и с ним связаны нор-

мативы вероятностей превышения, определяющие степень надежности сооружений. Класс сооружений определяется по нормативным документам Госстроя СССР (СНиП), исходя из объекта строительства, его крупности (мощность электростанций, площадь орошаемых земель и т. п.), высоты плотин и типа грунтов основания и т. д. Действующими СНиП 2.06.01-86 предусматривается необходимость расчета максимальных расходов для каждого класса сооружений при двух обеспеченностях, соответствующих основному и поверочному расчетным случаям. Смысл указанных расчетных случаев состоит в том, что первый отвечает пропуску расчетного расхода в нормальных условиях эксплуатации сооружения, а второй — при их нарушении, но не приводящем к аварии. Так, для I класса установлены вероятности превышения $P=0,1\%$ (основной случай) и $P=0,01\%$ (поверочный), для II — 1 и 0,1%, для III — 3 и 0,5%, для IV — 5 и 1%.

Нормативный подход освобождает проектные организации от ответственности за решение о назначении вероятности превышения для конкретного объекта. В то же время такой подход способствует унификации и регламентации проектирования в части расчетов максимальных расходов воды.

После того, как установлена вероятность превышения максимального расхода, задача его расчета сводится к построению функции распределения. Специфика этой задачи — оценка экстремальных, исключительно редких гидрологических явлений экстраполяционного характера. Максимальный расход, определенный по кривой обеспеченности, имеет два типа погрешностей:

1) случайная погрешность выборочной оценки квантиля при условии, что известен тип функции распределения вероятностей;

2) погрешности, связанные с ошибочным определением типа функции распределения.

Первый тип погрешностей учитывается вычислением среднеквадратической ошибки квантиля методами, описанными в разделе 2.4.

3.4.1. Гарантийная поправка

В практике расчетов к расходу 0,01%-й вероятности превышения прибавляется гарантийная поправка ΔQ_P :

$$\Delta Q_P = \frac{aE_P}{\sqrt{n}} Q_P, \quad (3.12)$$

где a — коэффициент, характеризующий степень гидрологической изученности реки, $a=1,5$ для слабоизученных в гидрологическом отношении рек, $a=1,0$ — для изученных, E_P — величина, характеризующая случайную среднюю квадратическую ошибку расчетного расхода воды; n — число лет наблюдений. Величина $(E_P/\sqrt{n})Q_P$ представляет собой среднеквадратическую

ошибку квантиля Q_p , зависящую от типа распределения, продолжительности периода наблюдения, а также способа оценки параметров (способ моментов или наибольшего правдоподобия).

Рассмотрим смысл коэффициента a . Если C_s/C_y устанавливается по результатам анализа многих рядов максимальных расходов рек, расположенных в однородных с рассматриваемой рекой условиях, то на основании выборочных данных определяются только два первых параметра — среднее Q_0 и C_v .

В слабоизученных в гидрологическом отношении районах не только Q_0 и C_v , но и C_s/C_y определяется на основании единственной выборки, поскольку невозможно привлечь данные по рекам-аналогам. В этой ситуации случайные ошибки квантилей кривых обеспеченности будут больше, чем при двух параметрах, определяемых по выборочным данным. Таким образом, коэффициент a в формуле (3.12) — унифицированная величина отношения среднеквадратических погрешностей квантиля 0,01%-й обеспеченности при трех и двух выборочно определяемых параметрах. Согласно СНиП разрешается вводить гарантийную поправку, не превышающую 20% от расчетного расхода.

3.4.2. Вероятные погрешности квантилей в области редких повторяемостей за счет ошибочных гипотез о типе функции распределения вероятностей

Рассмотрение структуры гарантийной поправки показывает, что в инженерных расчетах учитывается только случайная ошибка квантиля функции распределения, вид которой предполагается известным. По существу, такое положение вещей вытекает из убеждения в том, что если используемая для экстраполяции аналитическая ФРВ хорошо соответствует данным наблюдений в области сравнительно больших повторяемостей, то нет основания ожидать, что она не будет им соответствовать в области редких повторяемостей. На несовершенство такого подхода в расчетах максимального стока указывали еще в 50-е годы С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель, Д. Л. Соколовский.

Убеждение в том, что хорошее соответствие аналитической кривой эмпирическим данным является основанием для использования ее для экстраполяции в область редкой повторяемости, может привести к крупным просчетам. А. В. Христофоровым исследован случай экстраполяции трехпараметрической кривой обеспеченности, жестко закрепленной на всем интервале, освещенном эмпирическим распределением $[P_0, 1]$. Колебания оставшегося не освещенным участка $[0, P_0]$ при различных способах экстраполяции таковы, что они не изменяют значения нормы, коэффициентов вариации и асимметрии и, кроме того, выполняются обычные требования к кривой обеспеченности $x(P)$: монотонное убывание с ростом P и выпуклость вниз. Обеспеченность P_0 назначается из предположения, что начиная со второго члена ранжированного ряда можно точно определить кривую обес-

печенности. В поставленном исследовании условия определения кривой обеспеченности заведомо улучшены. Считается, что описание эмпирической кривой производится абсолютно точно — известен тип кривой и все его параметры. В реальной ситуации аналитическая кривая определяется весьма приближенно даже в области, хорошо освещенной данными наблюдений: истинный тип кривой точно не известен, параметры оцениваются по выборке со случайными и систематическими погрешностями. Однако при заведомой идеализации условий построения аналитической кривой по эмпирическим данным размеры возможных колебаний квантилей в области 0,1—0,01% могут в несколько раз превышать значения самих квантилей.

Это показывает опасность оценок максимальных расходов воды редкой повторяемости, сделанных на основании только одной выборки, если даже имеется идеальное соответствие эмпирической и аналитической кривых обеспеченности. Поэтому, во-первых, недопустимо использовать произвольные аналитические кривые для экстраполяции в область редких повторяемостей, во-вторых, применяющиеся строго ограниченные разновидности аналитических кривых должны быть многократно проверены на массовом материале наблюдений за стоком.

3.4.3. Исследование функций распределения вероятностей в области редких повторяемостей с помощью приемов пространственно-временного анализа

Смысл всех приемов пространственно-временного анализа состоит в совместном рассмотрении материалов гидрологических наблюдений по многим бассейнам, что значительно увеличивает объем статистической информации, на которую могут опираться суждения о закономерностях колебания стока. Наиболее традиционным приемом является так называемый «метод годопунктов». Рассматривается территория приблизительно с одинаковыми климатическими и ландшафтными условиями. Предполагается, что все реки наряду с индивидуальными характеристиками колебаний максимальных расходов воды имеют некоторые общие свойства. Индивидуальные особенности каждого водосбора устраняются с помощью нормировки, т. е. от значений расходов Q_i переходят к величинам $z_i = \frac{K_i - 1}{C_v}$, где $K_i = Q_i/\bar{Q}$. Пред-

полагается, что нормированные величины для всех водосборов данной территории подчиняются одному и тому же закону распределения. В случае выполнения условия пространственной однородности нормированные данные по стоку всех рассматриваемых водосборов можно объединить в единую достаточно большую выборку — пространственно-временной ряд, по которому строится эмпирическая кривая обеспеченности. При практической реализации метода годопунктов основная трудность состоит в

отсутствии удовлетворительных методов проверки на статистическую однородность объединяемых рядов. Применяемые для этого статистические критерии имеют слишком слабую мощность при имеющейся длине рядов гидрологических наблюдений. Если между объединяемыми временными рядами существует значительная корреляция, то эмпирическая кривая обеспеченности сильно отклоняется от «истинной» ФРВ. Отсюда вытекает, что применение метода годовых точек для уточнения характера распределения вероятностей максимальных расходов в области редкой повторяемости может быть успешным лишь в очень редких случаях: если объединяемые ряды относятся к рекам гидрологически однородного района, то они, как правило, коррелятивно связаны. При расширении района пространственная связность рядов уменьшается, зато становится проблематичной их однородность (в условиях, когда она не может быть проверена строгими средствами математической статистики).

Другой пример пространственно-временного анализа — метод обобщенных кривых обеспеченности, предложенный Г. П. Калининым. Суть метода сводится к следующему:

1) подбираются ряды достаточно большого объема, в отношении которых предполагается статистическая и генетическая однородность, оцениваются параметры x_0 и C_v ;

2) на спрямляющей клетчатке по каждому ряду строится эмпирическая кривая обеспеченности;

3) кривые обеспеченности экстраполируются до обеспеченности P (например, до 0,01%) и находится эмпирический модульный коэффициент K_P ;

4) по данным всех рядов строятся графики вида $K_P = f(C_v)$ для $P = 0,01; 0,1; 1; 10\%, \dots$

5) сглаженные графики $K_P = f(C_v)$ для ряда P определяют обобщенную кривую обеспеченности $K = K(C_v, P)$. Основным смыслом приема состоит в том, что каждая индивидуальная эмпирическая кривая обеспеченности экстраполируется в область редкой повторяемости независимо от других кривых. С учетом числа таких независимых экстраполяций (100—200) и контроля их разброса с помощью анализа графиков $K_P = f(C_v)$ можно полагать, что уверенность определения квантилей малой обеспеченности по обобщенным кривым сильно возрастает по сравнению с экстраполяцией индивидуальной кривой — графической или аналитической.

Наиболее эффективным приемом пространственно-временного анализа для исследования ФРВ в области редких повторяемостей является метод «обеспеченности обеспеченностей», предложенный С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем (см. разд. 2.2).

Предположим, что имеется N случайных выборок объемом n членов величины X , расположенных в убывающем порядке. Пусть распределение величины $X - P(x)$, следовательно, можно точно определить обеспеченность первого члена в каждом ряду: $P_1(x_1), P_2(x_1), \dots, P_N(x_1)$.

Расположив в возрастающем порядке величины этих обеспеченностей, мы получим вариационный ряд $\{P_1, P_2, \dots, P_M, \dots, P_N\}$ и можем определить эмпирическую вероятность превышения $p(P_M < P) = F_M(P) = M/(N+1)$. Если для определения обеспеченностей первых членов использовалась «истинная» кривая обеспеченности $P(x)$, то различие между $F_M(P)$ и $F(P)$ не более, чем различие между эмпирической и теоретической кривыми распределения, т. е. при $N \rightarrow \infty, F_M(P) \rightarrow F(P) = 1 - (1 - P)^n$.

Предположим теперь, что для определения обеспеченности первых членов выборки используется заведомо неверная кривая $P(x)$, завышающая обеспеченности X в области максимальных значений. В результате все обеспеченности $\bar{P}_1(x_1), \bar{P}_2(x_1), \dots, \bar{P}_N(x_1)$ окажутся завышенными, а эмпирическая кривая $F_M(\bar{P}_1)$ будет систематически смещена по отношению к теоретической кривой $F(P_1)$. Если для описания X мы воспользуемся

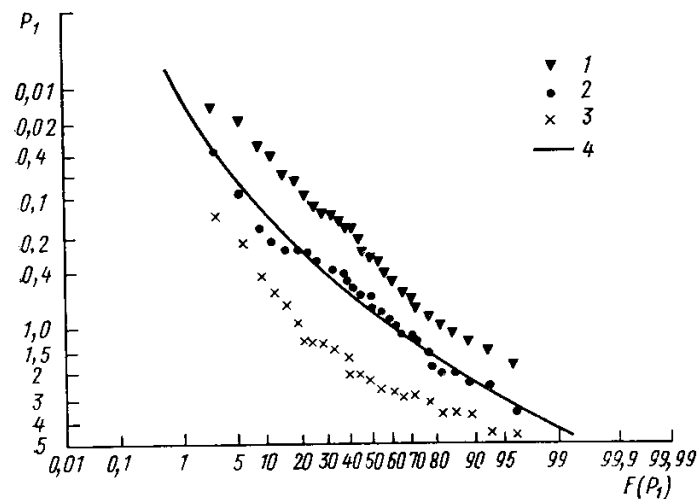


Рис. 3.5. Кривые распределения обеспеченностей первых по величине членов выборок, определенных по аналитическим кривым:

1 — занижающим обеспеченности в области максимальных значений, 2 — соответствующим «истинному» распределению, 3 — завышающим обеспеченности, 4 — $F(P_1) = 1 - (1 - P)^n$

заведомо неверной кривой $P(x)$, занижающей обеспеченности в области максимальных значений, то соответствующая ей эмпирическая кривая $F_M(P_1)$ также будет смещена по отношению к $F(P_1)$ — только в другую сторону (рис. 3.5).

Описанным свойством эмпирических кривых распределения обеспеченностей первых по величине членов выборок можно воспользоваться для проверки соответствия применяемых в расче-

тах максимального стока аналитических ФРВ. Для этого в группе однородных по условиям формирования максимального стока бассейнов подбираются ряды, оцениваются их параметры — среднее и C_v , а затем задается некоторое (проверяемое) соотношение C_s/C_v или несколько конкурирующих соотношений, например $C_s=2C_v$, $C_s=3C_v$, $C_s=4C_v$. Для каждого ряда строится проверяемая аналитическая кривая $P^*(x)$ и по ней определяется обеспеченность первого члена $P^*(x_1)$. Полученные таким образом обеспеченности располагаются в возрастающем порядке $P^*(x_1) < P^*(x_2) < \dots < P^*(x_N)$, строится их эмпирическая кривая распределения $F_N(P_1)$ и сравнивается с теоретическим распределением $F(P_1)$ (см. рис. 3.5).

3.4.4. Композиционный метод построения кривых обеспеченности максимального стока

В теории вероятностей композицией принято называть операцию нахождения закона распределения вероятностей суммы Q по законам распределения независимых слагаемых x_1, x_2, \dots, x_k . В гидрологии за этим термином закрепился более широкий смысл: под композицией понимается нахождение закона распределения вероятностей величины Q , являющейся произвольной функцией от аргументов x_1, \dots, x_k по их законам распределения $F_1(x_1), \dots, F_k(x_k)$.

Если известна функция, связывающая расход воды Q и его факторы x_1, \dots, x_k , т. е. $Q=\eta(x_1, \dots, x_k)$, а также плотность их совместного распределения $\varphi(x_1, \dots, x_k)$, то нахождение функции вероятностей превышения величины Q сводится к вычислению интеграла:

$$P(Q) = \int \int \dots \int_D \varphi(x_1, \dots, x_k) dx_1 dx_2, \dots, dx_k, \quad (3.13)$$

где D — область, в которой выполняется неравенство $Q > Q_c$, Q_c — некоторое фиксированное значение расхода, для которого вычисляется обеспеченность по формуле (3.13). Аналитическое вычисление интеграла возможно лишь в исключительных случаях, поэтому задачу определения $P(Q)$ приходится решать с помощью численного интегрирования. Одним из наиболее эффективных приемов такого интегрирования многомерных функций является метод статистических испытаний. В этом случае задача сводится к моделированию случайной выборки векторов (x_1, \dots, x_k) из совокупности, описываемой законом их совместного распределения $\varphi(x_1, \dots, x_k)$, и вычислению соответствующих значений $Q=\eta(x_1, \dots, x_k)$.

Таким образом, для реализации композиционного метода необходимо решение двух самостоятельных задач:

1) нахождение функции $Q=\eta(x_1, \dots, x_k)$, что требует раскры-

тия механизмов формирования стока и их математического описания;

2) нахождение функции плотности совместного распределения факторов, вызывающих плотности межгодовые колебания максимального расхода $\varphi(x_1, \dots, x_k)$.

Первая задача более содержательна, вторая также не проста и практически неразрешима при невыполнении условия независимости x_1, \dots, x_k , так как в этом случае требуется знание их условных функций распределения. Последнее очень редко может быть выполнено из-за непродолжительности рядов гидрометеорологических наблюдений, поэтому стремятся ограничиться случаями композиции функций распределения независимых аргументов

$$\varphi(x_1, \dots, x_k) = \varphi_1(x_1) \varphi_2(x_2), \dots, \varphi_k(x_k).$$

Процесс моделирования при этом предельно упрощается: по каждой кривой $P_1(x_1), \dots, P_k(x_k)$ независимо друг от друга моделируется любым из способов, описанных в разд. 1.4, вектор $x_1^{(1)}, \dots, x_k^{(1)}$ и вычисляется $Q_1 = \eta(x_1^{(1)}, \dots, x_k^{(1)})$, затем моделируется следующий набор (вектор) аргументов и вычисляется $Q_2 = \eta(x_1^{(2)}, \dots, x_k^{(2)})$, и так до намеченного числа N .

Смоделировав достаточно продолжительный псевдосовременный ряд Q_1, Q_2, \dots, Q_N , можно построить «эмпирическую» кривую обеспеченности $P_N(Q)$, освещающую область малых повторяемостей.

Идея композиционного метода была предложена М. А. Великановым в 1949 г., однако последующие попытки ее практической реализации для уточнения характера ФРВ в области редкой повторяемости либо не достигали цели исследований, либо имели скромные результаты.

В настоящее время интерес к этому методу возрастает вместе с развитием методов математического моделирования стока. В самом деле, если представить математическую модель как оператор, преобразующий величины наблюдаемых факторов, независимых между собой, в величины стока $Q=\eta(x_1, \dots, x_k)$, то нетрудно видеть, что построение ФРВ стока $P(Q)$ при знании $P(x_1), \dots, P(x_k)$ является типично композиционной задачей.

3.5. ГИДРОГРАФЫ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ И ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ

Необходимость построения расчетных гидрографов половодья и дождевых паводков возникает при проектировании водохранилищ различных назначений, мостовых переходов, расчете затопления пойм и лиманов. Наиболее тесно эта задача связана с регулированием стока водохранилищами, которые трансформируют гидрограф половодья или паводка в гидрограф сброса. При проектировании водохранилища определение размеров водосбро-

са всегда увязывается с определением высоты плотины, точнее, максимального уровня воды в водохранилище, который может достигаться во время пропуска высоких вод. Это так называемый форсированный подпорный уровень (ФПУ), временно допускаемый в верхнем бьефе в чрезвычайных условиях эксплуатации и располагающийся выше нормального подпорного уровня (НПУ), определяемого по условиям гарантированной отдачи водохранилища.

Технико-экономическая сущность задачи сводится к нахождению таких размеров водосброса, чтобы достигался минимум суммы затрат на сооружение водосброса и плотины. В зависимости от водного режима реки в условиях проектирования в качестве трансформирующей емкости, предназначенной для регулирования высокого стока, может выступать либо емкость форсировки (между НПУ и ФПУ), либо полезная емкость (вся или только ее часть) совместно с емкостью форсировки. Первый случай характерен для паводочного режима, когда наполненное до НПУ водохранилище не срабатывает специально перед высоким паводком из-за неопределенности в дальнейшем ходе водности. Второй случай характерен для трансформации весеннего половодья, к началу которого вся или часть полезной емкости неизбежно срабатывает в течение зимней межени, а освободившийся объем может использоваться как противопаводочная емкость. В последнем случае расчет регулирования высокого стока должен определить не только отметку ФПУ и максимальный сбросный расход, но также дать детальный ход наполнения водохранилища, по которому разрабатываются специальные правила управления работы гидроузла в период пропуска паводка с тем, чтобы в процессе противопаводочной сработки емкости не нарушить требования гарантированной отдачи. Наиболее ответственным элементом упомянутых правил является график критических уровней, привязанных к определенным датам, — противоаварийная линия, выше которой обязательна работа всех водосбросных и водопропускных отверстий гидроузла с полным их открытием во избежание аварийного переполнения водохранилища. Построение противоаварийной линии производится по расчетному гидрографу заданной обеспеченности, причем испытывается несколько моделей реальных половодий (паводков), а за основу построения принимается наихудшее сочетание условий пропуска.

Решение всех задач, связанных с пропуском высоких вод, основано на трансформации расчетного гидрографа заданной обеспеченности на входном створе водохранилища в гидрограф сбросных расходов (с учетом расходов, проходящих через турбины ГЭС, и других расходов полезной отдачи).

Расчет трансформации волны половодья сводится к вычислению баланса объемов воды за конечные промежутки времени: поступающей, задержанной в водохранилище и сброшенной. Наибольшее упрощение расчетов достигается при оперировании

статическими емкостями водохранилища, при которых можно использовать кривую зависимости объема от отметки уровня $V=V(z)$. Суть приема расчета состоит в применении уравнения водного баланса водохранилища:

$$V_k - V_n = \frac{Q_n + Q_k}{2} \Delta t - \frac{q_n + q_k}{2} \Delta t,$$

где Δt — расчетный интервал; V_k — наполнение в конце интервала Δt ; V_n — наполнение в начале интервала Δt ; Q — приток (по расчетному гидрографу); q — сбросный расход, определяемый по вспомогательному графику $q=q(z)$, который строится на основании известных из гидравлики формул для расчета пропускной способности водослива или водоспуска и объемной кривой водохранилища $V=V(z_{вб})$.

Расчет по уравнению водного баланса ведется от начала форсировки по каждому интервалу Δt . В процессе расчета получается гидрограф сбросных расходов (рис. 3.6).

3.5.1. Построение расчетного гидрографа половодья (паводка)

Гидрографы высоких вод в деталях неповторимы, т. е. отличаются многими элементами, к которым относятся объем стока, максимальный расход, длительность подъема и спада, накладывание второстепенных паводков и т. д. Вследствие большого числа комбинаций указанных элементов нельзя точно установить гидрограф, соответствующий заданной обеспеченности. Поэтому под норматив обеспеченности стремятся подвести лишь решающие признаки — максимальный расход Q_{\max} и суммарный приток (объем половодья или паводка W). При разной степени регулирования высокого стока критические величины гидрографа также различны. При незначительном регулировании наибольшее значение имеет максимальная ордината гидрографа, т. е. Q_{\max} , а при большой емкости регулирования — объем половодья W . В промежуточных случаях критическим является объем некоторой части волны.

В практике проектирования обычно испытывается несколько моделей гидрографа, в результате их трансформации за окончательный принимается тот, который дает наиболее неблагоприятный вариант регулирования по величине сбросного расхода или по высоте форсировки уровня водохранилища. На стадии подготовки гидрологических данных для водохозяйственных расчетов трудно определить, какой вариант окажется подходящим с точки зрения учета возможных неблагоприятных сочетаний

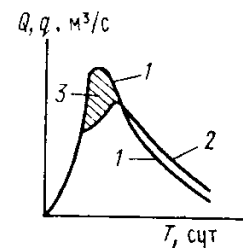


Рис. 3.6. Трансформация гидрографа половодья: 1 — гидрограф притока, 2 — график сброса, 3 — емкость форсировки

элементов половодья и паводка. Поэтому расчетные гидрографы строят таким образом, чтобы заданной обеспеченности удовлетворяли оба решающих признака — максимальный расход и суммарный приток, а также объемы стока за отдельные промежутки времени в окрестности максимальной ординаты, например объем основной волны половодья.

Модель расчетного гидрографа выбирается из гидрографов наблюдений высоких весенних половодий или дождевых паводков с наиболее неблагоприятной их формой, ориентируясь на следующее:

а) при небольшой регулирующей емкости, величина которой значительно меньше объема стока половодья (паводка), за модель гидрографа следует принимать одновершинный гидрограф с наибольшим максимальным расходом воды;

б) при больших регулирующих емкостях, величины которых соизмеримы с полным объемом стока половодья (паводка), в качестве модели следует принимать гидрограф с наибольшим объемом стока и наибольшей сосредоточенностью его в основной части гидрографа (в области максимальных ординат). Если для высокого стока характерна сложная форма гидрографа — с несколькими подъемами и спадами водности, то в качестве модели следует принимать многовершинный гидрограф, отражающий реальные условия водного режима, в которых будет проходить противопаводочное регулирование стока.

Расчет гидрографов весеннего половодья и дождевых паводков выполняется двумя способами:

а) по равнообеспеченным значениям объема всего половодья (паводка), основной его волны и максимального расхода. Этот способ применяется при сложной форме модели;

б) по равнообеспеченным значениям максимального расхода и объема половодья (паводка) при относительно стройной одновершинной форме гидрографа.

Первый способ состоит в переходе от гидрографа-модели к расчетному гидрографу путем умножения ординат гидрографа-модели на коэффициенты, определяемые по формулам:

$$k_1 = \frac{Q_p}{Q_m}; k_2 = \frac{V_p - Q_p \cdot 86\,400}{V_m - Q_m \cdot 86\,400}; k_3 = \frac{V'_p - V_p}{V'_m - V_m}, \quad (3.14)$$

где Q_m и Q_p — соответственно для гидрографа-модели и расчетного гидрографа максимальный среднесуточный расход воды весеннего половодья (мгновенный для дождевого паводка), m^3/c ; V'_m и V'_p — полный объем весеннего половодья (дождевого паводка) модели и расчетного гидрографа; V_m и V_p — объем основной волны модели и расчетного гидрографа, m^3 .

Основные элементы расчетных гидрографов — максимальный расход воды, объем весеннего половодья (дождевого паводка), объем основной волны расчетной обеспеченности — определяются по данным гидрометрических наблюдений. При этом наз-

начение периода общей продолжительности весеннего половодья принимается одинаковой для всех лет при условии включения в ее пределы продолжительности всех половодий. Допускается также принимать период общей продолжительности половодья переменным для разных лет, однако при необходимости учета боковой приточности в этом случае продолжительность для отдельных лет должна быть одинаковой как на основной реке, так и на ее притоках.

Продолжительность основной волны, включающей максимальную ординату, следует принимать постоянной в подвижных границах для всех лет, исходя из условия наибольшего объема стока за принятый период (рис. 3.7). Расчетный гидрограф получается умножением максимального расхода модели на коэффициент k_1 : $Q_{\max, p} = k_1 Q_{\max, m}$, ординаты гидрографа внутри выделенной основной волны (кроме максимальной ординаты) — умножением на коэффициент k_2 , остальные ординаты — умножением на коэффициент k_3 . Нетрудно видеть, что при таком преобразовании гидрографа-модели в расчетном гидрографе заданную обеспеченность имеют три возможные критические величины: объем стока в сутки с максимальным расходом, объем стока основной волны и объем всего половодья (паводка).

По существу, в этом способе реализуется принцип компоновки гидрографа: критические величины имеют заданную обеспеченность, а дополняющие величины получаются как разность между равнообеспеченными величинами суммы и одного из слагаемых. Внутри выделенных периодов ход стока схематизируется по наблюдаемой модели. При очень сложной модели можно применить принцип компоновки в более полном виде, выделяя в качестве критических периодов не только сутки с максимальным расходом и время прохождения основной волны, но и другие части гидрографа, которые могут иметь значение при расчете параметров регулирования высокого стока.

Второй способ построения расчетного гидрографа упрощенный и применяется при стройной одновершинной форме гидрографа модели либо при предварительных расчетах. Переход от гидрографа-модели к расчетному гидрографу осуществляется с помощью коэффициентов:

$$k_Q = \frac{Q_p}{Q_m}, k_t = \frac{q_m}{h_m} \frac{h_p}{q_p}, \quad (3.15)$$

где $k_Q = k_1$ [см. выражение (3.14)], q_m и q_p — соответственно для

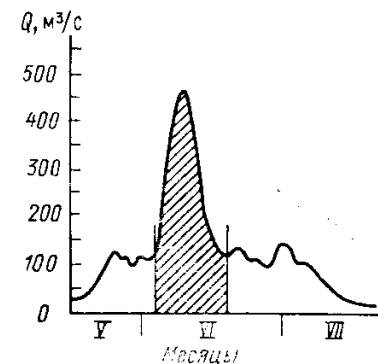


Рис. 3.7. Выделение основной волны половодья

гидрографа-модели и расчетного гидрографа модуль максимального среднесуточного расхода воды, $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$; h_m и h_p — слой стока весеннего половодья (дождевого паводка), мм.

Координаты расчетного гидрографа (Q_i, t_i) определяются в зависимости от коэффициентов k_Q и k_t :

$$Q_i = Q_{i,m} k_Q; t_i = t_{i,m} k_t. \quad (3.16)$$

За начало отсчета времени $t_{i,m}$ принимается начало подъема весеннего половодья (дождевого паводка). Сущность преобразований (3.15) и (3.16) состоит в том, чтобы в расчетном гидрографе максимальная ордината и объем половодья (паводка) получились заданной обеспеченности — при сохранении коэффициента полноты гидрографа $\gamma = Q/Q_{\text{ср}}$, где Q — максимальный среднесуточный расход, $Q_{\text{ср}}$ — средний расход воды за время прохождения половодья (паводка): $Q_{\text{ср}} = V/T$, где T — продолжительность половодья, $T = V/Q_{\text{ср}}$. Коэффициент k_t представляет собой отношение продолжительности расчетного гидрографа $T_{\text{расч}}$ к продолжительности гидрографа-модели T_m :

$$k_t = \frac{T_{\text{расч}}}{T_m} = \frac{V_{\text{расч}}}{Q_{\text{ср,расч}}} \frac{Q_{\text{ср,м}}}{V_m} = \frac{k_{\text{разм}} h_p E}{Q_p / \gamma} \frac{Q_m / \gamma}{K_{\text{разм}} h_m F} = \frac{h_p}{q_p} \frac{q_m}{h_m},$$

где $k_{\text{разм}}$ — коэффициент размерности; $Q_p = q_p F$, $Q_m = q_m F$. При преобразовании гидрографа-модели в расчетный гидрограф каждая ордината Q_m умножается на k_Q , следовательно, $Q_{\text{ср,расч}} = Q_{\text{ср,м}} k_Q$, общая продолжительность $T_{\text{расч}} = T_m k_t$, поэтому можно записать объем расчетного гидрографа в виде

$$V_{\text{расч}} = Q_{\text{ср,расч}} T_{\text{расч}} = Q_{\text{ср,м}} k_Q T_m k_t. \quad (3.17)$$

Подставив в выражение (3.17) развернутые в (3.15) коэффициенты k_Q и k_t и имея в виду, что $Q_{\text{ср}} = Q/\gamma$, получим, что $V_{\text{расч}} = V_p$ — объем половодья заданной обеспеченности.

Расчетные гидрографы паводков средних и малых рек, характеризующиеся малой продолжительностью и интенсивным изменением водности, требуют моделей, построенных по многосрочным наблюдениям. Наиболее часто в таких случаях используют второй способ — с коэффициентами k_Q и k_t . Этот способ единственно возможен при отсутствии или неполноте многосрочных наблюдений на изучаемом водотоке; за модель берется наблюдаемый гидрограф паводка на реке-аналоге.

В формулах (3.15) вместо среднесуточного максимального расхода используется мгновенный максимум. При наличии достаточно продолжительного ряда многосрочных наблюдений возможно также применение первого, более детального метода. Построения в этом случае не отличаются от ранее рассмотренных, только с той разницей, что вместо суток берется меньший расчетный интервал времени (6, 4, 2 ч), а в формулах (3.14) оперируют не среднесуточными, а мгновенными максимумами;

берется не 86 400 с, а столько, сколько содержится в расчетном интервале.

При построении гидрографа весеннего половодья иногда возникает необходимость детализации хода стока внутри суток с максимальным расходом воды, например, при большой разнице максимального мгновенного и среднесуточного расхода воды — более чем в 1,5 раза. В таких случаях дополнительно строится гидрограф внутрисуточного хода стока. При многосрочных наблюдениях такой гидрограф может быть построен по модели максимальной суточной волны пересчетом по формулам (3.16), в которых k_Q и k_t определяются по (3.15) с той лишь разницей, что Q_p, Q_m, q_p, q_m — расходы и модули мгновенные, а не среднесуточные; h_p и h_m — объемы стока не за все половодье, а за сутки с максимальным расходом.

При недостаточности данных гидрометрических наблюдений следует выполнить приведение параметров основных элементов гидрографа к многолетнему периоду. Форма гидрографа-модели принимается либо по условиям неблагоприятного сочетания элементов, либо, если такие условия не могут быть отчетливо сформулированы, устанавливается путем осреднения нескольких гидрографов стока воды высоких весенних половодий (дождевых паводков), выраженных в относительных единицах. При недостаточности данных чаще приходится прибегать ко второму способу построения расчетного гидрографа (через коэффициенты k_Q и k_t).

3.5.2. Композиционное моделирование гидрографов

Моделирование гидрологических рядов методом фрагментов при расчетах регулирования высокого стока может производиться так же, как это было изложено в разд. 3.2.6, с той лишь разницей, что детализация фрагментов в период половодья (паводков) принимается более подробной. Необходимо брать такие интервалы времени, в пределах которых расходы воды существенно не меняются и осреднение не отражается на результатах расчета регулирования. Интервалы могут быть самыми различными: от декады до суток, а иногда и меньше.

В проектной практике обычно применяется более простая схема метода фрагментов:

1) объем паводка принимается равным объему заданной расчетной обеспеченности;

2) в качестве фрагментов используются паводочные гидрографы за многоводные годы с суточным интервалом осреднения в виде распределения доли стока за сутки от суммарного за паводок притока $q_i = Q_i / \Sigma Q$;

3) расчетные гидрографы получаются умножением суммарного прихода $\Sigma Q_{\text{ср-сут}}$ заданной обеспеченности на ординаты фрагмента q_i ;

4) выполняются расчеты трансформации половодья по каждому из расчетных гидрографов при заданной емкости форсиров-

ки, в результате которых устанавливается ход уровней воды в водохранилище в период от начала половодья до достижения максимально допустимой отметки уровня;

б) проводится нижняя огибающая линий хода уровней, соответствующих разной форме гидрографов (при их одинаковом объеме), которая и принимается за противоаварийную линию.

Таким образом, достигается нахождение наихудших условий регулирования, которые априорно сформулировать в отношении возможной формы гидрографа-модели чрезвычайно трудно.

Метод фрагментов — не единственный прием композиционного моделирования гидрографов. Смысл композиционного статистического анализа временного хода стока состоит вообще в том, чтобы исследовать сложный процесс, раскладывая его на более элементарные составляющие с различными масштабами вариаций. При этом более крупномасштабные по времени процессы являются как бы некоторыми трендами для развития относительно мелкомасштабных процессов. Во всех выявленных разномасштабных структурных элементах гидрографов в той или иной мере могут проявляться как стохастические, так и детерминированные закономерности формирования стока. На основании такого структурного анализа возникает принципиальная возможность статистического моделирования сочетаний различных характеристик элементарных составляющих колебаний речного стока. Важнейшим результатом композиционного моделирования является вероятностная оценка экстремальных гидрологических ситуаций, в частности катастрофических паводков. Следует иметь в виду, что статистическое моделирование возможного сочетания элементов структуры гидрографов стока не расширяет ряды фактических наблюдений, а лишь дает возможность полнее использовать информацию о всех элементах структуры развития стоковых процессов во времени.

3.6. РАСЧЕТЫ НАИВЫСШИХ УРОВНЕЙ ВОДЫ РЕК

Расчеты наивысших уровней воды тесно связаны с расчетами максимальных расходов воды. Они производятся при выборе участков строительства различных объектов, примыкающих к рекам, при проектировании сооружений инженерной защиты от затопления, назначении отметок набережных, причалов, мостов и т. д.

Расчетные наивысшие уровни воды рек в створе поста определяют по эмпирической кривой обеспеченности наивысших срочных уровней, относящихся к фазово-однородным условиям режима реки. Экстраполяция эмпирических кривых производится графически; значительная экстраполяция в область малых обеспеченностей ($P < 1\%$) допускается при наличии сведений о высоких исторических уровнях воды и вероятности их превышения. При определении вероятности превышения выдающегося уровня воды следует воспользоваться рекомендациями разд. 2.5. Сгла-

женная эмпирическая кривая обеспеченности наивысших уровней при свободном русле должна быть увязана с кривой обеспеченности максимальных расходов воды с помощью графика связи равнообеспеченных значений.

Для рек, на которых наивысшие уровни воды обусловлены различными фазами режима (например, снеговые половодья и дождевые паводки), при построении кривой обеспеченности необходимо применить методику, описанную в разд. 2.6.

Если максимальные уровни весеннего половодья наблюдаются при наличии на реке ледовых явлений, строятся две кривые обеспеченности: одна — для наивысших уровней наблюдаемых (не обращая внимания на наличие или отсутствие ледовых явлений), а вторая — для наивысших уровней, соответствующих свободному состоянию русла. Вторая кривая получается как преобразование ФРВ максимальных расходов воды с помощью зависимости $Q=f(H)$. Разность между уровнями воды, установленными по этим кривым и соответствующим одной и той же обеспеченности, характеризует повышение уровня, связанное с ледовыми явлениями $\Delta H_{\text{л}}$ или заторами $\Delta H_{\text{з}}$.

Продолжительность стояния высоких уровней воды устанавливается по графику колебаний уровня одного из наблюдавшихся высоких продолжительных половодий или паводков; в отдельных случаях строится обобщенный график продолжительности за весь период наблюдений. Перенесение расчетных значений наивысших уровней от створа водомерного поста с длительным рядом наблюдений к створу проектирования производится на основании материалов полевых исследований, состав и методика которых рассматриваются в курсе «Водно-технические изыскания». В зависимости от особенностей участка реки, длительности и информативности периода параллельных наблюдений на стационарном и временном постах перенос уровня за свободный период осуществляется либо по графикам связи соответственных уровней, либо по кривым $Q=f(H)$. Последний способ эффективен для малоприточных участков рек, когда можно принять, что наивысшим уровням воды на разных створах будет соответствовать один и тот же максимальный расход. При небольших расстояниях между створами допускается перенос отметок уровня по уклону или продольному профилю водной поверхности.

Перенос на другие створы расчетных наивысших уровней воды в период ледохода при отсутствии заторов производится по графикам связи соответственных уровней воды или по кривым $Q=f(H)$ и расходам Q'_p , определяемым по формуле

$$Q'_p = Q_p / K_{\text{зим}}, \quad (3.18)$$

где Q_p — максимальный расход воды расчетной обеспеченности, $K_{\text{зим}}$ — зимний переходный коэффициент, принимаемый по данным наблюдений в опорном пункте. Перенос расчетных наивысших заторных уровней воды в пределах участков до 3 км на ма-

лых и средних реках и до 10 км на больших реках производится по уклону водной поверхности при высоком уровне. На большие расстояния такой перенос осуществляется при наличии данных о продольном профиле водной поверхности.

При отсутствии материалов режимных наблюдений расчетные наивысшие уровни рек для свободного русла определяются по кривой $Q=f(H)$ и расчетным максимальным расходам. Расчетные наивысшие уровни за период ледохода определяются с помощью формулы (3.18), причем $K_{зим}$ определяются по рекам-аналогам, а при их отсутствии принимаются равными 0,8—0,9 для малых и средних рек и 0,91—0,95 — для больших. На заторных участках учитывается поправка ΔH_z , приближенно принимаемая при катастрофически мощных заторах более 5 м, при сильных — от 3 до 5 и средних — 3 м и менее. При слабых заторах эта поправка не вводится.

Глава 4 МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАСЧЕТОВ РЕЧНОГО СТОКА ПРИ ОТСУТСТВИИ МАТЕРИАЛОВ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

В нашей стране насчитывается около 3 млн рек, из них с длиной более 10 км — 151 тыс. В настоящее время регулярные гидрометрические наблюдения организованы на 3 тыс. рек и вряд ли есть основания полагать, что все наши реки когда-нибудь будут охвачены такими наблюдениями. Выбор места строительства того или иного водохозяйственного объекта, гидротехнического сооружения, пересечения автомобильной или железной дорогой реки диктуется не наличием наблюдений, а хозяйственной необходимостью. Намеченный для строительства створ, более или менее удаленный от пункта наблюдений, может рассматриваться как не изученный в гидрологическом отношении объект. Не исключена возможность, что краткосрочные параллельные наблюдения в порядке проведения изыскательских работ при создании проекта конкретного объекта могут дать основания для переноса некоторых данных с наблюдаемого на проектируемый створ в результате увязки уровней, расходов и т. п. Однако наиболее типичной на предпроектных стадиях разработок является ситуация, когда расчетные характеристики стока приходится определять при отсутствии материалов гидрометрических наблюдений или при их явной недостаточности.

При отсутствии материалов гидрометрических наблюдений для расчетов привлекаются разнообразные приемы, основанные на анализе сходства и различия физико-географических условий формирования водного режима, находятся связи между расчетными величинами и разнообразными географическими данными, характеризующими бассейн; устанавливаются пространственные закономерности речного стока. Совокупность этих приемов, направленных на определение расчетных гидрологических характеристик неизученных рек и основанных на анализе гидрологических явлений в неразрывной связи с географической средой, обычно называют географо-гидрологическим подходом в гидрологических расчетах. Теоретические основы такого подхода, опирающегося на географическую природу речного стока, его методические принципы, формулируются в рамках географо-гидрологического метода.

4.1. Географо-гидрологический метод в расчетах речного стока

Данный метод представляет собой научную концепцию, основная идея которой — необходимость изучения вод в определенной физико-географической среде выявлением генетических связей ха-

рактических гидрологического режима с комплексом формирующих его факторов. Этот метод в основных чертах был предложен В. Г. Глушковым (1933), который впервые в истории гидрологии отчетливо сформулировал необходимость генетического изучения вод суши в зависимости от тех природных условий, с которыми эти воды находятся в постоянной связи и взаимодействии, подчеркнул важность учета роли климатических, геоморфологических, геологических, почвенных и растительных элементов в гидрологических исследованиях. Основы географического направления в гидрологии были заложены трудами многих советских ученых в 30—50-е годы и получили развитие в 70—80-е годы в связи с внедрением в гидрологические исследования новых достижений в области физической географии, в особенности ландшафтоведения и геосистемного анализа, накоплением материалов экспериментальных гидрологических исследований, совершенствованием приемов статистического анализа пространственно-временной изменчивости гидрологических элементов, более глубоким пониманием физических процессов, происходящих на водосборе.

Географо-гидрологический метод представляет собой общий принципиальный подход к генетическому решению гидрологических вопросов с использованием данных об элементах географической среды, в которой возникают, формируются и взаимодействуют с другими природными факторами водные объекты.

Теоретической основой этого метода являются представления о целостности и неразрывности природной среды, взаимосвязи и взаимообусловленности всех компонентов ландшафта, откуда вытекает важнейшее для гидрологии положение, заключающееся в том, что природные воды тесно связаны с географическим ландшафтом, составляют его неотъемлемую часть, находятся с ним в постоянном взаимодействии. По существу, это означает признание географической природы гидрологических явлений и объектов. Это важно в методологическом плане, так как позволяет использовать для решения гидрологических вопросов обширный и хорошо разработанный арсенал понятий, принципов исследования и методов географической науки, привлекать разнообразную географическую информацию. Географический метод исследования имеет специфическую особенность территориальный подход как общий и обязательный при изучении любых проблем природы и общества. Территориальность выражает главную методологическую особенность географии. Все частные географические науки изучают отдельные элементы среды как части целого, выявляют реально существующие территориальные различия комплексов или отдельных элементов.

Территориальный аспект исследований тесно связан с картографическим методом, имеющим особую роль при решении любых географических проблем. Картография обеспечивает наиболее эффективную и экономную «инвентаризацию» территориальной информации по всему спектру знаний о природе и обществе. Столь же существенна эвристическая роль картографии в выяв-

лении пространственных особенностей, закономерных сочетаний, взаимосвязи и динамики явлений. Познавательную и практическую роль картографического метода усиливают присущие ему высокая наглядность и доступность для восприятия, концентрированность пространственной информации. Известно, какое огромное практическое и научное значение имели в конце 20-х годов карты речного стока Д. И. Кочерина, впервые показавшие русским инженерам географическую природу речного стока и позволившие решать задачи гидротехнического проектирования при отсутствии материалов наблюдений в начальный период социалистического строительства в нашей стране.

4.1.1. Метод географических обобщений. Принцип географической интерполяции. Гидрологическая аналогия

В анализе и расчетах речного стока географо-гидрологический метод реализуется в виде так называемого метода географических обобщений. В соответствии с этим методом данные о пространственном распределении речного стока и обуславливающих его факторах обобщаются в виде каких-либо соотношений, связывающих особенности формирования стока и его режима с географическим положением речного бассейна. Чаще всего результаты подобных обобщений представляют в виде карт или расчетных эмпирических зависимостей. С их помощью определяются расчетные характеристики стока для конкретного речного створа на основе принципов географической аналогии и географической интерполяции.

Принцип географической аналогии отражает целостность географических ландшафтов и взаимосвязь их элементов, что позволяет предположить близость характеристик стока для речных бассейнов со сходными физико-географическими условиями. Принцип географической интерполяции отражает закон географической зональности, позволяющий предполагать непрерывное и плавное изменение характеристик речного стока в пределах достаточно обширных территорий.

Все реки являются элементом физико-географической среды, для которой характерны зональный и внутризональный типы пространственной изменчивости, соответствующим образом отраженные в характеристиках водного режима. Поэтому факторы стока традиционно делятся на зональные и внутризональные, или местные.

Зональные — это климатические факторы и сочетания факторов подстилающей поверхности, обуславливающие плавное и непрерывное изменение характеристик стока от зоны к зоне и внутри зон формирующие зональный сток.

Местные факторы представляют собой отклонение от типичных зональных условий. Они вызывают колебания стоковых характеристик относительно зональных величин и могут образовывать отдельные участки повышенных или пониженных значений

того или иного параметра на фоне плавно изменяющихся зональных величин. Они проявляются в конкретных зональных условиях, диапазоны их колебаний и влияние на формирование стока зависят от географического положения речных бассейнов — в конечном итоге они тоже подчиняются закону географической зональности. Поэтому следует отличать от местных факторы зональные, не зависящие от географического положения речных бассейнов. К ним относятся, например, морфометрические характеристики рек и их водосборов. Влияние таких факторов при пространственном обобщении стока должно исключаться.

Зональные закономерности речного стока раскрываются методом географической интерполяции, одна из модификаций которого — метод изолиний, основанный на гипотезе о плавном и непрерывном изменении картографируемых характеристик по территории и независимости их от площади водосбора. Как правило, эта гипотеза справедлива только для средних рек, в бассейнах которых местные особенности формирования стока взаимно компенсируются и их влиянием можно пренебречь. Для малых рек характерно влияние местных факторов, которым пренебрегать не следует. В этой связи при изучении различных характеристик стока важно четкое разделение рек на категории малых и средних. Оно не может быть универсальным по отношению к характеристикам стока и географическому положению рассматриваемого района (например, для среднего многолетнего стока критической площадью бассейна может быть величина от 10 км² в зоне избыточного увлажнения до 3000 км² в полупустынных районах; для минимального стока в зависимости от района эта площадь колеблется в пределах от 1000 до 10 000 км²). Граница между средними и большими реками в равнинных условиях находится в пределах от 50 до 75 тыс. км². При большей площади бассейн охватывает заметно различающиеся по условиям формирования стока территории и теряет репрезентативность для построения карт изолиний. Многие характеристики стока зависят от площади водосбора. В этом случае их приходится приводить к единой площади.

Зональность выражает не постоянство, а закономерное плавное изменение природных условий по территории за счет градиента в тепло- и влагоресурсах. Зональные закономерности пространственного распределения характеристик стока наиболее ярко проявляются, если последние отражают условия тепло- и влагообеспеченности территории. Одновременно характеристики стока обладают и свойством дискретности, которая обусловлена влиянием местных факторов и раскрывается при районировании — естественном дополнении метода географической интерполяции. Районы выделяются таким образом, чтобы в их пределах зональные различия были невелики (статистически недостоверны). Каждый выделенный район должен характеризоваться некоторой общностью условий формирования стока, которая значимо нарушается на его границах.

Наибольшую ценность для практики представляет районирование, при котором не только учитывается общность природных условий, но и устанавливаются присущие каждому району зависимости исследуемой характеристики стока от определяющих его факторов. Именно такие зависимости позволяют осуществлять принцип гидрологической аналогии на строгой статистической основе. Дело в том, что метод гидрологической аналогии применяется при необходимости переноса данных с одного бассейна (бассейна-аналога) на другой (рассматриваемый бассейн). Успех этого приема зависит от подбора бассейна-аналога. При этом априорно подразумевается справедливость гипотезы о том, что сходство физико-географических условий обеспечивает гидрологическое подобие бассейнов, что дает основание для переноса той или иной характеристики стока с бассейна-аналога на расчетный створ. Обычно обращают внимание на так называемую полноту аналогии, под которой подразумевается сходство наибольшего числа физико-географических и морфологических показателей и характеристик сравниваемых бассейнов. Однако такое сходство, не подкрепленное числовыми показателями, имеющее характер качественного требования, всегда вызывает определенную неуверенность в результатах применения аналогии. Другое дело, когда построена эмпирическая зависимость исследуемой характеристики стока от некоторого набора физико-географических показателей. При высокой тесноте связи упомянутый набор и является необходимым перечнем признаков, по которым следует обосновывать гидрологическую аналогию — в пределах того района, для которого построена зависимость. Таким образом, региональные эмпирические зависимости той или иной характеристики стока от физико-географических (в том числе климатических) показателей являются наиболее совершенной формой метода гидрологической аналогии: перенос параметров эмпирической зависимости с изученных бассейнов на неизученные обосновывается статистическими средствами и соображениями географического характера (территориальная компактность района, четкость и обоснованность его границ, положение изучаемого бассейна в районе и т. п.).

Существенное условие успешного применения принципов географической интерполяции и гидрологической аналогии — параметризация функций распределения вероятностей величин стока — описание эмпирических кривых обеспеченности единой формулой такого вида, чтобы индивидуальные особенности их в достаточной степени учитывались параметрами аналитического выражения. Для географо-гидрологических обобщений очень важно, чтобы упомянутые параметры имели достаточно простую статистическую природу, что позволяло бы провести географический анализ закономерностей их пространственного распределения. В качестве таких параметров используются среднее многолетнее значение (норма), коэффициент вариации и соотношение коэффициентов асимметрии и вариации. Именно эти параметры для боль-

шинства показателей стока находят удовлетворительное объяснение своему пространственному изменению в зависимости от физико-географических факторов.

Сложнее обстоит дело, когда географическому обобщению подвергаются величины стока некоторой опорной обеспеченности, зависящие одновременно от нормы и C_{σ} . Такие величины имеют сложную статистическую природу, что сильно затрудняет анализ погрешностей их расчетных схем и географическую интерпретацию пространственного распределения. В этих случаях очень часто приходится сталкиваться с чисто формальными приемами интерполяции, что снижает надежность расчетных схем для неизученных рек.

4.1.2. Ландшафтно-гидрологический метод

Географическая интерполяция и гидрологическая аналогия — приемы географо-гидрологических обобщений, в которых речной сток рассматривается как результирующая величина сложных механизмов его формирования на речном бассейне. Стремление более глубоко познать и учесть неоднородность генезиса водного режима в пределах водосбора проявилось в ландшафтно-гидрологическом направлении расчетов и прогнозов стока. В первоначальном замысле географо-гидрологического метода, сформулированного В. Г. Глушковым, предложено рассматривать природные воды в комплексе с другими компонентами ландшафта. Предложения В. Г. Глушкова долгое время не могли найти практического применения. Это стало возможным только при накоплении достаточного объема материалов наблюдений на сети стоковых (водно-балансовых) станций, организованных в различных физико-географических зонах СССР, различных специальных гидрометеорологических исследований на малых водосборах и опытных участках сельскохозяйственных полей, комплексных географических стационарах и экспериментальных полигонах институтов географии АН СССР, а также стационарных учреждений сельскохозяйственного, лесотехнического и других направлений.

Считается, что теоретическое обобщение наблюдений, проведенных по ограниченному числу репрезентативных и экспериментальных бассейнов, позволит выявить закономерности формирования стока, имеющие общее значение для целых районов и природных зон.

Для этого необходимо уметь правильно использовать наблюдения на малых водосборах для изучения водного режима более крупных и сложных по своей структуре речных бассейнов. Наиболее простым подходом к решению этого вопроса является предположение о возможности разделения любого бассейна на некоторую совокупность участков с однородными условиями формирования стока. Исходя из тесного единства всех компонентов ландшафта естественно при таком разделении воспользоваться материалами комплексного физико-географического районирова-

ния, теория и методы которого хорошо разработаны и находят применение при решении разнообразных научных и практических задач. Оптимальной таксономической единицей географо-гидрологического районирования считается ландшафт, который обычно занимает довольно значительную территорию (от десятков до сотен квадратных километров) и характеризуется определенным сочетанием форм и элементов мезо- и микрорельефа, а также литологического состава горных пород и связанных с ними особенностей обмена поверхностных и грунтовых вод; в пределах ландшафта формируется определенная система микроклиматов и растительных сообществ.

В пределах ландшафта можно выделить малые реки «со своими водами», водосборы которых можно рассматривать в качестве опорных (репрезентативных) для изучения гидрологических свойств ландшафта в целом. Имея данные по стоку с каждого ландшафта y_i и площади, занимаемые этими ландшафтами f_i , можно определить суммарный сток с бассейна Y :

$$Y = \sum_{i=1}^m y_i (f_i/F), \quad (4.1)$$

где F — общая площадь бассейна; m — число выделенных элементов с одинаковым ландшафтом.

Практическая реализация этого подхода очень затруднительна, поскольку охватить наблюдениями каждый ландшафт невозможно: даже на специализированных водно-балансовых станциях приходится ограничиваться учетом трех-четырёх типов ландшафта. Однако принципиальная трудность состоит в том, что нельзя механически переносить гидрологические свойства одного ландшафта на другой, даже одноименный (однотипный), без специальных исследований и измерений.

В настоящее время разрабатываются различные математические модели формирования речного стока, основанные на детальном отражении физических процессов, происходящих на водосборе.

Учет в этих моделях пространственной изменчивости определяющих сток факторов требует привлечения данных о характеристиках многих физических процессов дифференцированно для разных участков водосбора. В связи с этим возникает задача разделения речного бассейна на отдельные участки, в пределах которых процессы формирования стока представляются качественно однообразными, а их количественные физические характеристики могут быть осреднены. Такие участки Ю. Б. Виноградов (1988) называет стокоформирующими комплексами, понимая под этим термином часть территории бассейна, условно однородную в гипсометрическом, гидрографическом, геологическом, гидрогеологическом, геоботаническом и почвенно-географическом отношениях. Таким образом, стокоформирующий комплекс представляет собой некоторый пространственный элемент, гидрологические свойства которого не дифференцируются (параметры сосредоточены), а

весь бассейн рассматривается как взаимодействующая система этих элементов (распределенных в пространстве).

4.2. О НАДЕЖНОСТИ ПРАКТИЧЕСКИХ ПРИЕМОВ РАСЧЕТА СТОКА ПРИ ОТСУТСТВИИ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Надежность расчетной схемы для той или иной характеристики стока определяется точностью ее расчета и зависит от размеров вероятных ошибок, т. е. отклонений расчетных значений речного стока от фактических. Размеры этих ошибок характеризуются средней квадратической погрешностью V , равной математическому ожиданию квадрата ошибки расчета.

Практика расчетов стока показывает, что надежность многих рекомендуемых к использованию методов определения гидрологических характеристик существенно завышена. Вместе с тем использование результатов расчета речного стока в системе строительного проектирования требует увязки принимаемых решений с реальными возможностями этих методов (например, решений о необходимости дополнительных изысканий, наблюдений).

В последние годы А. В. Христофоровым разработан комплекс положений, составляющий основы теории надежности гидрологических расчетов, который выявил необходимость переоценки возможностей ряда традиционно применяемых схем в виде расчета параметров и функций распределения вероятностей величин речного стока, построения эмпирических зависимостей стока от характеристик условий его формирования, карт расчетных гидрологических параметров. Исследование разнообразных приемов расчета стока, использующих вероятностно-статистический анализ и методы географических обобщений, позволило выделить основные факторы, определяющие структуру и размеры погрешностей расчета. Эта погрешность, характеризуемая своим средним квадратическим значением, зависит от того, насколько полно и правильно учтены особенности генезиса предсказываемой характеристики стока и ее распределения во времени и в пространстве. В тех случаях, когда явление изучено недостаточно, адекватность его описания достигается увеличением аппроксимационных возможностей используемого семейства распределения вероятностей или эмпирической формулы, детальности районирования, что выражается в росте числа оцениваемых параметров, гибкости системы изолиний, числа выделяемых районов.

Использование подобных средств неизбежно приводит к тому, что при ограниченном объеме исходных данных результаты расчета становятся зависимыми от этих данных и отражают не только искомые закономерности формирования стока, но и несущие случайный характер особенности отдельных элементов наблюдений. Это явление А. В. Христофоровым предложено называть статистической неустойчивостью методики расчета или прогноза относительно исходных данных.

Статистическая неустойчивость растет с увеличением степени подробности аппроксимационных возможностей описания рассматриваемых процессов и явлений, а в общем случае полноты использования информации о каждом отдельном члене совокупности наблюдений.

Средняя квадратическая погрешность расчета или прогноза распадается на два слагаемых:

1) предельная погрешность V_0 , которая могла бы быть получена при неограниченном объеме данных наблюдений, характеризует степень подробности и правильность описания рассматриваемого явления;

2) показатель статистической неустойчивости методики относительно исходных данных Γ , который зависит от соотношения подробности описания и объема используемой информации и находится в диалектическом противоречии с первым слагаемым (более простым схемам соответствует меньшая статистическая неустойчивость Γ , но больший показатель V_0).

Исследование надежности и точности расчетных методик наиболее актуально для случаев отсутствия или недостаточности данных гидрометрических наблюдений, когда используются различного рода эмпирические зависимости, карты изолиний, районирования параметров и т. д. Не умаляя важности проблемы надежности способов и приемов оценки величин стока по гидрометрическим данным, следует все же указать, что последние строго регламентированы строительными нормами и правилами с сопутствующими методическими документами и рекомендациями. Это является гарантией от крупных просчетов и принципиальных ошибок, поскольку единообразие правил и процедур расчета представляет ту основу, на которой возможно сравнение результатов аналогичных расчетов, накопление и обобщение опыта реального проектирования. Поэтому мы здесь ограничимся рассмотрением вопросов, непосредственно связанных с расчетами стока при отсутствии материалов наблюдений. Именно в этой области гидрологического анализа неучет фактора статистической неустойчивости схемы расчета относительно исходных данных приводит к ошибкам принципиального характера, которые практически выражаются в сильнейшем завышении точности. Последнее дезориентирует практику водохозяйственного проектирования, связанную с гидрологическими расчетами, приводит к крупным просчетам, недооценке роли полевых изысканий, способствует опасной тенденции ложной экономии на изыскательских и проектных работах.

4.2.1. Построение и оценка эмпирических зависимостей речного стока от обуславливающих факторов

Эмпирические зависимости (формулы), связывающие характеристики речного стока с числовыми показателями условий его формирования, широко применяются при отсутствии материалов гид-

рометрических наблюдений. На первом этапе построения эмпирической зависимости, предназначенной для расчета характеристики речного стока y , анализируются обуславливающие ее факторы и определяются их числовые показатели $x^{(1)}, \dots, x^{(k)}$, играющие роль аргументов. Их совокупность может быть задана в виде k -мерного вектора $X = (x^{(1)}, \dots, x^{(k)})$.

Исходная выборка $y_1, x_1, \dots, y_n, x_n$ состоит из соответствующих значений характеристики y_i и вектора X_i , полученных по материалам наблюдений для n точек пространства (опорных пунктов или бассейнов конкретного региона).

Второй этап — оценка функции регрессии $m_y(x)$ — условное математическое ожидание y при заданном значении x . Функция регрессии представляет оптимальный вариант эмпирической зависимости, так как дает наименьшую среднюю квадратическую погрешность определения y по заданному x . При $k=1$ (один аргумент) построение эмпирической зависимости может осуществляться графически.

Достоинство графического метода — его простота и возможность оперативного учета особенностей отдельных точек (одни учитываются в большей степени, нерепрезентативные отбрасываются и т. п.). Недостатком является неизбежная субъективность решения, невозможность использования при числе аргументов, большем двух.

Этих недостатков лишен аналитический метод, который может применяться при любом k и позволяет использовать ЭВМ. Метод предполагает решение двух задач — поиск функции $\varphi(x, \Theta)$, близкой к искомой функции регрессии $m_y(x)$, т. е. выбор вида эмпирической формулы $y = \varphi(x, \Theta)$ и определение входящих в эту формулу параметров $\theta_1, \dots, \theta_m$, образующих вектор Θ .

На практике редко можно определить вид искомой функции регрессии, поэтому аппроксимация $\varphi(x, \Theta)$ исходит из общих представлений о генезисе величины y на основе теоретического анализа, экспериментальных данных и опыта построения подобных зависимостей.

После того как выбрана аппроксимирующая функция $\varphi(x, \Theta)$, возникает задача оценки параметров $\theta_1, \dots, \theta_m$ по выборке $y_1, x_1, \dots, y_n, x_n$. Как правило, для этой цели применяется метод наименьших квадратов: в качестве оценки принимается то значение вектора $\Theta^* = (\theta_1^*, \dots, \theta_m^*)^T$, при котором становится минимальной сумма квадратов отклонений фактических значений y_i от расчетных $\varphi(x_i, \Theta)$:

$$Q(\theta_1, \dots, \theta_m) = \sum_{i=1}^n [y_i - \varphi(x_i, \theta)]^2.$$

Третий необходимый этап — оценка надежности полученной эмпирической зависимости $m_y^*(x) = \varphi(x, \Theta^*)$. Возможные ошибки расчета по эмпирической зависимости обуславливаются следующими причинами.

1. Неоднозначный, стохастический характер связи между y и x , вызванный существованием неучтенных факторов и случайными ошибками определения фактических значений y , приводит к тому, что при любом x величина y может случайно отклоняться от своего условного среднего $m_y(x)$, что, в свою очередь, приводит к появлению остаточной дисперсии $D_0: D_0 = \mathbf{M}[y - m_y(x)]^2$, где \mathbf{M} — символ математического ожидания. При прочих равных условиях величина D_0 будет тем меньше, чем большее число факторов учтено в эмпирической зависимости.

2. Несовпадение $\varphi(x, \Theta)$ с искомой функцией $m_y(x)$ порождает погрешность аппроксимации: $A = \mathbf{M}[m_y(x) - \varphi(x, \Theta_0)]^2$, где вектор Θ_0 образован оптимальными значениями параметров. Величина A определяется уровнем знаний о характере связи между y и x и аппроксимационными возможностями функции $\varphi(x, \Theta)$, которые зависят от числа параметров m (A убывает с ростом m).

3. При неограниченном росте числа наблюдений n статистическая оценка Θ^* стремится к оптимальному значению Θ_0 и, следовательно, среднее квадратическое отклонение фактических значений y от расчетных $\varphi(x, \Theta^*)$ стремится к предельной погрешности:

$$V_0 = \lim_{n \rightarrow \infty} \mathbf{M}[y - \varphi(x, \Theta^*)]^2 = D_0 + A. \quad (4.2)$$

4. Ограниченность ряда наблюдений приводит к тому, что построенная эмпирическая зависимость отражает не только характер связи между y и x , но и случайные особенности используемых данных $y_1, x_1, \dots, y_n, x_n$. Оценки $\theta_1^*, \dots, \theta_m^*$ содержат, следовательно, случайные ошибки, поэтому при каждом x расчетное значение $\varphi(x, \Theta^*)$ может случайным образом отклоняться от оптимального $\varphi(x, \Theta_0)$. Среднее значение квадрата таких отклонений $\Gamma = \mathbf{M}[\varphi(x, \Theta^*) - \varphi(x, \Theta_0)]^2$ представляет показатель статистической неустойчивости эмпирической зависимости относительно исходных данных.

Суммарное среднее квадратическое отклонение равно

$$V = \mathbf{M}[y - \varphi(x, \Theta^*)]^2 = D_0 + A + \Gamma = V_0 + \Gamma. \quad (4.3)$$

5. Показатель Γ может быть представлен как

$$\Gamma = V_0 \gamma(m, n), \quad (4.4)$$

где $\gamma(m, n)$ — коэффициент статистической неустойчивости, убывающий с ростом n и увеличивающийся с ростом m . С учетом (4.4) выражение (4.3) можно представить как

$$V = V_0 [1 + \gamma(m, n)]. \quad (4.5)$$

Задача статистического оценивания параметров эмпирических зависимостей решается наиболее просто, если эта зависимость линейна относительно параметров, т. е.:

$$\varphi(x, \Theta) = \sum_{i=1}^m \theta_i f_i(x), \quad (4.6)$$

где $f_1(x), \dots, f_m(x)$ — заданные функции, причем одна из них, например, $f_1(x) \equiv 1$.

В подобном линейном случае для приближенного определения коэффициента $\gamma(m, n)$ может быть использована рекомендуемая А. В. Христофоровым (1984) формула

$$\gamma(m, n) = \frac{m-2/n}{n-m-1} \approx \frac{m}{n-m}, \quad (4.7)$$

которая наглядно показывает связь между степенью неустойчивости и числом параметров m и наблюдений n .

Для определения предельной погрешности эмпирическую зависимость достаточно проверить на «зависимом материале», т. е. сравнить расчетные значения $\varphi(x_i, \Theta^*)$ с теми же фактическими значениями $y_i, i=1, \dots, n$, которые использовались для построения. Приближенное значение V_0 равно

$$V_0^* = \frac{1}{n-m} \sum_{i=1}^n [y_i - \varphi(x_i, \Theta^*)]^2. \quad (4.8)$$

Таким образом, для линейной относительно параметров эмпирической зависимости вида (4.6) использование формул (4.7) и (4.8) дает возможность при оценке суммарной погрешности V ограничиться проверкой на «зависимом материале»: $V^* = V_0^* [1 + \gamma(m, n)]$.

В общем случае, когда эмпирическая зависимость $m_y^*(x)$ получена путем графических построений или имеет более сложный, чем в выражении (4.6), вид, ее погрешность должна находиться на «независимом» материале, т. е. путем проверки этой зависимости по данным наблюдений, не использовавшихся при ее построении. Такая проверка затруднительна по той причине, что при построении эмпирических зависимостей для расчетов стока обычно используется весь имеющийся материал наблюдений. В этой ситуации оптимальным приемом является так называемый «метод расщепления» Тьюки, т. е. метод «выбрасываемой точки»: данные y_i, x_i из выборки исключаются и по оставшимся $(n-1)$ наблюдениям строится «искаженная» зависимость $m_{(i)}^*(x)$; фактическое значение y_i сравнивается с расчетным $m_{(i)}^*(x_i)$, причем это сравнение является как бы проверкой на «независимом» материале;

после этого данные y_i, x_i возвращаются в выборку и исключаются данные y_{i+1}, x_{i+1} и т. д. (т. е. эта процедура повторяется с каждой парой y, x).

Для оценки суммарной погрешности следует использовать величину:

$$S_n^* = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [y_i - m_{(i)}^*(x_i)]^2, \quad (4.9)$$

поскольку здесь S_n^* характеризует среднее квадратическое отклонение фактических значений y от расчетных. Однако надо иметь в виду, что фактические значения характеристик стока y (норма, коэффициент вариации и др.) включает ошибку их оценки по имеющемуся ряду наблюдений. Случайные ошибки определения фактических значений характеристики y являются одним из факторов, обуславливающих неоднозначный характер связи между y и x , поэтому дисперсия оценок фактических значений σ^2 входит в качестве компонента в остаточную дисперсию D_0 . Очевидно, что если ошибки определения исходных значений y_1, y_2, \dots, y_n независимы между собой, то величина S_n^* в среднем превышает искомую погрешность расчета V (средний квадрат отклонения расчетных значений y от их истинных, а не фактических значений) на величину σ^2 . Если же величины y_1, \dots, y_n характеризуют речной сток нескольких достаточно близко расположенных бассейнов и рассчитываются приблизительно за один и тот же период, то неизбежна синхронность колебаний стока и пространственная скоррелированность ежегодных его значений. Последняя приводит к скоррелированности случайных ошибок определения характеристик y_1, \dots, y_n . Если обозначить через ρ_{ij} коэффициент корреляции между ошибками определения величин y_i и y_j , то среднее арифметическое $\bar{\rho}$ всех $n(n-1)$ таких коэффициентов может характеризовать степень пространственной скоррелированности исходных данных в целом. Если все значения y_1, \dots, y_n содержат ошибку одного порядка (например, из-за нерепрезентативности имеющегося периода наблюдений все оценки нормы стока в этом полностью синхронном районе завышены), то эта ошибка фактических значений y становится как бы систематической, а разброс точек обусловлен лишь влиянием неучтенных факторов. Остаточная дисперсия D_0 как бы уменьшается на σ^2 , а погрешность аппроксимации A как бы увеличивается на σ^2 , так что V_0, Γ и среднее значение $S_n = V_0 + \Gamma$ не меняются.

В то же время средняя квадратическая погрешность расчета V истинных значений характеристики y из-за подобного смещения увеличится на σ^2 по сравнению с S_n . Приведенные рассуждения поясняют формулу для определения погрешности расчета истинных значений y по эмпирической зависимости $m_y^*(x)$, полученную А. В. Христофоровым (1983):

$$V^* = S_n^* - \sigma^2 (1 - 2\bar{\rho}), \quad (4.10)$$

где S_n^* рассчитывается методом выбрасываемой точки (общий случай). Оценка пространственной скоррелированности ошибок определения характеристик стока ρ приближенно может быть вычислена по теоретическим формулам: а) для среднемноголетних величин $\rho_{ij} = r_{ij}$; б) для коэффициентов вариации, стандартов, дис-

персии $\rho_{ij} = r_{ij}^2$; в) для коэффициентов асимметрии и C_s/C_v , $\rho_{ij} = -r_{ij}^3$. Здесь r_{ij} — коэффициент корреляции между значениями величин стока.

При наличии нескольких вариантов эмпирической зависимости, различающихся составом аргументов, аналитическим видом, способом определения параметров или способом ее графического построения, окончательный выбор оптимального варианта следует осуществлять путем расчета и сравнения соответствующих каждому варианту оценок средней квадратической погрешности V^* .

4.2.2. Построение и оценка надежности карт характеристик речного стока

При построении карты исходную эмпирическую информацию составляют материалы наблюдений за речным стоком в опорных пунктах. В каждом l опорных пунктов по ряду наблюдений за n_i лет рассчитана оценка z_i^* параметра z , $i=1, \dots, l$. Из-за ограниченности ряда наблюдений оценка z_i^* отличается от истинного значения z_i на величину ξ_i — ошибку определения картографируемого параметра в i -м опорном пункте; вероятные размеры ошибки ξ_i можно характеризовать дисперсией σ_i^2 . Пространственная скоррелированность колебаний стока приводит к скоррелированности ошибок ξ_1, \dots, ξ_l .

Как правило, исходные значения z_i^* относят к центрам тяжести соответствующих водосборов s_i . В связи с этим необходимо иметь в виду следующее:

1) характеристики речного стока соответствуют определенным бассейнам и не образуют физического поля, т. е. не могут быть заданы для всех точек пространства;

2) даже если z_i интерпретировать как среднее для i -го водосбора значение параметра z , отнесение к центру тяжести s_i было бы корректным лишь при линейном характере зависимости от широты и долготы местности;

3) при большом разнообразии условий формирования стока центр тяжести перестает быть репрезентативной для данного водосбора точкой.

Указанные обстоятельства неизбежно приводят к систематическим ошибкам определения z по карте. Эти ошибки имеют тем большие размеры, чем выше пространственная изменчивость параметра z и крупнее водосборы.

Анализ погрешностей карты целесообразно проводить в рамках следующей регрессионной задачи: по выборке $z_1^*, s_1, \dots, z_l^*, s_l$

строится оценка функции пространственного распределения картографируемого параметра $z(s)$. Получаемая расчетная карта является эмпирической функцией пространственного распределения $z^*(s)$, которую можно рассматривать как эмпирическую зависимость параметра z от пространственных координат x и y . Подоб-

ная регрессионная трактовка позволяет воспользоваться рекомендациями, рассмотренными в разд. 4.2.1. В отличие от обычного регрессионного анализа построение карт имеет ряд специфических особенностей, главной из которых является высокая скоррелированность ошибок ξ_1, \dots, ξ_l определения параметра z , проявляющаяся особенно сильно для близлежащих опорных пунктов, и возможная сопоставимость этих ошибок с пространственной изменчивостью картографируемого параметра (изменения z от пункта к пункту могут быть меньше ошибок его определения).

Как и при построении обычных эмпирических зависимостей, простейшую ситуацию представляет полиномиальная аппроксимация, когда заранее задаются функции от пространственных координат $f_1(s), \dots, f_m(s)$ и пространственное распределение $z(s)$ ищется в виде полинома $f^T(s)\Theta = \theta_1 f_1(s) + \dots + \theta_m f_m(s)$, где образующие вектор Θ неизвестные параметры $\theta_1, \dots, \theta_m$ оцениваются методом наименьших квадратов по выборке $z_1^*, s_1, \dots, z_l^*, s_l$.

Если производится районирование параметра z независимо от исходных данных (например, районы намечаются заранее по некоторым соображениям географического характера), то получаемое таким образом описание пространственного распределения $z(s)$ также может быть представлено в виде полинома, где m — число выделенных районов; $f_i(s) = 1$, если точка с координатами s попадает в i -й район, и $f_i(s) = 0$ — в противном случае; θ_i — расчетное значение параметра z для i -го района. Получаемая методом наименьших квадратов оценка θ_i^* равна среднеарифметическому значению z^* , рассчитанному для опорных пунктов, попавших в i -й район.

Полученные по выборке $z_1^*, s_1, \dots, z_l^*, s_l$ методом наименьших квадратов оценки параметров $\theta_1^*, \dots, \theta_m^*$ определяют расчетную карту в виде $\tilde{z}^*(s) = f^T(s)\Theta$. При неограниченном росте объема исходной информации (числа пунктов наблюдений l и продолжительности этих наблюдений в каждом пункте n_i) оценка Θ^* приближалась бы к своему оптимальному значению Θ_0 , при котором погрешность аппроксимации функции пространственного распределения полиномом $f^T(s)\Theta$ минимальна. Если фактические значения z_i^* сравнивать со снятыми с карты значениями $z^*(s_i) = f^T(s_i)\Theta^*$ в тех же точках (т. е. проводить проверку на зависимом материале), то получаемая при этом средняя квадратическая погрешность

$$S_3^* = \frac{1}{l} \sum_{i=1}^l [z_i^* - \tilde{z}^*(s_i)]^2 \quad (4.11)$$

с учетом формулы (4.8) может быть записана как

$$S_3^* = V_0 (1 - m/l), \quad (4.12)$$

т. е. S_3 дает некоторую оценку погрешности, заниженную даже по сравнению с предельной погрешностью V_0 .

Как уже отмечалось, для получения правильного представления о точности расчетной методики, в том числе карты $\tilde{z}^*(s)$, необходима ее проверка на независимом материале. Наилучшие результаты и в этом случае дает метод «выбрасываемой точки»; поочередно выбрасываются данные по каждому пункту и по оставшейся выборке из $(l-1)$ пунктов карта перестраивается $\tilde{z}_{(i)}^*(s) = f^T(s) \Theta_{(i)}^*$; значения $\tilde{z}_{(i)}^*(s_i)$ сравниваются с фактическими z_i и рассчитывается погрешность

$$S_n^* = \frac{1}{l} \sum_{i=1}^l [z_i^* - \tilde{z}_{(i)}^*(s_i)]^2, \quad (4.13)$$

которая в среднем равна

$$S_n = M S_n^* = V_0 [1 + \gamma(m, l)] \quad (4.14)$$

и с учетом формулы (4.7) может быть приближенно записана как

$$S_n \approx V_0 \left[1 + \frac{m}{l-m} \right]. \quad (4.15)$$

При неограниченном росте числа опорных пунктов l средние значения квадратических погрешностей карты S_3 и S_n , рассчитанных на зависимом и независимом материале, стремятся к одной и той же величине — предельной погрешности V_0 .

При проверке карты на зависимом или независимом материале снимаемые с карты расчетные значения параметра сравниваются не с его истинными значениями z , а с эмпирическими оценками z , содержащими случайные ошибки определения ξ . Это приводит к тому, что при отсутствии пространственной скоррелированности ошибок ($\rho=0$) для получения средней квадратической погрешности карты $V = M [z(s) - \tilde{z}^*(s)]^2$ рассчитанная на независимом материале погрешность S_n должна быть уменьшена на среднюю величину дисперсии оценок z^* , которую обозначим σ^2 . Наоборот, если $\rho=1$, то при определении S_n влияние погрешностей исходных данных в опорных пунктах становится как бы систематическим (не выявляется по формуле (4.13)), поэтому оценка S_n должна быть увеличена на σ^2 .

В общем случае, как и для рассмотренных в разд. 4.2.1 эмпирических зависимостей, справедлива формула (4.10). При точных значениях параметра z или характеристик стока y формула (4.10) вырождается в соотношение $V^* = S_n^*$.

При графическом построении карты эмпирическая функция пространственного распределения $\tilde{z}^*(s)$ определяется системой изолиний, которые проводятся на основании исходных данных $z_1, s_1, \dots, z_l, s_l$ и с учетом сведений о географических факто-

рах пространственной изменчивости речного стока в пределах рассматриваемой территории. При проведении изолинии на отдельном участке учитывается общая географическая тенденция в изменении z , рисунок соседних изолиний и эмпирические данные z_i прежде всего в близлежащих опорных пунктах. Очень важно, что при ориентации изолиний по уже построенным и по соседним пунктам принцип линейной интерполяции осуществляется на интуитивном уровне.

Поэтому при графическом построении карты отсутствует понятие числа оцениваемых параметров m и структура погрешности расчетной карты может быть вскрыта только с помощью оценок средних квадратических погрешностей на зависимом S_3^* и независимом S_n^* материале, а также оценок ошибок исходных данных и среднего коэффициента их пространственной скоррелированности ρ . Оценка суммарной погрешности карты может рассчитываться на основании ее проверки на независимом материале по формуле (4.10). Более подробно структура погрешностей карты может быть оценена с помощью общих соотношений (4.3), (4.5) и приближенных формул, выведенных А. В. Христофоровым:

$$V_0 = \sqrt{S_n^* S_3^*}, \quad \gamma = \sqrt{\frac{S_n^*}{S_3^*}} - 1. \quad (4.16)$$

Проведенные на кафедре гидрологии суши МГУ исследования структуры погрешностей интерполяционных карт параметров стока показывают, что проверка на зависимом материале дает искаженное (в 2—4 раза) представление об их реальных возможностях (точности), а статистическая неустойчивость карты может играть решающую роль в ошибках расчета.

Высокая статистическая неустойчивость карт возникает, когда степень детализации описания пространственного распределения картографируемого параметра не соответствует реальному объему эмпирической информации. Поэтому при построении карт во избежание высокой статистической неустойчивости следует применять правило, в соответствии с которым меньшему объему исходной эмпирической информации должна соответствовать большая степень генерализации.

При разработке методик расчета годового стока в условиях отсутствия гидрометрических наблюдений существенными оказываются следующие его особенности. Во-первых, эмпирические кривые обеспеченности годового стока хорошо описываются аналитическими формами в рамках трехпараметрического гамма-распределения. Возможности параметризации эмпирических кривых обеспеченности позволяют отдельно рассматривать географические закономерности нормы и C_v (о преимуществах такого подхода см. в разд. 4.1). Во-вторых, когда годовой сток формируется в пределах годового цикла, т. е. большого промежутка времени, при котором можно более уверенно применять уравнение водного баланса по сравнению с сезонными и месячными периодами, для которых оно записывается сложнее, а элементы определяются менее точно. Уравнение водного баланса облегчает физико-географическую интерпретацию пространственных закономерностей годового стока и может применяться для определения его характеристик непосредственно или в качестве простейшей математической модели.

5.1. НОРМА ГОДОВОГО СТОКА

Норму годового стока можно понимать, исходя из гипотезы стационарности многолетних колебаний стока как среднее его значение за многолетний период с неизменными ландшафтными географическими условиями и одним уровнем хозяйственной деятельности в бассейне реки.

Норма стока имеет значение не только как параметр кривой распределения вероятностей при расчетах расходов и объемов годового стока, но и как показатель потенциальных водных ресурсов речного бассейна или экономического района. Являясь функцией среднееголетних значений осадков и испарения, норма стока представляет собой одну из важнейших гидрометеорологических характеристик географического ландшафта, отражающих свойственное ему соотношение тепла и влаги. Географические закономерности среднееголетнего годового стока наиболее отчетливо вскрываются с помощью уравнения водного баланса.

5.1.1. Уравнение водного баланса речного водосбора

Уравнение водного баланса отражает общий закон сохранения материи и основано на очевидном равенстве: для любого объема,

ограниченного произвольной поверхностью, разность между количеством воды, поступившей внутрь него $\Sigma_{\text{прих}}$ (приходные составляющие) и вышедшей наружу $\Sigma_{\text{расх}}$ (расходные составляющие), должна равняться увеличению или уменьшению ее количества внутри данного объема (ΔS):

$$\Sigma_{\text{прих}} - \Sigma_{\text{расх}} = \Delta S. \quad (5.1)$$

Равенство (5.1) справедливо для любого произвольного объема, ограниченного замкнутой поверхностью, и любого промежутка времени. Рассмотрим общий вид уравнения водного баланса участка суши, представляющего собой объем, ограниченный сверху земной поверхностью, снизу — кровлей водоупорных пород, с боков — некоторой вертикальной поверхностью, проходящей по контуру выделенного участка. Приходную часть водного баланса за расчетный промежуток времени Δt (месяц, сезон, год и т. п.) составляют:

- 1) осадки P , выпавшие на земную поверхность;
- 2) количество влаги E_1 , конденсирующейся в почве и на ее поверхности;
- 3) количество воды, поступившей на участок с поверхностными водотоками (руслевой и склоновый сток) $y_{1, \text{пов}}$;
- 4) количество воды $y_{1, \text{подз}}$, поступившей в рассматриваемый объем путем подземного притока.

Расходную часть водного баланса составляют: 1) испарение с поверхности E_2 , 2) стекающие по поверхности за пределы участка воды (руслевой и склоновый сток) $y_{2, \text{пов}}$, 3) отток воды подземным стоком $y_{2, \text{подз}}$.

Если обозначить S_1 запас влаги на начало расчетного интервала времени Δt , S_2 — на его конец, то выражение (5.1) можно развернуть для рассматриваемого объема как

$$(P_1 + E_1 + y_{1, \text{пов}} + y_{1, \text{подз}}) - (E_2 + y_{2, \text{пов}} + y_{2, \text{подз}}) = S_2 - S_1,$$

или

$$P = (E_2 - E_1) + (y_{2, \text{пов}} - y_{1, \text{пов}}) + (y_{2, \text{подз}} - y_{1, \text{подз}}) + (S_2 - S_1). \quad (5.2)$$

Все элементы в уравнении (5.2) можно выразить в миллиметрах слоя воды, разделив объемы на площадь дневной поверхности выделенного произвольного объема суши. Поскольку речной бассейн ограничен водоразделом, разность $(y_{2, \text{пов}} - y_{1, \text{пов}}) = y$ может рассматриваться как вода, выносимая за пределы контура рекой в замыкающем створе. Далее, обозначив разность между испарением и конденсацией $E_2 - E_1 = E$, будем понимать ее как потерю на испарение с поверхности водосбора. Разницу между подземным притоком и подземным стоком $|y_{2, \text{подз}} - y_{1, \text{подз}}| = \pm y_{\text{подз}}$ назовем водообменом данного бассейна с соседними бассейнами. Величина $(S_2 - S_1)$ как изменение запасов влаги в бассейне за расчетный интервал времени Δt (и одновременно как разность приходной и расходной части баланса ΔS) представляет собой алгебраическую сумму изменений запасов воды в сезонном снеж-

ном покрове, наледях, ледниках и многолетних снежниках, в русской сети, в зоне аэрации почвогрунтов, в водоносных слоях, дренируемых гидрографической сетью бассейна. Для годового цикла ΔS не что иное, как разница в запасах на конец и начало конкретного года. В многоводные годы происходит накопление запаса воды ($+\Delta S$), который в маловодные годы сбрасывается ($-\Delta S$). Перепишем теперь выражение (5.2) для годового отрезка времени Δt с учетом сделанных сокращений:

$$P_i = y_i + E_i \pm y_{\text{подз},i} \pm \Delta S_i. \quad (5.3)$$

Если осреднить за многолетний период элементы водного баланса как среднеарифметические за N лет, то уравнение (5.3) несколько упрощается, так как $\Sigma \Delta S \rightarrow 0$. С учетом этого

$$\bar{P} = \bar{y} + \bar{E} \pm \bar{y}_{\text{подз}}. \quad (5.4)$$

Здесь член уравнения $\pm \bar{y}_{\text{подз}}$ характеризует среднюю многолетнюю величину водообмена с соседними водосборами, не контролируемую гидрометрически в замыкающем створе. Положительное значение $\bar{y}_{\text{подз}}$ означает, что воды стекает подземным путем больше, чем приходит ($y_2 - y_1 > 0$), а отрицательное $\bar{y}_{\text{подз}}$ — воды поступает больше, чем уходит ($y_2 - y_1 < 0$).

Перепишем выражение (5.4) относительно среднегогодового стока:

$$\bar{y} = \bar{P} - \bar{E} \mp \bar{y}_{\text{подз}}. \quad (5.5)$$

имея в виду, что знаки $\bar{y}_{\text{подз}}$ противоположны, чем в записи (5.4).

Для подавляющего числа больших и средних речных бассейнов, находящихся в различных природных условиях, а также многих малых речных водосборов, расположенных в зонах избыточного и достаточного увлажнения, основной рекой и ее притоками практически полностью дренируется подземный сток верхних водоносных горизонтов. Этот подземный сток полностью формируется в пределах данного бассейна, т. е. поверхностный и подземный водоразделы совпадают. Такие бассейны называются замкнутыми, они не получают притока подземных вод извне. Отток подземных вод из бассейнов, речная сеть которых полностью дренирует подземные воды, происходит через замыкающий створ в виде подземной составляющей общего речного стока.

Уравнение водного баланса таких бассейнов для многолетнего периода может быть записано как

$$\bar{y} = \bar{P} - \bar{E}. \quad (5.6)$$

В отличие от замкнутых бассейнов водный баланс так называемых «висячих» водосборов, реки которых не полностью дренируют воды основных водоносных горизонтов (малые реки), можно записать в виде уравнения

$$\bar{y} = \bar{P} - \bar{E} - \bar{y}_{\text{подз}}, \quad (5.7)$$

где $\bar{y}_{\text{подз}}$ следует понимать как недренируемый подземный сток.

В случае, если реками рассматриваемого бассейна дренируются подземные воды, сформировавшиеся за пределами контура, например за счет разгрузки глубоких межпластовых водоносных горизонтов в речную сеть, то уравнение водного баланса записывается в следующем виде:

$$\bar{y} = \bar{P} - \bar{E} + \bar{y}_{\text{подз}}. \quad (5.8)$$

Из уравнения (5.6) следует, что норма стока замкнутых водосборов зависит только от осадков и испарения, а норма стока висячих водосборов еще и от ряда других факторов, определяющих:

а) характер и размеры перераспределения «климатического» стока ($\bar{P} - \bar{E}$) на поверхностный и подземный (крутизна склонов, инфильтрационные свойства почвогрунтов, шероховатость поверхности склонов, расчлененность рельефа и развитие гидрографической сети, растительность и т. п.);

б) степень дренированности водоносных горизонтов (глубина их залегания и дислокации, глубина вреза русел, характер водообмена верхних и нижних водоносных горизонтов).

Конкретный учет перечисленных факторов требует хорошей изученности водосбора и в общем случае очень затруднителен. Поэтому при изучении региональных условий формирования среднего многолетнего стока прибегают к косвенной оценке влияния этих факторов с помощью эмпирических зависимостей нормы, выраженной в миллиметрах слоя или модулях стока, от площади водосбора.

5.1.2. Влияние размера площади водосбора; малые и средние бассейны

Малые водосборы, русло которых расположено выше уровня первого водоносного горизонта, не дренируют грунтовых вод и имеют лишь поверхностный сток во время таяния снега и выпадения интенсивных дождей. По мере увеличения размеров реки и ее водосбора речные долины углубляются, прорезают водоносные горизонты и тем самым приобретают возможность дренировать все большее количество подземных вод. Таким образом, размер водосбора косвенно определяет глубину эрозивного вреза русла реки и ее способность дренирования подземных вод. Увеличение стока с ростом площади водосбора отражает закономерность перехода от «висячих» водосборов, не дренирующих подземный сток, к частично дренирующим и, наконец, полностью дренирующим подземный сток. Конкретный вид этой зависимости определяется главным образом глубиной залегания грунтовых вод. В зонах достаточного и избыточного увлажнения грунтовые воды залегают неглубоко, а иногда даже выходят на поверхность, поэтому они дренируются почти всеми реками. Норма стока всех рек здесь одинакова, исключая самые малые, с пло-

щадями водосборов менее 10 км², которые не дренируют грунтовые воды или дренируют их лишь частично.

В лесостепной зоне, где грунтовые воды залегают уже сравнительно глубоко (до 15—20 м), полное подземное питание имеют реки с площадями водосборов более 100 км². В степных районах,

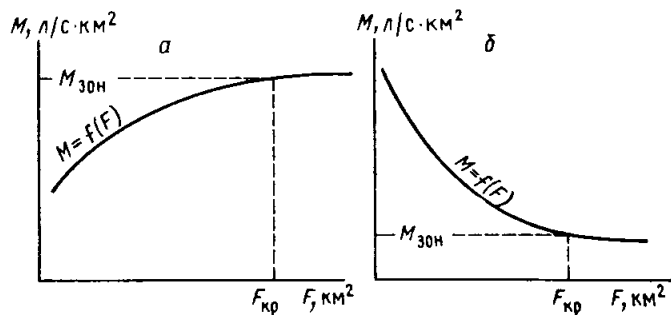


Рис. 5.1. Общий вид зависимости среднего многолетнего стока от площади водосбора:
а — неполное дренирование грунтовых вод малыми водотоками, б — уменьшение общих потерь с малых водосборов

где грунтовые воды залегают еще глубже, полное подземное питание имеют реки с площадями водосборов более 2000 км². Зависимость среднего многолетнего стока от площади и водосбора для различных природных зон показана на рис. 5.1. Установление критической площади водосбора $F_{кр}$, менее которой начинает существенно сказываться неполное дренирование подземных вод, имеет большое методическое значение в расчетах нормы стока. Для малых рек ($F < F_{кр}$) правомерно уравнение водного баланса в виде (5.7). Величина недренируемого рекой подземного стока зависит от местных факторов, поэтому применение методов географической интерполяции затруднено. Напротив, для средних рек ($F > F_{кр}$) правомерно уравнение (5.6), т. е. норма стока зависит только от климатических факторов, географические закономерности которых носят ярко выраженный зональный характер; независимость от площади водосбора слоя (модуля) стока позволяет применять для их отображения наиболее простые картографические методы в виде карт изолиний. К большим обычно относят реки с площадью водосбора более 50 000 км², режим стока которых приобретает такую степень индивидуальности, которую приходится учитывать уже конкретно: пересечение границ природных зон, дренирование межпластовых и глубоких артезианских вод, формирование которых происходит далеко за пределами бассейна. Не следует полагать, что такой индивидуальности полностью лишены средние реки, которые также дренируют различные подземные воды: верховодки, грунтовые, межпластовые (часто напорные) и глубокие артезианские, которые имеют весьма

отдаленные области своего питания. Только воды верховодки и грунтовые воды полностью формируются в данном речном бассейне, а границы их областей питания совпадают с водораздельной линией поверхностного водосбора. Дренирующее влияние средних рек ограничивается лишь верхней частью зоны свободного водообмена, глубина которой определяется мощностью тех водопроницаемых толщ пород, в пределах которых горизонтальные или слабонаклонные к горизонту линии стока подземной во-

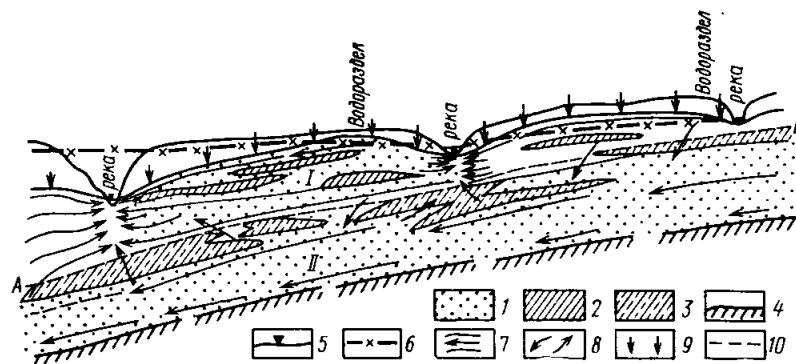


Рис. 5.2. Региональные потоки грунтовых и напорных вод (по А. В. Лебедеву):

1 — водопроницаемая порода, 2 — водоупорные породы, 3 — слабопроницаемые породы, 4 — водоупорное ложе, 5 — зеркало грунтовых вод, 6 — пьезометрическая поверхность напорных вод, 7 — линии тока подземной воды, 8 — нисходящий и восходящий перетоки подземных вод по вертикали, 9 — питание грунтовых вод сверху, 10 — подошва подзоны дренирующего влияния сети средних рек

ды непосредственно направлены к реке (дренируются ею). Ниже подошвы этой подзоны (рис. 5.2) линии потоков глубоких подземных вод не заходят в местные реки и, минуя их, направляются в смежные, более глубокие реки. Вблизи нижней границы подзоны дренирующего влияния речной сети происходит вертикальный переток подземных вод вниз или вверх в зависимости от вертикального напорного градиента. Указанное перетекание может происходить как через слабопроницаемые породы, так и гидрогеологические «окна». В случае нисходящего движения вод из подзоны дренирующего влияния реки ресурсы этой подзоны уменьшаются, а в нижней части зоны активного водообмена они увеличиваются. При восходящем движении вод из низов зоны активного водообмена в подзону дренирующего влияния реки ресурсы вод этой подзоны увеличиваются.

В подзоне дренирующего влияния реки могут находиться грунтовые воды со свободной поверхностью и межпластовые воды, также дренируемые рекой. Часты случаи, когда подошва этой верхней подзоны совпадает с кровлей регионально выдержанных

слабопроницаемых пород, но это вовсе не обязательно и тогда для средних рек может оказаться справедливой запись водного баланса в виде формулы (5.7), если часть дренируемых вод перетекает в более глубокие горизонты, либо в виде формулы (5.8), если в дренируемые водоносные горизонты перетекает вода более глубоких напорных вод. Таким образом, индивидуальность в формировании стока средних рек не может отрицаться полностью, независимость нормы стока от площади следует понимать как приближенно принимаемое условие.

Особые условия формирования стока малых рек встречаются в засушливых районах Северного Казахстана, Южного Заволжья, на юге Украины. В зоне сухих степей подземные воды расположены на глубине 25—70, а в полупустынной зоне — 60—70 м, поэтому фактор дренирования не влияет на уменьшение нормы стока с уменьшением размеров водосбора, а на первое место выдвигаются условия поверхностного стекания талых вод весеннего половодья, составляющего в этих районах 80—100% годового объема. Связь размеров площади водосбора и условий стекания талых вод схематично можно представить следующим образом: расчлененность рельефа обычно возрастает к верховьям бассейнов, с ростом последней увеличиваются уклоны склонов, густота русловой и овражно-балочной сети. Следовательно, увеличиваются скорости добегания поверхностных вод и уменьшаются потери весеннего половодья. Эта общая тенденция приближенно отражается региональными зависимостями слоя весеннего или годового стока от площади водосбора. Для слабо расчлененных равнин юга Западной Сибири и Северного Казахстана решающим азональным фактором оказывается распространение замкнутых бессточных понижений. С увеличением размеров бассейна в этих районах возрастает относительная величина площади этих понижений и, следовательно, уменьшается сток в замыкающем створе.

5.1.3. Факторы, влияющие на норму стока. Распределение нормы годового стока по территории СССР

Разделение рек на категории средних (полностью дренирующих подземный сток) и малых позволяет более отчетливо представить факторы и закономерности пространственного распределения среднего многолетнего стока. Главные факторы пространственного распределения нормы стока средних рек — климатические условия, определяющие осадки и испарение, т. е. гидрометеорологические компоненты географического ландшафта, отражающие то соотношение тепла и влаги, которое свойственно данной географической зоне.

Общность факторов пространственной дифференциации природных зон и среднего многолетнего стока иногда подчеркивается в названии последнего как зонального стока в случае построения карт его изолиний, при котором частично исключается влияние местных (неклиматических) факторов.

Изменение нормы стока под влиянием факторов подстилающей поверхности, к которым относят рельеф, почвы, растительный покров, озерность, заболоченность, происходит через изменение осадков и испарения. Исключением является влияние гидрогеологических условий. Грунтовые воды, с одной стороны, непосредственно связаны с дневной поверхностью, с поверхностными водами, характер их распространения и режима в основном является отражением зональных закономерностей. С другой стороны, они могут быть генетически связаны в той или иной мере с межпластовыми водами; характер последних и их взаимодействие с грунтовыми водами зависит от конкретного положения бассейна в геологической структуре, которое обуславливает наличие или отсутствие напора в водоносных пластах, гидрогеологических окон, т. е. направление и интенсивность перетекания из грунтового потока в межпластовый водоносный горизонт или, наоборот, напорную фильтрацию вод из глубоких в верхние водоносные горизонты с последующим дренированием воды реками. Наиболее ярко влияние геолого-литологических условий проявляется при развитии в пределах бассейна карстующихся пород. Если подземный водосбор больше поверхностного, то река дренирует карстовые воды смежных водосборов и имеет повышенную норму годового стока. Если происходит отток карстовых вод из бассейна в смежные водосборы, то норма стока такого бассейна будет меньше, чем у незакарстованной реки. Отклонения норм годового стока закарстованных и незакарстованных рек в одном и том же районе могут достигать 100% и более в зависимости от гидрогеологических условий.

Рассмотрим влияние других факторов на норму стока рек, полностью дренирующих подземный сток.

Рельеф. Норма годового стока в возвышенных, особенно в горных, районах увеличивается с повышением местности, что определяется изменением компонентов уравнения водного баланса (5.6). Осадки с повышением местности возрастают (до высот порядка 3—3,5 тыс. м), испарение с высотой убывает с понижением температуры и уменьшением радиационного баланса. Такой характер изменения компонентов водного баланса является лишь общей схемой. В действительности, особенно в горах, изменение осадков и испарения происходит очень сложно и требует конкретного учета рельефа в широком понимании этого слова, т. е. абсолютной высоты, ориентации склонов, уклонов водосбора, степени доступности его влажным воздушным массам. Последняя зависит не только от высоты и экспозиции, но и от диспозиции (относительного расположения) отдельных частей горной страны. Само выпадение осадков в горах связано не столько с высотой, сколько с условиями перетекания воздушных масс через горные препятствия. Часто увеличение осадков наблюдается еще при приближении к горным барьерам (эффект предвосхождения). Сложный характер изменения нормы годового стока от средней высоты местности может быть приближенно отражен эмпирически-

ми зависимостями, локализация которых зависит в основном от экспозиции и диспозиции отдельных частей горной системы.

Почвы как элемент географического ландшафта имеют зональное распределение. Различные почвы обладают неодинаковыми водно-физическими свойствами и, в частности, разной водопроницаемостью. Водопроницаемые почвы быстро поглощают атмосферные осадки, которые, просочившись в почву, менее подвергаются испарению. На малопроницаемых почвах при прочих равных условиях выпавшие осадки задерживаются на поверхности и более интенсивно испаряются. Таким образом, влияние почв отражается на норме годового стока через испарение. Зональные почвы, являясь компонентом географического ландшафта, находятся во взаимодействии с его остальными компонентами, в том числе с осадками, испарением и стоком. Поэтому некоторые различия в зональных почвах не влияют существенно на норму стока. Азональные разности почв, изменяя испарение, могут несколько изменить норму стока по сравнению с зональной величиной.

Влияние леса и других видов растительного покрова на речной сток выражается в изменении климатических факторов стока, входящих в уравнение водного баланса, — осадков и испарения, а также в перераспределении поверхностного и подземного стока вследствие повышенной скважности и водопроницаемости лесных почв и большей шероховатости поверхности водосборов, покрытых растительностью и лесной подстилкой. Для водосборов, полностью дренирующих подземный сток, перераспределение стока не имеет существенного значения.

Влияние леса на количество атмосферных осадков проявляется в двух направлениях. Благодаря повышенной шероховатости и восходящим токам воздуха над лесом выпадает больше вертикальных осадков, чем над открытыми пространствами (до 10—20%). С другой стороны, растительный покров задерживает некоторую часть осадков (зимних — на 5—10, летних — до 20—40%). Суммарные потери на испарение в лесу несколько больше по сравнению с открытыми пространствами: для всех природных зон превышение среднего многолетнего испарения с леса и лесных полос составляет 8—10% при неглубоком залегании грунтовых вод (4—10 м) и 15—20% — при их залегании более 10 м от дневной поверхности. В целом в лесной зоне при сплошной залесенности водосборов и уклонах склонов менее 10‰ при неглубоком залегании грунтовых вод (около 5 м) наблюдается некоторое увеличение стока (до 12%). В лесостепной зоне с лесных массивов или сплошь залесенных водосборов при уклонах склонов 10—30‰ при глубине грунтовых вод менее 10 м наблюдается увеличение норм стока до 5—20%. При глубоком залегании грунтовых вод (более 10 м), что характерно для большей части зоны недостаточного увлажнения, наблюдается тенденция

к уменьшению годового стока (по данным В. Е. Водогрецкого, до 10—15%).

Влияние озер на норму годового стока проявляется в уменьшение стока вследствие увеличения испарения с водной поверхности по сравнению с испарением с суши. Норма стока в таких случаях определяется по формуле, вытекающей из уравнения водного баланса:

$$y' = y(1 - f_{оз}) + (P - E)f_{оз}, \quad (5.9)$$

где y' — норма стока озерной реки; y — норма стока, определенная по карте; E — норма испарения с водной поверхности; $f_{оз}$ — площадь озер в долях от площади водосбора (озерность).

Влияние болот на норму годового стока в основном определяется различием норм испарения заболоченной и незаболоченной территории, расположенной в одинаковых физико-географических условиях.

Многочисленные исследования показывают, что в зоне достаточного и избыточного увлажнения, где нормы годового стока с болот и с незаболоченных территорий различаются сравнительно немного, изменения в степени заболоченности отдельных водосборов по отношению к средней заболоченности территории мало меняют норму стока. В условиях недостаточного увлажнения болота могут существенно снижать норму годового стока за счет увеличенного испарения с поверхности болотных водосборов (при значительной доле их площади в бассейне).

Особенности влияния физико-географических факторов на средний многолетний сток малых рек состоят в том, что большее значение приобретают способности подстилающей поверхности перераспределять сток из поверхностного в подземный. Все малые реки (кроме указанных в разд. 5.1.2) имеют пониженную норму годового стока по сравнению с реками, полностью дренирующими подземный сток.

Степень понижения нормы стока зависит от соотношения слоя поверхностного стока к слою воды, расходуемого на инфильтрацию, которая в первую очередь определяется водопроницаемостью почв. Почвы, обладающие значительной водопроницаемостью, способствуют уменьшению поверхностного стока вследствие перевода поверхностных вод в подземные, не дренируемые малыми реками. Поэтому малые реки, поверхность водосборов которых сложена песками, при прочих равных условиях имеют меньшую норму годового стока по сравнению с малыми реками, поверхность которых сложена глинами или суглинками.

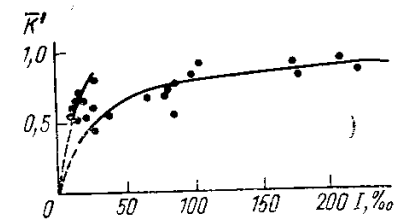


Рис. 5.3. Влияние уклона водосбора на средний годовой сток малых рек, выраженный в долях от зонального стока

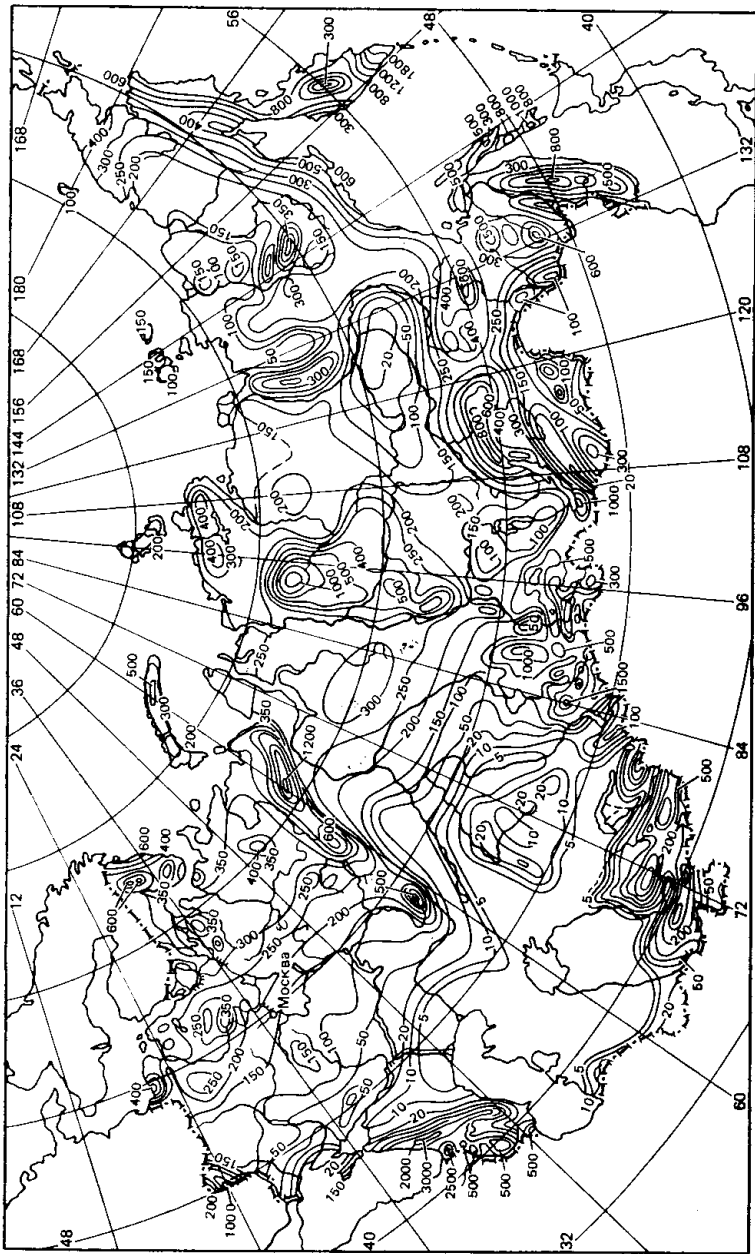


Рис. 5.4. Норма годового стока на территории СССР (мм)

В отличие от замкнутых бассейнов, средний многолетний сток которых складывается из поверхностного и подземного, для малых бассейнов имеют большое значение скорости и время добегания воды по склонам, т. е. продолжительность контакта воды с почвой. В бассейнах с крупными, хорошо выраженными формами рельефа процессы стока проходят более интенсивно, в них лучше развита гидрографическая сеть, собирающая воду со склонов. В бассейнах с малыми уклонами, плоским рельефом имеются значительные площади мелких понижений и бессточных участков, которые не формируют поверхностный сток; скапливающаяся здесь вода испаряется или инфильтруется в почвогрунты. Для малых водосборов иногда удается отразить эту сторону влияния рельефа на средний годовой сток с помощью эмпирических зависимостей величины соотношения фактического и зонального стока $K = \bar{y}_{\text{факт}} / \bar{y}_{\text{зон}}$ от среднего уклона водосбора $i_{\text{в}} \%$ (рис. 5.3).

Влияние растительного покрова на норму стока малых рек можно характеризовать, исходя из следующих закономерностей:

а) растительный покров увеличивает шероховатость поверхности бассейнов, уменьшает скорости поверхностного стекания и увеличивает продолжительность контакта воды с почвой и тем самым увеличивает инфильтрацию;

б) растительный покров замедляет процессы снеготаяния, увеличивая при этом инфильтрацию;

в) растительный покров в особенности лес, меняет структуру и водно-физические свойства почвы, увеличивая их скважность и водопроницаемость; особенно сильно это сказывается на тяжелых по механическому составу почвах.

Особое значение имеет оценка влияния леса и кустарниковой растительности на перераспределение снега, являющегося основным источником питания малых водотоков большей части территории СССР. Снегозапасы в лесных массивах лесостепной зоны могут быть в 1,5—2 раза больше, чем на открытых полях, а на наветренных опушках леса в 2—4 раза больше, чем в лесу. Объясняется это перемещением снега под влиянием ветра, в результате которого в одних местах образуются сугробы, в других же снег иногда сдувается полностью.

Распределение нормы годового стока по территории СССР в общем соответствует изменению годовых осадков и рельефу местности. Оно носит зональный характер в равнинных районах и следует вертикальной поясности в горных районах (рис. 5.4).

5.1.4. Метод географической интерполяции в расчетах нормы годового стока

Относительно постепенное изменение среднего годового стока на равнинных территориях позволяет применять для отображения его пространственных закономерностей карты в виде изолиний модуля (слоя) стока. Составление таких карт основано на допу-

шении о плавном и непрерывном изменении по территории элементов географического ландшафта, подчиняющихся закону географической зональности, а также на независимости картографируемой характеристики от величины площади водосбора. В соответствии с этим определяются и возможные границы применения карт стока для расчетных целей: эти карты могут быть построены и использованы для оценки нормы годового стока средних рек. Для категории малых рек они могут применяться только с учетом поправок на величину водосбора. При построении и использовании карт изолиний следует на основании физико-географического и гидрогеологического анализа сделать вывод об отсутствии или наличии серьезных аномалий в условиях формирования среднего многолетнего стока (карст, озерность).

Техника построения карт нормы стока для равнинных территорий не вызывает особых трудностей. Значение стока каждого изученного водосбора относится к его геометрическому центру, определяемому приближенно, так как при плавном изменении картографируемой характеристики это не приводит к существенным погрешностям. Изолинии проводятся линейной интерполяцией между точками, а при достаточно хорошо выраженном рельефе и редкой сети изученных бассейнов — с учетом хода изогипс. Наибольшую трудность при создании новых карт представляет оценка их точности, методические вопросы которой рассмотрены в предыдущей главе.

Основными картами, рекомендуемыми СНИП для определения нормы стока при отсутствии гидрометрических наблюдений, являются карты ГГИ в масштабе 1 : 10 000 000 для равнинных территорий и в масштабе 1 : 2 500 000 для горных территорий, обобщающие гидрометрическую информацию по 1975 г. включительно. Допускается также использование более новых карт стока, составленных как для всей территории СССР, так и для отдельных ее районов и изданных Госкомгидрометом СССР. По этим картам рекомендуется определять сток рек с площадями водосборов до 50 000 км², а при отсутствии резких изменений в рельефе и климатических условиях — и для больших площадей. По мере накопления данных гидрометрических наблюдений следует уточнять параметры в опорных гидрометрических створах и в соответствии с полученными изменениями корректировать изолинии карт.

Норма стока по карте изолиний определяется относительно центра водосбора неизученной реки. Для этого надо оконтурить водосбор до замыкающего створа, приближенно определить центр водосбора, если он находится целиком между двумя изолиниями или через него проходят одна-две изолинии, норма устанавливается линейной интерполяцией между изолиниями. При пересечении водосбора несколькими изолиниями вычисляется средневзвешенное значение стока:

$$M_0 = \frac{1}{F} \sum_{i=1}^n M_i F_i, \quad (5.10)$$

где F_i — площади водосбора между соседними изолиниями; M_i — средние значения стока между изолиниями; F — общая площадь водосбора.

Для стока малых рек, определенных по карте ГГИ, необходимо вводить поправочные коэффициенты, дифференцированные по районам (приведены в «Пособии по определению гидрологических характеристик»).

Близкий к построению карт изолиний способ заключается в интерполяции между значениями, полученными для рек-аналогов. Для расчета нормы этим методом на карту наносятся значения среднего многолетнего стока в центрах тяжести водосборов, расположенных вблизи рассматриваемого неизученного бассейна. Значение стока для расчетного водосбора на равнинной территории или при незначительно меняющемся рельефе определяется линейной интерполяцией. Нетрудно видеть, что этот способ при достаточно большом наборе пунктов-аналогов методически не отличается от построения участка карты изолиний.

Эффективность применения метода линейной интерполяции зависит не только от тщательности проработок, но и от сложности физико-географической обстановки. Поэтому при определении стока неизученных рек необходимо привлекать материалы физико-географических, ландшафтных, гидрогеологических исследований района для того, чтобы установить степень общности условий формирования стока рассматриваемого бассейна и опорных бассейнов-аналогов. Без такого анализа определение нормы стока интерполяционными методами вырождается в формальную процедуру с надеждой на успех в том случае, если рассматриваемый бассейн не имеет существенных аномалий в формировании стока.

Метод интерполяции усложняется при необходимости учета высотного положения бассейнов, в особенности для горных районов из-за резких колебаний стока при незначительных изменениях географических координат.

Норма стока как гидроклиматическая характеристика отражает устойчивый баланс влаги и тепла на земной поверхности, ее географические закономерности носят зональный характер, наиболее ярко проявляющийся в пределах равнинных физико-географических стран (Восточно-Европейская равнина, Западная Сибирь). На эту общую закономерность в изменении стока по территории в горных районах происходит наложение влияния мощного фактора географической дифференциации — рельефа местности. Воздействие рельефа на географическую среду является исключительно сложным и многообразным и касается всего комплекса природных условий. Степень увлажнения горной территории определяется усилением активности атмосферных процессов под воздействием повышенной турбулентности воздушных потоков, на что в значительной степени оказывает влияние высота местности и расчлененность рельефа. Кроме того, на характере увлажнения того или иного горного района сказывается ориента-

ция горных склонов по отношению к преобладающему направлению переноса влаги воздушными потоками, а также защищенность территории горными хребтами от их проникновения. Не менее важную роль играет рельеф и в изменении элементов теплового баланса, ставя последние в зависимость от высоты, экспозиции и уклона местности.

Однако при всем многообразии влияния рельефа на формирование стока высотная поясность — наиболее важная и общая закономерность в изменении основных стокообразующих факторов, проявляющаяся на фоне мозаичности физико-географического строения, фрагментарности ландшафтов, различного рода инсоляционной и ветровой барьерной дифференциации свойств природно-территориальных комплексов. Исходя из этой закономерности для отражения суммарного воздействия на сток всех его факторов и учета изменения последних под влиянием рельефа обычно используется высотное положение речных бассейнов, для характеристики которого наиболее широкое распространение получила средняя высота водосбора. В соответствии с этим основной прием установления пространственных закономерностей среднего многолетнего стока (и многих других характеристик стока) — построение зависимостей значений исследуемой величины от средней высоты водосбора $\bar{M}=f(H_{cp})$. По составу необходимых операций и по характеру используемых закономерностей построение таких зависимостей для горного района или горной территории — это реализация метода географических обобщений, в котором данные о пространственном распределении речного стока и его факторах увязываются с географическим положением речного бассейна: только здесь в отличие от интерполяции на равнинных территориях учитывается и плановое и высотное положение водосбора. При построении зависимостей $\bar{M}=f(H_{cp})$ первоначально на графике образуется некоторое поле точек, из которого постепенно выделяются точки, представляющие более или менее компактный район по экспозиции к основным направлениям воздушных потоков и диспозиции к другим структурам горной системы (например, склон хребта, горный массив и т. п.). Обоснованность выделения районов действия зависимостей $\bar{M}=f(H_{cp})$ определяется числом пунктов наблюдений и выраженностью структур горной системы. Обычное затруднение состоит в противоречии устойчивости построения эмпирических зависимостей и их числа, т. е. детальности районирования территории по их характеру.

По мере улучшения гидрологической изученности той или иной горной территории на ней выявляются все новые и новые детали в распределении стока, что дает возможность перехода от значительно осредненных зависимостей к более дифференцированным. Поэтому при разработке расчетной схемы следует примириться с приближенностью, осредненностью зависимостей $\bar{M}=f(H_{cp})$, избегая необоснованной фактическими данными детализации.

Согласно рекомендациям «Пособия по определению расчетных гидрологических характеристик» норму стока неизученных горных рек следует определять по районным зависимостям $\bar{M}=f(H_{cp})$, координаты которых для различных горных районов приведены в этом пособии.

В отношении влияния площади водосбора на норму стока горных рек необходимо иметь в виду следующее. В горах почти весь сток в той или иной степени испытывает подземное регулирование. Эта особенность определяется грубым механическим составом почв, широким развитием осыпей, что обуславливает высокую инфильтрационную способность грунтов при любых значениях их влажности. Вследствие пестроты почвогрунтов подземный сток имеет место на разных горизонтах, непрерывно переходя из одного в другой, выходя местами на поверхность. Пестрота литологического состава, исключительная способность к инфильтрации некоторых горных пород, многочисленные зоны тектонических нарушений, варьирование глубин залегания водоупоров и другие факторы приводят к исключительно сложной картине водообмена подземных и поверхностных вод. Любые речные долины в горах имеют глубокий врез, что позволяет даже небольшим водотокам дренировать воды сравнительно глубоких водоносных горизонтов. Поэтому зависимости нормы стока от площади в горах либо имеют сугубо локальный характер, либо отсутствуют вовсе, либо косвенно отражаются в зависимостях $\bar{M}=f(H_{cp})$: чем выше бассейн, тем у него меньше площадь водосбора. В итоге приходится отказываться от учета площади водосбора при расчетах нормы стока горных рек.

В заключение рассмотрим прием обобщения материалов наблюдений по среднемноголетнему стоку, сочетающий интерполяцию по территории и интерполяцию по высоте, который может быть полезен для возвышенностей равнинных областей и низко-среднегорных районов с относительно мелкими орографическими структурами.

Суть приема состоит в следующем: строятся кривые $\bar{M}=f(H_{cp})$ по отдельным районам; близкие территориально и по градиентам зависимости осредняются как средневзвешенные по числу обобщающих точек. По осредненной кривой $\bar{M}=f(H_{cp})$ все точки (M_0, H_{cp}) приводятся к одной высоте. Значения среднего стока, приведенные к постоянной высоте, относятся к центру водосбора и линейно интерполируются. Этот прием повышает статистическую устойчивость кривых и приводит к более простому начертанию изолиний по сравнению с обычной интерполяцией между неприведенными значениями модуля стока.

5.1.5. Практическое применение метода водного баланса для расчетов нормы годового стока

Уравнение водного баланса относительно среднемноголетних годовых слоев стока в виде $\bar{y}=\bar{P}-\bar{E}$ справедливо для рек, полно-

стью дренирующих грунтовый сток при отсутствии водообмена с соседними водосборами и инфильтрации атмосферных осадков за пределы зоны интенсивного водообмена или питания речного стока выходами артезианских вод. В противном случае это уравнение записывается в виде $\bar{y} = \bar{P} - \bar{E} \pm \bar{y}_{\text{подз}}$, где $\bar{y}_{\text{подз}}$ — характеризует среднюю многолетнюю инфильтрацию воды в глубокие водоносные горизонты ($-\bar{y}_{\text{подз}}$) или величину дополнительного питания речного стока подземными водами вследствие их разгрузки в речную сеть ($+\bar{y}_{\text{подз}}$). Задача прямого (гидродинамическими методами) определения величин водообмена с соседними водосборами, инфильтрации в недренируемые рекой водоносные горизонты, величин разгрузки напорных подземных вод в грунтовые является чрезвычайно сложной, требует детальной гидрогеологической изученности бассейна и организации режимных наблюдений по кусту наблюдательных скважин, вскрывающих раздельно грунтовые воды и межпластовые водоносные горизонты. Такие случаи могут встречаться в практике гидрологических расчетов в порядке исключения при специальных исследованиях по оценке ресурсов подземных вод. Для неизученных бассейнов непосредственное определение или оценка $\pm \bar{y}_{\text{подз}}$ невозможны. Если такую оценку приходится делать при наличии хорошей гидрометеорологической изученности бассейна, то искомая величина определяется как остаточный член уравнения водного баланса при известных \bar{P} , \bar{E} , $\bar{y}_{\text{подз}} = \bar{y} - (\bar{P} - \bar{E})$. Следует иметь в виду, что в большинстве случаев $\pm \bar{y}_{\text{подз}}$ оказывается сопоставимой с погрешностями водно-балансовых расчетов.

Очевидно, что уравнения водного баланса для определения нормы стока возможно применять, если величина подземного водообмена $\pm \bar{y}_{\text{подз}}$ относительно невелика и может не учитываться, что в общем характерно для средних рек в обычных гидрогеологических условиях. Тем не менее в каждом конкретном случае расчета нормы стока по уравнению $\bar{y} = \bar{P} - \bar{E}$ необходим критический анализ результатов с точки зрения особенностей бассейна, которые могли бы прямо или косвенно указывать на отличия рассматриваемого бассейна от общих региональных условий взаимодействия поверхностных и подземных вод.

Рассмотрим гидрометеорологические проблемы, связанные с применением уравнения водного баланса. Накопленные ранее и современные данные об осадках содержат случайные и систематические погрешности. Роль первых в средних величинах годовых сумм несущественна при составлении уравнения водного баланса за многолетний период. Напротив, систематические ошибки измерений при осреднении не устраняются и не уменьшаются, существенно проявляясь при оценке годовой нормы осадков.

Определение средних по площади норм осадков по данным в точках измерения — довольно сложная задача, связанная также с погрешностями. Для вычисления средних по площади значений применяется либо способ простого арифметического осреднения, либо метод полигонов, либо часто используемое взвешенное ариф-

метическое осреднение. Один из наиболее надежных из них — способ планиметрирования между изолиниями. При построении изолиний для горных территорий следует учитывать также их зависимость от высоты местности. Другими словами, требуется специальное исследование пространственных закономерностей нормы осадков с целью получения географического обобщения в виде системы изолиний или районирования зависимости этой величины от высоты местности. В целом надежность определения среднего по площади значения повышается с увеличением числа пунктов наблюдений из-за более полного освещения территориального разнообразия осадков и ввиду компенсации случайных погрешностей. При относительно редкой сети пунктов наблюдений переход от точечных данных к среднему по площади следует рассматривать как существенный источник неустраняемых погрешностей, в том числе и систематических, зависящих от принятого способа осреднения по территории.

Испарение с поверхности речных водосборов наиболее точно может быть определено также методом среднего взвешенного с учетом испарения с участков отдельных видов ландшафта и долей занимаемых ими площадей. В реальных случаях расчета нормы стока не изученных в гидрологическом отношении бассейнов имеющаяся информация недостаточна для отдельных участков, поэтому испарение определяется в целом для всего водосбора.

К расчетным методам определения испарения относятся методы, основанные на использовании сетевой гидрометеорологической информации. В настоящее время разработано много способов расчета испарения. Для расчетов значений среднего многолетнего испарения обычно применяют метод А. Р. Константинова, а также метод М. И. Будыко.

Расчет норм испарения по методу А. Р. Константинова производится с помощью номограмм вида $\bar{E} = E(\bar{e}, \bar{T})$, т. е. по средним многолетним значениям температуры и влажности воздуха. Метод может быть использован для районов избыточного и достаточного увлажнения равнинной территории СССР. Расчет по уравнению связи М. И. Будыко производится для определения среднего многолетнего годового испарения с естественно увлажненных территорий по номограмме $\bar{E} = E(\bar{P}, \bar{R})$, т. е. по средним многолетним годовым значениям осадков и радиационного баланса. Радиационный баланс \bar{R} согласно «Рекомендациям по расчету испарения с поверхности суши» снимается с карты ГГО, приведенной в этом пособии. Точность этого метода около 20%. Для методов Константинова и Будыко «Рекомендациями...» предполагается сначала определение испарения в точках наблюдений, а затем осреднение полученных норм по территории с учетом репрезентативности станций.

В конкретных условиях региональных исследований этот прием может значительно видоизменяться и модернизироваться. Осадки, температура, влажность воздуха, радиационный баланс могут быть представлены в результате соответствующих прорабо-

ток в виде среднемасштабных карт изолиний масштаба 1:500 000 или 1:1 000 000, что дает возможность более точного осреднения их по территории. В ряде случаев могут быть получены эмпирические формулы с районированными параметрами, более детально отображающие гидрометеорологические закономерности, нежели общесоюзные рекомендации. Для примера укажем на работу В. С. Вуглинского (1972), в которой для очень сложной в географическом отношении территории Забайкалья получена методика расчета нормы стока по уравнению водного баланса, точность которой оценивается в 15%.

Таким образом, при тщательном исследовании пространственного распределения метеоэлементов определение нормы стока по уравнению водного баланса не является заведомо безнадежным предприятием. При практическом применении этого уравнения для определения нормы стока конкретного водосбора мы сталкиваемся с ситуацией, когда невозможно проконтролировать размеры систематических погрешностей ни в осадках, ни в испарении.

Если применяется уравнение водного баланса, то следует отчетливо представлять, что точных значений осадков и испарения мы не имеем, а располагаем некоторыми расчетными значениями $\bar{P}_{расч}$ и $\bar{E}_{расч}$ по принятым способам измерения, расчета и осреднения по бассейнам, определение точности которых в каждом конкретном случае невозможно. Поэтому приходится прибегать к статистическим методам оценки расчетного метода по некоторой совокупности бассейнов, находящихся в одинаковых природных условиях, сравнивая рассчитанные значения нормы ($\bar{P}_{расч} - \bar{E}_{расч}$) с фактическими данными \bar{y} по бассейнам («гидрометрическим стоком»). Один из наиболее эффективных способов такого анализа может быть реализован с помощью построения уравнения регрессии вида $\bar{y} = f(\bar{P}_{расч} - \bar{E}_{расч})$. Систематические погрешности в определении нормы при принятых

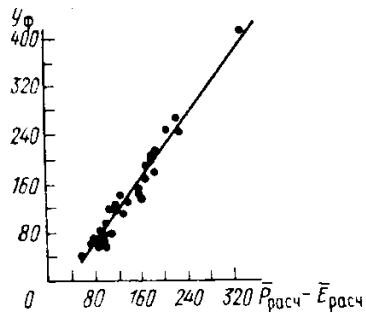


Рис. 5.5. Зависимость нормы годового стока y_{ϕ} от балансовой разницы «осадки минус испарение» ($\bar{P}_{расч} - \bar{E}_{расч}$) для территории Забайкалья

способах расчета осадков и испарения учитываются параметрами уравнения регрессии, случайные ошибки контролируются разбросом фактических точек около линии регрессии (рис. 5.5). Полученное уравнение можно рассматривать одновременно как расчетную формулу для определения нормы стока неизученных рек в пределах рассматриваемого района.

Итак, применение уравнения водного баланса для определения нормы стока неизученных рек обеспечивает высокую точность расчета только при тщательной проработке частных методик (для

осадков, испарения и сопутствующих метеорологических величин).

5.2. ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГОДОВОГО СТОКА. ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА

Изменчивость стока вообще — это характеристика изменений величин стока во времени, проявляющихся в форме суточных, сезонных, годовых и многолетних колебаний. Однако этот термин чаще применяется для характеристики колебаний стока в многолетней перспективе, которые рассматриваются как в отношении годовых, так и характерных величин за отдельные фазы или периоды года. Количественной мерой изменчивости в многолетнем плане является величина коэффициента вариации годовых объемов стока.

Практическое значение коэффициента вариации годового стока определяется его ролью параметра функции распределения вероятностей и количественного показателя межгодовой изменчивости потенциальных водных ресурсов реки. Кроме того, коэффициент непосредственно используется в расчетах регулирования стока, являясь одним из основных факторов, определяющих многолетнюю составляющую емкости водохранилища.

5.2.1. Закономерности географического распределения изменчивости годового стока

Общие закономерности изменения коэффициента вариации годового стока по территории можно частично характеризовать на основании уравнения водного баланса за год $y = P - E \pm \Delta S$. Из уравнения видно, что колебания стока определяются колебаниями балансовой разницы ($P - E$) и величиной ΔS , влияние которой аналогично роли некоторого регулятора, снижающего размах колебаний. В многоводные годы происходит накопление запасов воды в бассейне, т. е. величина ($P - E$) расходуется не только на сток, но и накопление (увлажнение почвогрунтов, повышение уровня грунтовых вод и др.): $P - E = y + \Delta S$, или $y = (P - E) - \Delta S$. В маловодные годы происходит сработка запасов на величину $\Delta S'$, часть из которых идет на испарение $-\Delta S''$ (учтено в величине E), а другая часть $-\Delta S$ расходуется на сток: $y = (P - E) + \Delta S$.

Наиболее значительна роль подземных вод в регулировании колебаний стока. В годы с обильными осадками запасы грунтовых вод пополняются, а в маловодные годы — расходуются. В зависимости от фильтрационных свойств вмещающих пород и дренированности водоносных горизонтов изменение уровня грунтовых вод может происходить с разной интенсивностью. Однако всегда имеет место определенный «переходящий» от одного года к другому запас грунтовых вод, пополняющихся весной и осенью и расходующихся в зимний период вплоть до весеннего промачи-

вания зоны аэрации. Водообмен с более глубокими водоносными горизонтами может иметь продолжительность до нескольких лет, глубинное подземное питание практически постоянно или имеет длительные многолетние циклы колебаний.

Переходящий запас влаги в зоне аэрации также является существенным регулирующим фактором в формировании водности следующего года, снижая размеры потерь его весеннего половодья. Однако роль этого фактора в снижении межгодовой изменчивости проявляется в меньшей степени, поскольку большие переходящие запасы в зоне аэрации могут быть связаны в ряде случаев не с общей водностью года, а с выпадением жидких осадков в осенний период.

Таким образом, в ΔS заключено регулирующее влияние бассейна, которое зависит от уровня грунтовых вод, их режима и характера водообмена с речным стоком, механического состава почв и их типа, растительности. Эти факторы в основном носят зональный характер, однако могут нести отражение и местных условий (геологические, литологический состав пород, рельеф и др.). Заметную роль здесь может иметь водопроницаемость грунтов. Действительно, хорошо проницаемые грунты легко поглощают влагу, но столь же легко и отдают ее. В таких условиях не должно происходить существенного задержания воды и инфильтровавшиеся осадки, образующие подземный сток, в подавляющей части дренируются гидрографической сетью в этом же году. При малой водопроницаемости грунтов выклинивание подземной воды в реки может растягиваться на несколько лет. В общем виде изменчивость годового стока можно представить как $C_v = C_{v(P-E)} \cdot K(\Delta S)$, где $K(\Delta S) \leq 1$ и отражает регулирующее влияние бассейна.

Изменчивость «климатического» годового стока $(P-E)$ имеет ярко выраженный зональный характер. На первый взгляд кажется, что изменчивость $(P-E)$ зависит непосредственно от изменчивости годовых осадков и изменчивости испарения: чем они больше, тем больше и C_v годового стока. Однако здесь наблюдается более сложная закономерность.

Изменчивость годовых осадков не очень велика и не сильно дифференцирована по территории. По данным Д. Я. Ратковича, исследовавшего этот вопрос по материалам 40-летних наблюдений по 200 пунктам на всех континентах, коэффициент вариации годовых осадков составляет 0,2—0,3. При этом их географическая дифференциация также невелика: для муссонного типа климата — $0,21 \pm 0,02$; атлантического — $0,22 \pm 0,01$; атлантико-континентального — $0,20 \pm 0,01$ и континентального — $0,26 \pm 0,03$. Изменчивость годовых величин суммарного испарения меньше изменчивости годовых осадков и составляет, по данным Л. И. Зубенко, для лесной зоны СССР 0,12; лесостепной — 0,15 и степной зоны — 0,17.

Для выяснения общих закономерностей пространственного распределения изменчивости климатического стока $y = P - E$ запишем уравнение дисперсии, имея в виду скоррелированность го-

довых величин P и E :

$$\sigma_y^2 = \sigma_P^2 + \sigma_E^2 - 2r_{PE}\sigma_P\sigma_E. \quad (5.11)$$

Для исследования уравнения (5.11) необходимо представить характер зависимости годовых сумм испарения E от количества годовых осадков P . Это в наиболее простой форме дают упомянутые в разд. 5.1.5 уравнения связи типа: $E = E(P, E_0)$, где E_0 — испаряемость. Воспользуемся уравнением связи в форме Будыко, где для оценки E_0 используется водный эквивалент радиационного баланса: $E_0 = R/L$, где L — скрытая теплота испарения. Тогда уравнение связи приобретает вид: $E = E(P, R)$. Имеющийся эмпирический материал показывает слабую скоррелированность между годовыми величинами P и R , т. е. можно принять $r_{PE} \approx 0$. Запишем равенства, показывающие вклад в дисперсию E , обусловленный отдельно изменчивостью P и E :

$$\sigma_{E(P)} \approx \frac{\partial E}{\partial P} \sigma_P; \quad \sigma_{E(R)} \approx \frac{\partial E}{\partial R} \sigma_R; \quad \sigma_{E(P,R)}^2 = \sigma_{E(P)}^2 + \sigma_{E(R)}^2, \quad (5.12)$$

и вспомним формулу (2.54), из которой следует, что $r_{PE} = \sigma_{E(P)}/\sigma_{E(P,R)}$. Теперь подставим равенства (5.12) в (5.11) и после преобразований получим

$$\sigma_{(P-E)} = \sigma_P \left(1 - \frac{\partial E}{\partial P} \right) \sqrt{1 + \left(\frac{\sigma_R}{\sigma_P} \right)^2 \left(\frac{\partial E/\partial R}{1 - \partial E/\partial P} \right)^2}. \quad (5.13)$$

Анализ подкоренного выражения из формулы (5.13) показал, что его численные значения незначительно превышают 1,0 и слабо дифференцированы по территории СССР для любых условий увлажнения — от арктических островов до зоны пустынь. Поэтому с небольшой систематической погрешностью (занижение на 2—4%) выражение (5.13) можно записать в упрощенном виде

$$\sigma_{(P-E)} \approx \sigma_P (1 - \partial E/\partial P). \quad (5.14)$$

Преобразуем (5.14), разделив его левую и правую часть на $(\bar{P} - \bar{E})$:

$$C_{v(P-E)} = C_{vP} \frac{1 - \partial E/\partial P}{1 - \bar{E}/\bar{P}} = C_{vP} V(P, R). \quad (5.15)$$

Выражение (5.15) уже достаточно отчетливо показывает основные факторы пространственной дифференциации C_v климатического стока. Величина $V(P, R)$ увеличивается по мере засушливости территории: в зоне тундры — 1—1,5, лесной — 1,5—2, степной и лесостепной — 2—3, полупустынной 3—5 и пустынной — до 6 и выше.

В практическом отношении более целесообразна следующая запись (5.15):

$$C_{v(P-E)} = C_{vP} \frac{1}{\eta} (1 - \partial E/\partial P), \quad (5.16)$$

где η — средний многолетний коэффициент стока, определяемый по фактическим данным по осадкам и стоку.

Пространственные закономерности C_v годового стока в значительной степени могут быть объяснены распределением по территории изменчивости климатического стока. На рис. 5.6 показана связь C_v годового стока и $C_{v(P-E)}$, рассчитанного по формуле (5.16) для условий ЕТС, взятых по меридиану 48° в.д. от побережья Ледовитого океана до Каспийского моря. Здесь видно, что изменчивость климатического стока систематически превышает C_v гидрометрического (фактического) стока. Это и естественно, так как в нем не учитывается регулирующее влияние межгодовой

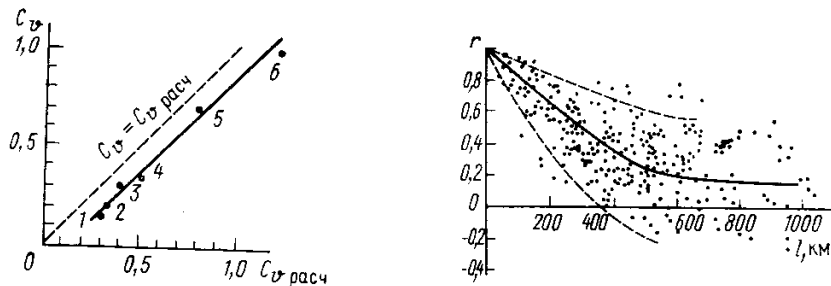


Рис. 5.6. Связь коэффициентов вариации годового стока средних рек (C_v) и балансовой разницы «осадки минус испарение» (C_v расч). Европейская территория СССР, 48° в. д.:

1 — тундра (68° с. ш.), 2 — лесотундра (64° с. ш.), 3 — лесная зона (60° с. ш.), 4 — лесная зона (56° с. ш.), 5 — степь (52° с. ш.), 6 — полупустыня (48° с. ш.)

Рис. 5.7. Пространственная корреляционная функция годового стока рек Забайкалья

аккумуляции влаги в бассейне, а также роль размеров площади водосбора.

Существуют две главные причины снижения коэффициентов вариации с ростом площади водосбора: возрастает доля более зарегулированного подземного притока в реки и увеличивается асинхронность процессов формирования стока в разных его частях.

Вторая из причин требует некоторого пояснения. Представим, что бассейн с площадью F , имеющий одинаковые условия формирования годового стока в смысле выражения (5.3), разделен на N элементарных бассейнов с одинаковой площадью $f=F/N$. Пусть годовой сток этих элементарных бассейнов скоррелирован между собой. Тогда дисперсия годового стока со всего бассейна Q может быть записана как дисперсия суммы годового стока со всех частных водосборов

$$D(Q) = D\left(\sum_{i=1}^N q_i\right) = \sum_{i=1}^N Dq_i + 2 \sum_{i<j} r_{ij} \sigma(q_i) \sigma(q_j), \quad (5.17)$$

где r_{ij} — коэффициенты корреляции между годовым стоком частных водосборов; под знаком суммирования $\sum_{i<j}$ стоит $\frac{N(N-1)}{2}$ членов (все r_{ij} выше главной диагонали корреляционной матрицы). Запишем уравнение (5.17) для $C_{vQ} = \sigma_Q/\bar{Q}$, обозначив $\sigma(q) = C_{vq}\bar{q}$ и $\sigma_Q = C_{vQ}\bar{Q}$:

$$C_{vQ} = \sqrt{\sum_{i=1}^N \left(\frac{\bar{q}}{\bar{Q}} C_{vq}\right)^2 + 2 \sum_{i<j} r_{ij} \left(C_{vq} \frac{\bar{q}}{\bar{Q}}\right)^2}. \quad (5.18)$$

Так как $\frac{\bar{q}}{\bar{Q}} = \frac{1}{N}$, то выражение (5.18) можно переписать

$$C_{vQ} = \sqrt{N \left(\frac{C_{vq}}{N}\right)^2 + 2 \sum_{i<j} r_{ij} \left(C_{vq} \frac{1}{N}\right)^2}. \quad (5.19)$$

Осредним теперь r_{ij} по всему бассейну как \bar{r} , тогда (5.19) значительно упрощается:

$$C_{vQ} = C_{vq} \sqrt{\frac{1}{N} + \bar{r} \left(1 - \frac{1}{N}\right)}. \quad (5.20)$$

При полной скоррелированности колебаний стока, т. е. при $r=1$, $C_{vQ} = C_{vq}$; при полном отсутствии скоррелированности формула (5.20) преобразуется в формулу изменчивости среднего независимых случайных величин $C_{vQ} = C_{vq}/\sqrt{N}$. При достаточно большом N выражение (5.20) может быть записано как

$$C_{vQ} \approx C_{vq} \sqrt{\bar{r}}. \quad (5.21)$$

Рассмотрим формулу (5.20) с другой стороны, так как $N=F/f$ и $1/N=f/F$, следовательно,

$$C_{vQ} = C_{vq} \sqrt{\frac{f}{F} + \bar{r} \left(1 - \frac{f}{F}\right)} = \frac{C_{vq}}{\sqrt{F}} \sqrt{f + \bar{r}(F-f)}. \quad (5.22)$$

В записи (5.22) лучше видна роль площади водосбора: при $\bar{r}=0$ $C_{vQ} = C_{vq} \frac{\sqrt{f}}{\sqrt{F}}$, где f — константа, характеризующая размеры элементарной площади, принятой за единицу измерения, при $f=1 \text{ км}^2$ $C_{vQ} = C_{vq}/F^{0.5}$. При $r=1$ $C_{vQ} = C_{vq}/F^0$, а все промежуточные случаи укладываются в соотношение

$$C_{vQ} = C_{vq} \frac{1}{F^m}, \quad 0 < m < 0.5. \quad (5.23)$$

При исследовании изменчивости годового стока конкретной территории m устанавливается эмпирически на основании зависимостей $C_v = f(F)$. Формула (5.21) используется для анализа влияния площади водосбора на C_v годового стока с помощью пространственной корреляционной функции $\bar{r} = r(l)$. Смысл построения заключается в следующем. Имеются данные по годовому стоку N бассейнов за некоторый общий период наблюдений. Рассчитываются корреляционная матрица $\|r_{ij}\|$ и расстояния между центрами водосборов $\|l_{ij}\|$, строится зависимость всех r_{ij} с соответствующими расстояниями l_{ij} . Обычно получается довольно хорошо выраженной зависимости r от l , несмотря на значительный разброс точек относительно осредненной линии связи, для проведения которой по градиациям расстояний Δl подсчитывается среднее значение $r_{\Delta l}$ (рис. 5.7).

Имея пространственную корреляционную функцию $\bar{r} = r(l)$, можно приближенно вычислить средний коэффициент корреляции по среднему расстоянию \bar{l} между точками водосбора. Для этого обычно пользуются эмпирическим соотношением $\bar{l} = 0,6\sqrt{F}$, однако в каждом геоморфологическом районе его можно уточнить по региональным графикам связи вида $\bar{l} = f(\sqrt{F})$, например для условий Забайкалья получено соотношение $\bar{l} = 0,85\sqrt{F}$.

С некоторой степенью приближения пространственные корреляционные функции на ограниченном участке расстояний l могут быть аппроксимированы линейно как

$$\bar{r}(l) = 1 - \alpha l = 1 - 0,6\sqrt{F}\alpha. \quad (5.24)$$

С учетом этого приближения выражение (5.21) может быть записано в виде

$$C_{v,F} = \sqrt{1 - 0,6\sqrt{F}\alpha} = \sqrt{1 - a\sqrt{F}}. \quad (5.25)$$

Параметр $a = 0,6\alpha$ устанавливается на основании региональных построений пространственной корреляционной функции.

5.2.2. Расчеты при отсутствии материалов гидрометрических наблюдений

Практические приемы расчета годового стока при отсутствии гидрометрических данных, рекомендуемые современными СНиП, основаны: а) на интерполяции между значениями, полученными для рек с продолжительными рядами наблюдений; б) на применении эмпирических зависимостей. Метод интерполяции применяется так же, как и для значений нормы стока; допускается использование карты ГГИ для C_v годового стока, составленной в масштабе 1:10 000 000 для равнинных территорий и 1:2 500 000 — для горных районов. В качестве основной эмпирической зависимости

используется формула К. П. Воскресенского

$$C_v = \frac{A}{M_0^{0,4}(F + 1000)^{0,1}}, \quad (5.26)$$

где A — географический параметр; M_0 — средний многолетний сток, л/с·км². Параметр A рекомендуется определять методом гидрологической аналогии. Для этого по фактическим данным рек-аналогов вычисляется $A = C_v M_0^{0,4}(F + 1000)^{0,1}$, анализируется его пространственная дифференциация, причины резких отклонений от средних районных значений. При отсутствии особых условий осредненный по ближайшим бассейнам или определенный по реке-аналогу параметр переносится на рассматриваемый водосбор.

Допускается также применение других региональных эмпирических формул, наиболее часто из которых используются

$$C_v = a - b \lg M_0 - c \lg F \quad (5.27)$$

или

$$C_v = \frac{A}{M_0^m F^n}, \quad (5.28)$$

где (a, b, c) , (A, m, n) — районные параметры, отражающие географические условия.

Физический смысл параметра n мы уже обсуждали, роль параметра c ему аналогична. Зависимости C_v годового стока от нормы, по существу, отражают влияние условий увлажненности, имеющей, как и C_v , зональное распределение. Это же свойство используется при построении эмпирических зависимостей для горных районов:

$$C_v = \frac{a}{H_{cp}^m F^n}, \quad (5.29)$$

где H_{cp} — средняя высота водосбора; a, m, n — параметры зависимости.

Возможны также более сложные и трудоемкие региональные методики для расчета C_v годового стока неизученных рек. В качестве примера, поясняющего значение формулы (5.16), приведем разработку для территории Забайкалья. По пунктам наблюдений за осадками построена карта изолиний σ_P , по которой можно рассчитать значения $\sigma_{(P-E)}$ по формуле (5.14): $\sigma_{(P-E)} = \sigma_P \left(1 - \frac{\partial F}{\partial P}\right)$. $\frac{\partial E}{\partial P}$ определяется по табулированной функции Будыко $E = E(\bar{R}, \bar{P})$, \bar{R} и \bar{P} рассчитываются по региональным методикам (формулы и карты). Уравнение регрессии, связывающее изменчивость климатического и гидрометрического стока позволяет с высокой точностью рассчитать C_v годовых величин стока неизучен-

ных рек Забайкалья: коэффициент корреляции между фактически и расчетными значениями — 0,97.

После определения нормы и C_v остается только установить соотношение C_s/C_v и воспользоваться таблицами трехпараметрического гамма-распределения. Соотношение C_s/C_v следует принимать в первом приближении по карте СНиП (см. разд. 3.1).

Более точное определение соотношения C_s/C_v для годового стока может быть сделано на основе районного обобщения, так же как и в случае расчета при наличии гидрометрических наблюдений.

Глава 6

ВНУТРИГODOVое РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СТОКА

ВнутригODOVое распределение стока — распределение стока по частям года (сезонам, месяцам, декадам), обычно выражается в долях или процентах от величины годового объема. Различают типовое и расчетное внутригODOVое распределение стока.

Под типовым подразумевается распределение, отражающее характерные черты режима стока рек, наиболее часто повторяющиеся в ряде лет для данной реки или группы рек данного гидрологического района. В последнем случае говорят о районном типовом внутригODOVом распределении. Соответствующее каждой реке или группе, оно выбирается как наиболее типичное из имеющегося периода наблюдений для маловодных, многоводных и средних по водности лет. Существует ряд схем типизации внутригODOVого распределения стока и установления географических границ их распространения, основанных на тех или иных генетических признаках и анализе основных физико-географических факторов, влияющих на формирование водного режима.

Наиболее известными являются классификации водного режима А. И. Воейкова, М. И. Львовича, Б. Д. Зайкова, П. С. Кузина. Цель перечисленных классификаций, а также многих других работ этого направления — дать общее представление о закономерностях распространения водных режимов, встречающихся в природе. Роль классификации определяется тем, что она является одним из способов систематизации научных фактов и знаний, позволяющих перейти от познания свойств отдельных водных объектов к познанию свойств больших групп водных объектов.

В отличие от типового внутригODOVого распределения, связанного с задачами классификации и районирования, т. е. общенаучных задач гидрологии и географии, расчетное внутригODOVое распределение предназначено исключительно для решения прикладных задач, связанных с использованием водных ресурсов реки, предполагающих сооружение водохозяйственной установки (гидроузла), гарантирующей отдачу потребителям определенных количеств воды или гидравлической энергии.

Поэтому расчетное внутригODOVое распределение жестко привязывается к обеспеченности лимитирующих объемов стока как за год в целом, так и отдельных его периодов и сезонов. Это накладывает существенное ограничение на получаемые в результате расчета соотношения между стоком отдельных сезонов. Более того, назначение лимитирующих и нелимитирующих периодов и сезонов связано с предполагаемым характером использования водных ресурсов водотока. Следовательно, расчетное внутригODOVое

вое распределение не предназначено для выяснения наиболее типичных черт водного режима или их сравнения на разных водотоках.

6.1. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ И ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА

Основные факторы внутригодичного распределения стока могут быть выделены в результате анализа уравнения водного баланса водосбора за конечный промежуток времени. Перепишем уравнение (5.3) относительно слоя стока:

$$y = P - E \pm y_{\text{подз}} \pm \Delta S. \quad (6.1)$$

Величина подземного водообмена $y_{\text{подз}}$ для больших и средних водосборов обычно невелика, а для малых бассейнов представляет часть подземного стока, не дренируемую рекой. Рассмотрим уравнение водного баланса (6.1) для водосборов, реки которых полностью дренируют подземный сток:

$$y = P - E \pm \Delta S. \quad (6.2)$$

Для конечных промежутков времени, характеризующих внутригодичной режим стока (месяц, декада, сезон), в уравнении (6.2) большое значение приобретает величина $\pm \Delta S$, которую иногда называют аккумуляционным членом.

Аккумуляция ΔS может быть подразделена на поверхностную $\Delta S_{\text{пов}}$ и подземную $\Delta S_{\text{подз}}$. Поверхностная аккумуляция включает в себя накопление и стаяние снега и льда $\Delta S_{\text{сн}}$, накопление и убыль воды в русловой сети $\Delta S_{\text{русл}}$, в местных понижениях на водосборе $\Delta S_{\text{пон}}$. Подземная аккумуляция представляет собой изменения запасов почвенных (зона аэрации) $\Delta S_{\text{почв}}$ и грунтовых вод $\Delta S_{\text{гр}}$:

$$\Delta S = \Delta S_{\text{пов}} + \Delta S_{\text{подз}} = \Delta S_{\text{сн}} + \Delta S_{\text{пон}} + \Delta S_{\text{русл}} + \Delta S_{\text{почв}} + \Delta S_{\text{гр}}. \quad (6.3)$$

При рассмотрении внутригодичного режима стока аккумуляционный компонент уравнения водного баланса играет значительную роль. Именно аккумуляция осадков в снежном покрове определяет главные черты водного режима большинства наших рек — весеннее половодье и зимнюю межень. Размеры влияния аккумуляционного компонента ΔS на внутригодичное распределение стока показаны на рис. 6.1, на котором представлен годовой ход разницы осадков и испарения ($P-E$), стока y и изменения запасов воды в бассейне ΔS по среднемесячным данным. В годовом ходе ΔS отчетливо прослеживается период накопления (осенне-зимний) и расходования влаги (весенне-летний). При положительном значении ($P-E$) в холодный период идет нарастание запасов влаги в основном за счет роста снежного покрова, а также консервации русловых вод в виде ледяного покрова и русловых наледей. В осенний период до отрицательных темпера-

тур и образования снежного покрова накопление запасов влаги происходит за счет пополнения запасов грунтовых вод и вод зоны аэрации.

Период расходования накопленной влаги начинается весной и идет в основном за счет стаяния снежного покрова, расходующегося на русловой сток, испарение и пополнение грунтовых вод;

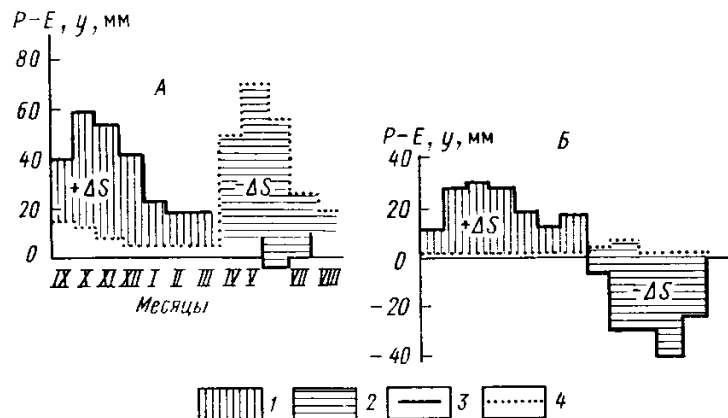


Рис. 6.1. Внутригодичная структура водного баланса бассейна: А — зона избыточного увлажнения (р. Чарыш—Чарышский), Б — зона недостаточного увлажнения (р. Кулунда—Шимолино); 1 — накопление влаги ($+\Delta S$); 2 — расход влаги ($-\Delta S$); 3 — осадки минус испарение ($P-E$); 4 — сток (y)

в летний период преобладает расходование запасов влаги путем испарения и стока за счет вод зоны аэрации и грунтовых вод, а также сработки запасов русловых вод.

Итак, формирование внутригодичного режима стока происходит в результате сложного взаимодействия отдельных компонентов водного баланса водосбора, среди которых особую роль играет накопление и расходование запасов влаги $\pm \Delta S$, отражающие, с одной стороны, влияние климатических факторов, а с другой — влияние факторов подстилающей поверхности.

Климатические условия определяют не только компоненты водного баланса — осадки и испарение ($P-E$), но и основные черты внутригодичного хода накопления и расходования влагозапасов: образование снежного покрова и его таяние, увлажнение почвогрунтов, пополнение запасов грунтовых вод, потери вод зоны аэрации и насыщения на испарение. Климатические условия определяют, таким образом, главные черты внутригодичного режима стока — основные фазы (половодье, межень, паводки) и гидрологические сезоны.

Влияние факторов подстилающей поверхности проявляется главным образом через компонент ΔS , точнее, его составляющие $\Delta S_{\text{пон}}$, $\Delta S_{\text{русл}}$, $\Delta S_{\text{почв}}$, $\Delta S_{\text{гр}}$, размеры которых зависят не только

от прихода-расхода влаги ($P-E$), но и от потенциальных возможностей их аккумуляции в емкостях понижений на поверхности бассейна, русловой сети, в зоне аэрации. Если уровень грунтовых вод близок к земной поверхности, то зона аэрации как регулирующая емкость не сможет оказать существенного воздействия на режим стока. Если зона аэрации имеет большую мощность, то основную роль начинают играть факторы, определяющие просачивание талых и дождевых вод в толщу почвогрунтов: уклоны местности, механический состав почвогрунтов, тип почв, растительный покров. Факторы подстилающей поверхности определяют выраженность основных фаз режима, и в этом смысле они являются подчиненными по отношению к климатическим факторам. Поэтому наиболее общие черты географического распределения внутригодового режима стока рек СССР могут быть охарактеризованы на основании климатических закономерностей.

6.1.1. Климатические факторы формирования внутригодового режима стока и основные закономерности его географического распределения

Территория СССР расположена в арктическом, субарктическом, умеренном и субтропическом поясах Северного полушария. Для первых трех поясов характерно образование устойчивого снежного покрова и, следовательно, потенциальная возможность образования весеннего или весенне-летнего половодья. Большая часть субтропического пояса занята пустынными территориями, лишенными постоянной гидрографической сети (континентальная Южно-тиранская область южных пустынь), либо горными территориями (Закавказская область и горная Памиро-Алая), где главную роль играет вертикальная поясность; на определенных высотах образуется устойчивый снежный покров, многолетние снежники и ледники. Поэтому в пределах СССР реки с чисто паводочным режимом не образуют сплошного пояса, занимая небольшие разрозненные площади на юге страны: Черноморское побережье Кавказа, некоторые горно-полупустынные районы Средней Азии, участки западного побережья Каспийского моря, Южный берег Крыма.

Вся территория СССР, за исключением вышеперечисленных небольших ее участков на южной периферии, занята реками, в формировании водного режима которых в той или иной мере регулярно (ежегодно) участвуют талые воды. Основные географические закономерности водного режима рек СССР объясняются:

- а) широтной поясностью, отражающей гидротермические условия формирования стока;
- б) меридиональной дифференциацией климатических условий, отражающей различия в степени континентальности климата и проявляющейся в общем уменьшении к востоку влагосодержания воздуха одновременно с понижением температуры холодного пе-

риода по мере удаления от Атлантического океана — основного источника тепла и влаги для умеренных широт континента — и усилении антициклонической циркуляции в его глубинных районах. На Дальнем Востоке начинает проявляться влияние Тихого океана — в муссонных чертах климата и общем увеличении количества осадков на восточной периферии территории Союза.

Широтная поясность проявляется, во-первых, в продолжительности холодного периода, сроках образования и схода снежного покрова, количестве твердых осадков. Продолжительность периода со снежным покровом уменьшается от 240—260 в арктическом и субарктическом поясах до 20—40 дней на юге умеренного пояса, количество твердых осадков соответственно уменьшается от 200—400 до 50—25 мм. Во-вторых, с севера на юг в летний период уменьшается увлажнение территории повсюду, за небольшими исключениями, связанными с региональными особенностями формирования климатического режима, главным образом под влиянием рельефа. В июле на ЕТС разница между испаряемостью E_0 и испарением E , по данным Л. И. Зубенок, составляет 20—30 мм в северной ее половине и 50—100 на юге и до 200 мм в Средней Азии. В Восточной Сибири значения (E_0-E) в июле превышают 30 мм, а на Лено-Вилюйской низменности и равнинах Забайкалья — 50 мм. Изменение увлажненности территории в летний период приводит к значительной географической дифференциации характера летней межени: в зоне избыточного увлажнения часты дождевые паводки, в засушливых районах межень длительная и устойчивая, паводки образуются только при исключительно интенсивных ливнях. Увлажнение территории определяет также глубину залегания грунтовых вод и степень их участия в питании рек. Так, на севере ЕТС подземный приток в равнинные реки составляет, по данным Т. М. Черной, в летне-осенний период свыше 25, а в степных и лесостепных районах — 5—10 мм, в зимний период — соответственно 40 и 10 мм. Таким образом, граница между зонами достаточного и недостаточного увлажнения может рассматриваться как некоторый природный рубеж, к северу от которого проявляется определенная тенденция к повышенному стоку и образованию дождевых паводков в летне-осенний период, а к югу — к образованию продолжительной и устойчивой летне-осенней межени. Наконец, устойчивость и продолжительность зимней межени, связанная с характером термического режима холодного периода, в общем также зависит от широтного положения: на северных реках она длительна и устойчива, на южных окраинах при оттепелях могут формироваться паводки.

Однако в характере зимнего периода столь же резко проявляются меридиональные факторы дифференциации, особенно в умеренном поясе. Например, изотермы среднеянварских температур в ЕТС имеют почти меридиональную направленность, понижаясь от -4° на западных границах до -16° в Предуралье и Южном Урале. В связи с этим можно отметить два интересных природных

рубежа по характеру зимнего маловодного периода. Между среднелетними изотермами января —8 и —9° находится граница, отделяющая западные и юго-западные районы страны, где водность зимней межени выше, чем летне-осенней. Всюду к востоку от этой границы зимний сезон является самым маловодным, межень устойчива и ее продолжительность (кроме Южного Казахстана и Средней Азии) не менее 90 дней. Одновременно эта граница отделяет территории западной и юго-западной части ЕТС, наиболее подверженные зимой воздействию теплых воздушных масс Атлантики и Средиземноморья, приносящих оттепели и зимние паводки, прерывающие межень.

Второй природный рубеж, проходящий между изотермами —20 и —24° и совпадающий в главных чертах с южной границей вечной мерзлоты, отделяет территории СССР с наиболее продолжительным морозным периодом (арктический и субарктический пояса, Восточная Сибирь и Дальний Восток, кроме южных его окраин). В гидрологическом отношении это районы с очень длительной зимней меженью (свыше 120 дней), интенсивным наледообразованием, аккумуляцией больших водных масс в ледяном покрове и наледях, значительным распространением перемерзания средних и больших рек.

Меридиональная дифференциация климатического режима проявляется достаточно ощутимо и во внутригодовом ходе осадков. Отношение осадков холодного периода (ноябрь — март) к осадкам теплого (апрель — октябрь), по данным Ц. А. Швер, в ЕТС составляет 0,5—0,6, в Западной Сибири — 0,4—0,5, Восточной Сибири — 0,2—0,3, Забайкалье и на Дальнем Востоке — 0,1—0,2, на Камчатке — 0,7—1,0. Таким образом, можно отметить общую тенденцию к перемещению основной доли осадков на теплый период и, следовательно, повышению роли дождевых паводков в восточных районах страны, достигающей максимума в Забайкалье и на Дальнем Востоке. За летние месяцы в большинстве районов ЕТС выпадает около 30% годовой суммы осадков, в Восточной Сибири — 50, в Забайкалье и на юге Дальнего Востока — 60—70%. Резко выделяющиеся по доле осадков теплого периода районы Забайкалья и Дальнего Востока в гидрологическом отношении проявляются как область распространения так называемого дальневосточного типа рек. Они отличаются высокими и частыми дождевыми паводками в летне-осенний период, на фоне которых весеннее половодье имеет незначительную долю годового объема, уступает им по высоте подъема и представляется слабовыраженным. Увеличение доли летних осадков в Восточной Сибири также выражается (при других благоприятных условиях) в формировании летне-осенних дождевых паводков и значительном объеме стока за этот период, в ряде случаев соизмеримом с объемом стока за половодье.

В горных районах на первый план выступают факторы высотной поясности климатического режима: с высотой растет увлажнение территории, возрастают продолжительность периода со

снежным покровом и доля твердых осадков, сдвигаются даты начала и конца таяния снега. Специфический фактор высотной поясности проявляется в растянутости периода таяния вместе с ростом амплитуды высот в бассейне. В водном режиме все эти факторы выражаются в большей естественной зарегулированности стока горных рек по сравнению с равнинными, главным образом из-за растянутости половодья, а также снего-дождевых и дождевых паводков, характерных для летне-осеннего периода.

Общее представление о географическом распределении внутригодового режима стока рек СССР может быть получено при рассмотрении схем классификации и районирования водного режима и по источникам питания, которые изучаются в курсе общей гидрологии: А. И. Воейкова, М. И. Львовича, Б. Д. Зайкова, П. С. Кузина. Обобщив имеющийся опыт и материалы этих классификаций, Д. Л. Соколовский применительно к внутригодовому распределению стока предложил следующую типизацию водных режимов рек: 1) с преобладающим весенним половодьем; 2) с весенним половодьем и летними паводками; 3) с преобладающими летними паводками; 4) субтропических районов с паводками в осенне-зимний период или в течение всего года.

К первому типу относятся реки ЕТС, Урала, Западной Сибири и полупустынной зоны Казахстана, т. е. характеризующиеся хорошо выраженным половодьем, за время которого проходит от 50 до 80% годового стока (в засушливых районах до 100%). Остальная часть года характеризуется низкими расходами или меженью с минимумом стока в зимние или летние месяцы. В зоне достаточного увлажнения выражен относительно невысокий осенний подъем водности.

Ко второму типу относятся реки Алтая, Саян, Восточной Сибири и Северо-Востока СССР, а также реки предгорных районов Кавказа и Закавказья, Средней Азии. На всех этих реках период снеготаяния сдвинут на май — июнь: наблюдается высокий летний сток, поддерживаемый дождевыми паводками.

К третьему типу Д. Л. Соколовский отнес два генетически разных подтипа:

- а) реки Дальнего Востока с летними паводками, вызываемыми дождями муссонного характера;
- б) реки высокогорных районов с летним половодьем, обусловленными таянием высокогорных снегов и ледников и выпадением дождей.

К четвертому типу относятся реки Черноморского побережья Кавказа с паводками в течение всего года, реки Ленкоранского района Закавказья с паводками в холодную половину года, а также реки Южного берега Крыма с преобладанием паводков холодного периода.

Нетрудно видеть, что схема Д. Л. Соколовского, основанная на анализе гидрометрического материала, укладывается в те представления об общих закономерностях климатического режима на территории СССР, которые мы рассмотрели выше. На равнинах

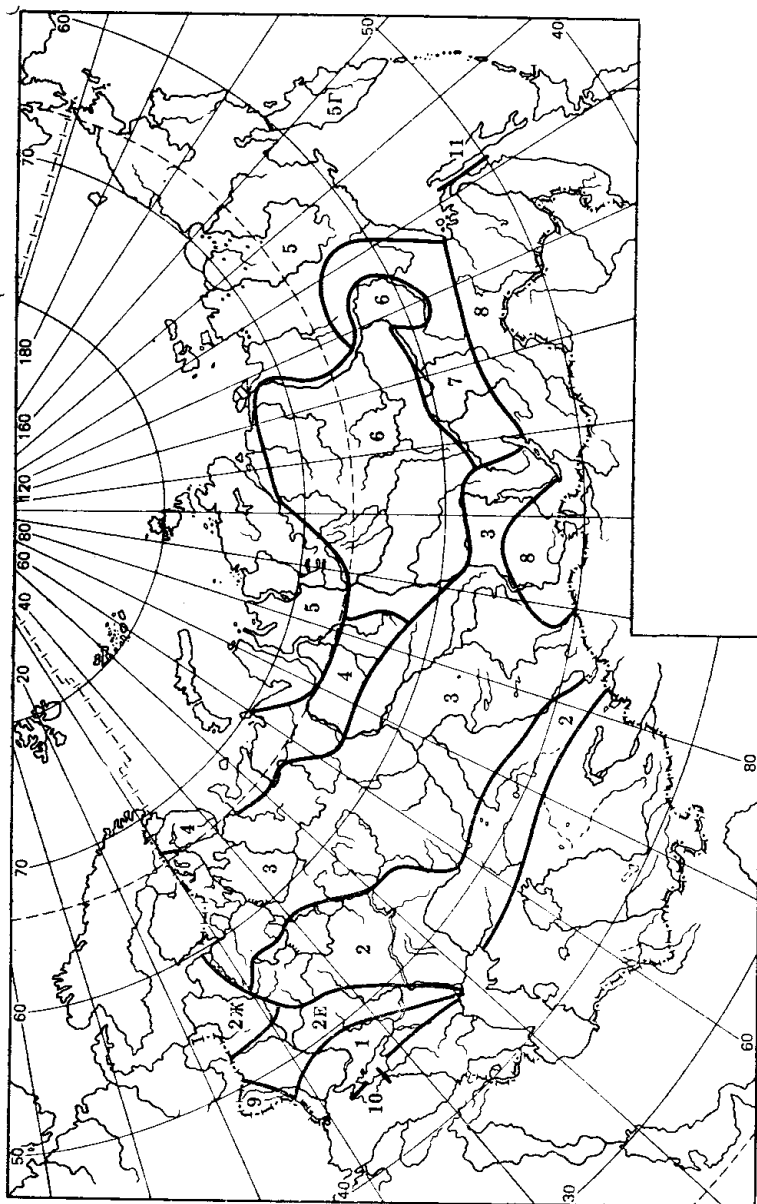


Рис. 6.2. Районы с одинаковыми сроками основных гидрологических сезонов для расчетов внутригодового распределения стока (по А. М. Владимирову)

европейской территории СССР, Западной Сибири и Казахстана преобладает наиболее выраженный тип внутригодового распределения с концентрацией основной части стока во время весеннего половодья. К востоку от этой территории начинает возрастать доля летнего стока, обусловленная дождевыми паводками. На Дальнем Востоке и в Забайкалье дождевые паводки уже являются главной фазой водного режима, а половодье отступает на второй план. На о. Сахалин и особенно на Камчатке половодье вновь становится главной фазой режима.

Выделение гидрологических сезонов применительно к расчетам внутригодового распределения стока производится следующим образом: назначается многогодный сезон с округлением до месяца с учетом раннего и позднего сроков его прохождения, оставшаяся часть года относится к лимитирующему периоду, который делится на лимитирующий и нелимитирующий сезоны. При от-

Таблица 6.1

Примерные сроки основных гидрологических сезонов для расчетов внутригодового распределения стока (по данным А. М. Владимирова)

| № района на рис. 6.2 | Многогодный сезон | Лимитирующий период | | |
|----------------------|-------------------|---------------------|--------------------|----------------------|
| | | весь период | лимитирующий сезон | нелимитирующий сезон |
| 1 | II—IV | V—I | V—VIII | IX—I |
| 2 | III—V | VI—II | XII—II | VI—XI |
| 2Е | III—V | VI—II | VI—VIII | IX—II |
| 2Ж | III—V | VI—II | VI—XI | XII—II |
| 3 | IV—VI | VII—III | XII—III | VIII—XI |
| 4 | V—VII | VIII—IV | XI—IV | VIII—X |
| 5 | V—VIII | IX—IV | XI—IV | IX—X |
| 5Г | V—VIII | IX—IV | XII—IV | X—XI |
| 6 | V—VI | VII—IV | XI—IV | VII—X |
| 7 | V—IX | X—IV | XI—IV | X |
| 8 | IV—IX | X—III | XII—III | X—XI |
| 9 | III—VIII | IX—II | XII—II | IX—XI |
| 10 | XII—V | VI—XI | VI—XI | — |
| 11 | IV—VI | VII—III | XII—III | VIII—XI |

Примечание. Горные районы Кавказа и Средней Азии имеют следующие сроки сезонов: многогодный III—VI, нелимитирующий VII—XI и лимитирующий (маловодный) XII—II. Высокогорные районы Кавказа и Средней Азии: многогодный V—IX, маловодный X—II и нелимитирующий III—V.

сутствии водохозяйственной спецификации задачи расчета лимитирующим считается наиболее маловодный сезон. Названия сезонам присваиваются исходя из характера водного режима и календарных сроков их прохождения примерно по следующей схеме: если многогодной фазой является весеннее половодье, то выделяют весенний, летне-осенний и зимний сезоны; если многовод-

ная фаза — весенне-летнее половодье, выделяются весенне-летний, осенний и зимний; при летнем половодье — летний, осенне-зимний и весенний сезоны.

В некоторых случаях возможны и другие сочетания сезонов, например для горных районов Крыма — зимне-весенний, летний и осенний сезоны, для высокогорных районов Кавказа и Средней Азии — весенний, летний и осенне-зимний.

Районирование СССР по продолжительности и срокам лимитирующего периода, лимитирующего и нелимитирующего сезонов проведено А. М. Владимировым. С небольшими упрощениями это районирование представлено на рис. 6.2 и в табл. 6.1.

6.1.2. Факторы подстилающей поверхности; влияние площади водосбора на внутригодовое распределение стока

Эти факторы оказывают влияние на внутригодовой режим стока в основном через величину аккумуляции влаги в бассейне — компонент ΔS в уравнении водного баланса в форме (6.2).

Значительная роль принадлежит почвенно-геологическим и геоморфологическим условиям. От водопроницаемости почв и пористости подстилающих пород, расчлененности рельефа и уклонов поверхности зависит соотношение поверхностного, наиболее изменчивого стока и стока, поступающего в речную сеть подземным путем. Чем больше пористость водопроницаемых пород, чем мощнее их толща и больше площадь водосбора, тем больше подземная емкость бассейна и ее регулирующая способность. Вода дольше задерживается в глубоких водоносных слоях, поэтому регулирующее действие глубокого подземного питания на сток значительно больше, чем питания из верхних водоносных горизонтов. Особенно существенное влияние на зарегулированность стока оказывают мощные толщи песчаных отложений, сильно трещиноватые и закарстованные породы в области формирования стока реки. Встречаются также случаи потерь и полного исчезновения стока реки в трещиноватые и закарстованные слои.

Лес, лесные полосы и другие виды растительного покрова оказывают регулирующее влияние на внутригодовое распределение стока. Все виды растительного покрова способствуют более равномерному залеганию снега и менее интенсивному снеготаянию, а также более медленному поверхностному стеканию талых и дождевых вод. За счет более продолжительного контакта стекающих вод с почвогрунтами уменьшается поверхностный сток и увеличивается грунтовое питание рек. В лесу позже начинается и медленнее происходит снеготаяние, чем на открытых участках, а это приводит к более продолжительному весеннему половодью. Лесные почвы в сочетании с лесной подстилкой благодаря повышенной инфильтрационной и аккумуляционной способностям и меньшей промерзаемостью переводят значительную часть поверхностного стока талых вод в грунтовой сток. Следовательно, расти-

тельный покров и особенно лес способствуют снижению половодий и паводков, уменьшению поверхностного стока и повышению грунтового или меженного стока рек, русла которых дренируют подземные воды. Сток с облесенных бассейнов в зимнюю или летне-осеннюю межень может быть в несколько раз больше, чем с безлесных водосборов, находящихся с ними в одинаковых климатических условиях. Распределение стока малых рек, не дренирующих водоносные горизонты, под влиянием леса может становиться даже более неравномерным из-за снижения или полного исчезновения стока в маловодные периоды.

Площадь водосбора выступает как фактор регулирования внутригодового режима стока. Увеличение длины реки и площади ее водосбора влияет на увеличение продолжительности весеннего половодья и дождевых паводков и снижение максимальных модулей стока. С другой стороны, глубина эрозионного вреза возрастает с увеличением длины реки и площади водосбора и, следовательно, при одинаковых гидрогеологических условиях крупная река дренирует более глубокие водоносные горизонты и имеет более высокие модули стока в меженный период. В наиболее обобщенной форме влияние площади водосбора на внутригодовое распределение стока отражается в эмпирических формулах для расчета коэффициентов естественной зарегулированности φ или коэффициентов внутригодовой неравномерности стока $d=1-\varphi$. Так, например, В. Г. Андреянов получил эмпирическую зависимость для европейской территории Союза в виде

$$d = a - c \lg \frac{F + 1}{2000},$$

где a и c — географические параметры; $c \approx 0,10$ для большей части ЕТС. Для Забайкалья получена зависимость $\varphi = \Phi + 0,05 \lg F$, где Φ — географический параметр.

Одним из самых мощных факторов, регулирующих сток рек, являются озера проточного типа. В озерах аккумулируется избыток стока половодий и паводков, который затем, медленно расходуясь, повышает расходы в меженный период. Озера создают совершенно иной характер распределения стока — «озерный» тип внутригодового хода стока, сильно отличающийся от режима стока безозерных рек данного района. Регулирующая способность озер индивидуальна в каждом конкретном случае: в общем, она увеличивается с возрастанием объема регулирующей призмы и уменьшается по мере удаления от озера замыкающего створа. Проточные озера как естественные водохранилища способствуют выравниванию внутригодовых колебаний стока.

Болота также способствуют более равномерному распределению стока внутри года. Большой эффект регулирования достигается пойменными и припойменными болотами, аккумулирующими значительные объемы весеннего половодья. Болота оказывают также значительное влияние на снижение летних паводков за счет

большой поглощающей способности торфяников в засушливые периоды года.

Существенное влияние на внутригодовой режим оказывают карстовые образования в бассейне. Иногда это приводит к выравниванию стока (карст выступает как регулирующая емкость), а иногда реки карстовых областей имеют более неравномерный сток из-за полного отсутствия грунтового питания (гравитационные воды уходят по карстовым пустотам и трещинам в недра дренлируемые горизонты).

Довольно распространенные природные образования в восточных районах страны — наледи, оказывающие существенное влияние на формирование внутригодового режима речного стока. Зимой наледи являются аккумуляторами подземных вод. Благодаря этому объем речного стока в холодный период года сокращается. Особенно большую роль наледи играют в областях сплошного распространения вечной мерзлоты. Здесь на их питание расходуется значительная, нередко основная, часть дренлируемых запасов воды зоны активного водообмена. Летом талые наледные воды вновь поступают в речную сеть, при этом доля наледной составляющей в речном стоке в отдельные периоды может достигать 35—40%. В областях прерывистой и островной вечной мерзлоты роль наледных процессов в перераспределении поверхностного и подземного стока в целом уменьшается, однако в гольцовом поясе гор Южной Сибири она остается такой же высокой, как на Северо-Востоке СССР. Среди различных типов наледей, формирующихся в естественных природных условиях, наибольшее гидрологическое значение имеют наледи подземных вод, образующих крупные, долго не стаявающие массивы. Наиболее распространены они на Северо-Востоке СССР, на юге Якутии, в Забайкалье, на юге Дальнего Востока, Алтае, Саянах. Местами запасы воды, аккумулятивной в наледях, составляют 10—15% и более от годовой суммы атмосферных осадков.

Таким образом, климатические факторы определяют наиболее общие черты внутригодового распределения стока и наиболее общие географические закономерности распространения его типов. Факторы подстилающей поверхности выступают как факторы естественной зарегулированности, перераспределения стока во времени. Их значительная географическая дифференциация и пространственная изменчивость, неповторимость сочетаний различных размеров бассейнов, мезо- и микроформ рельефа, типов растительности, механического состава почвогрунтов, литологических особенностей и гидрогеологических структур, морфометрии гидрографической сети и т. д. создают чрезвычайно многообразие реальных внутригодовых режимов стока, наблюдающихся в природе.

Именно необходимость учета факторов подстилающей поверхности выдвигает в практических расчетах внутригодового распределения стока методы гидрологической аналогии на первый план.

6.2. ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ РАСЧЕТОВ ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА ПРИ НЕДОСТАТОЧНОСТИ ИЛИ ОТСУТСТВИИ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Основной метод расчета внутригодового распределения стока при недостаточности или отсутствии гидрометрических наблюдений — метод гидрологической аналогии. Это является следствием не только необходимости учета факторов естественной зарегулированности стока, характеризующих совокупностью не интерполируемых в пространстве показателей (заболоченность, закарстованность, озерность, лесистость, положение по отношению к гидрогеологическим структурам, площадь и формы водосбора и т. д.), но и самой многопараметричности календарного внутригодового распределения. Положение усложняется еще тем, что относительное распределение по частям года неодинаково в годы с различной обеспеченностью суммарного объема стока. Метод географической интерполяции в этих условиях имеет ограниченное применение и направлен на решение отдельных задач расчета — определение стока за сезоны (средние многолетние значения, коэффициенты вариации).

Применение метода гидрологической аналогии возможно в трех вариантах:

- а) по аналогии с одной изученной рекой;
 - б) по групповой аналогии с помощью региональных зависимостей параметров внутригодового распределения от физико-географических факторов;
 - в) по районным схемам внутригодового распределения стока.
- Применение первого варианта аналогии допускается для равнинных территорий при сравнительно однообразных физико-географических условиях формирования стока и при наличии параллельных наблюдений на исследуемой реке и реке-аналоге не менее одного года. При выборе реки-аналога руководствуются следующими требованиями: сходством климатических характеристик; однородностью условий формирования стока, в частности однотипностью почвогрунтов, гидрогеологических условий (дренирования подземных вод), близкой степению покрытости водосборов лесами и болотами, близкими величинами распаханности; соответствием размеров площадей водосборов, которые не должны отличаться более чем в 10 раз; отсутствием факторов, существенно искажающих естественный режим стока (регулирование, изъятие или сбросы воды).

Если указанные выше условия при выборе реки-аналога соблюдаются не полностью, дается обоснование причин выбора данного водотока в качестве реки-аналога.

Окончательное решение о выборе реки-аналога обосновывается сопоставлением месячных, сезонных и годовых слоев стока (в мм) по изучаемому водному объекту и реке-аналогу за совместный период наблюдений. Если годовые и сезонные величины слоя стока за общий период наблюдений примерно равны или разли-

чаются незначительно (не более чем на 15—20%), а помесечное распределение стока внутри сезонов примерно одинаково, то выбранный аналог считается приемлемым. По данным реки-аналога устанавливаются:

- сроки сезонов и лимитирующего периода;
- среднее распределение стока по сезонам в долях от годового:

$$d_{лп} = \frac{\overline{ЛП}}{\overline{Г}} \quad \text{и} \quad d_{лс} = \frac{\overline{ЛС}}{\overline{Г}}; \quad (6.4)$$

- соотношения между статистическими параметрами сезонного и годового стока:

$$m_{лп} = \frac{C_{vлп}}{C_{vг}}, \quad m_{лс} = \frac{C_{vлс}}{C_{vг}}; \quad (6.5)$$

- распределение сезонного стока по месяцам для определенной группы водности сезона.

Расчет внутригодового распределения в этом случае выполняется в следующем порядке. Сначала рассчитывается норма годового стока и коэффициент вариации $C_{vг}$ с помощью приемов, изложенных в гл. 5; норма стока выражается в миллиметрах слоя $h_{г}$ или сумме среднемесячных расходов Γ .

По реке-аналогу принимаются доли от годового стока за лимитирующий период $d_{лп}$ и лимитирующий сезон $d_{лс}$. Средний слой стока рассчитывается за лимитирующий период как $\overline{h}_{лп} = \overline{h}_{г} d_{лп}$, а за лимитирующий сезон как $\overline{h}_{лс} = \overline{h}_{г} d_{лс}$ ($\overline{ЛП} = \overline{Г} d_{лп}$, $\overline{ЛС} = \overline{Г} d_{лс}$).

Коэффициенты вариации стока за лимитирующие период и сезон вычисляются с помощью соотношений (6.5), принятых по реке-аналогу:

$$C_{vлп} = m_{лп} C_{vг} \quad \text{и} \quad C_{vлс} = m_{лс} C_{vг}.$$

Соотношение C_s/C_v для сезонного стока принимается таким же, как для реки-аналога.

Теперь можно выполнить компоновку сезонных объемов стока, определив Γ_p , $\overline{ЛП}_p$ и $\overline{ЛС}_p$ по кривым обеспеченности и вычислив дополнительные объемы:

$$\overline{НП}^* = \Gamma_p - \overline{ЛП}_p, \quad \overline{НС}^* = \overline{ЛП}_p - \overline{ЛС}_p.$$

Внутрисезонное распределение принимается по данным аналога, поэтому среднемесячные расходы получают умножением указанных величин на доли стока соответствующих месяцев от сезонного объема. Если сезонные величины стока реки-аналога плохо описываются аналитическими функциями распределения и приходится использовать сглаженные эмпирические кривые обеспеченности, то можно воспользоваться сопутствующими этой рас-

четной ситуации построениями в виде графиков увязки равнообеспеченных квантилей:

$$K_{лп,p} = f(K_{г,p}) \quad \text{и} \quad K_{лс,p} = f(K_{лп,p}), \quad \text{или} \quad K_{лс,p} = f(K_{г,p}).$$

В этом случае по найденному для исследуемой реки модульному коэффициенту годового стока заданной обеспеченности $K_{гp}$ определяются $K_{лп,p}$ и $K_{лс,p}$, а потом по ним находят лимитирующие величины $\overline{ЛП}_p = \overline{ЛП} \cdot K_{лп,p}$ и $\overline{ЛС}_p = \overline{ЛС} \cdot K_{лс,p}$ и дополняющие величины $\overline{НП}^*$ и $\overline{НС}^*$.

Иногда удается подобрать реку-аналог с очень близкими условиями формирования внутригодового режима. Особенно это характерно для створов, расположенных на одной реке или для соседних рек с примерно одинаковой площадью водосбора. В этих случаях распределение стока на обеих реках за совместный период наблюдений примерно одинаково по месяцам и сезонам, поэтому допускается непосредственное перенесение относительного внутригодового распределения в году расчетной обеспеченности на рассматриваемую реку. Расчет внутригодового распределения сводится в этом случае к распределению объема годового стока заданной обеспеченности Γ_p по месяцам согласно долям месячного стока.

В тех случаях, когда нет сведений о стоке исследуемой реки, применение метода гидрологической аналогии предусматривает проведение одновременных гидрометрических измерений продолжительностью не менее года, а также экспедиционное обследование бассейна (характер почвогрунтов и растительного покрова, наличие озер, болот, прудов, водохранилищ, заборов воды, пересыхание, промерзание, метки высоких вод и пр.). Для некоторых объектов ограничиваются полевым обследованием бассейна, измерением уровней и несколькими одновременно измеренными расходами воды на обеих реках в разные фазы водного режима.

Метод групповой аналогии реализуется с помощью региональных зависимостей характеристик внутригодового распределения от физико-географических факторов формирования водного режима. Для равнинных рек строятся районные зависимости доли стока за лимитирующий период и сезон от площади водосбора: $d_{лп} = f(\lg F)$ и $d_{лс} = f(\lg F)$ или зависимости от площади водосбора и среднего многолетнего модуля стока: $d_{лп} = f(\lg F, M_0)$ и $d_{лс} = f(\lg F, M_0)$, а также зависимости коэффициента вариации сезонных объемов стока от коэффициентов вариации годового стока: $C_{vлп} = f(C_{vг})$ и $C_{vлс} = f(C_{vг})$. Имея такие зависимости, можно определить параметры стока лимитирующих величин $\overline{h}_{лп}$, $\overline{h}_{лс}$, $C_{vлп}$, $C_{vлс}$, по аналитическим кривым рассчитать $\overline{h}_{лп,p}$ и $\overline{h}_{лс,p}$, а затем провести компоновку года заданной обеспеченности:

$$\overline{h}_{нп}^* = \overline{h}_{г,p} - \overline{h}_{лп,p} \quad \text{и} \quad \overline{h}_{нс}^* = \overline{h}_{лп,p} - \overline{h}_{лс,p}.$$

Распределение стока по месяцам каждого из сезонов в долях от сезонного стока для группы водности, соответствующей задан-

ной обеспеченности, принимается по одной из изученных рек, наиболее близких к рассматриваемой неизученной реке по площади водосбора и норме годового стока. Окончательный выбор реки-аналога по внутрисезонному распределению стока осуществляется сопоставлением стока рассматриваемой реки и реки-аналога за кратковременный период совместных наблюдений.

Иногда вместо построения зависимостей $C_{\text{олп}}$ и $C_{\text{олс}}$ от $C_{\text{ог}}$ строят районные графики связи вида: $K_{\text{лп},p}=f(K_{\text{г},p})$ и $K_{\text{лс},p}=f(K_{\text{г},p})$. Это целесообразно при сложной форме эмпирических кривых обеспеченности сезонных объемов стока, плохо описываемых аналитическими функциями распределения вероятностей.

Для горных районов обычно используются зависимости характеристик внутригодового распределения от высоты водосбора вида: $d_{\text{лп}}=f(H_{\text{ср}})$ и $d_{\text{лс}}=f(H_{\text{ср}})$, а также зависимости сезонных слоев стока и их коэффициентов вариации от средней высоты водосбора. В некоторых случаях коэффициенты сезонных величин стока приходится определять по осредненным для однородного района соотношениям: $C_{\text{олп}}/C_{\text{ог}}$ и $C_{\text{олс}}/C_{\text{ог}}$.

Наконец, наименее точный способ расчета внутригодового распределения — использование готовых схем относительного распределения стока по месяцам и сезонам (в процентах от годового объема) для лет различной водности. Такие типовые схемы обычно хорошо обоснованы, дифференцированы по районам и высотным зонам на основании указанных графиков и анализа физико-географических условий рассматриваемой территории. Однако применение такого типового распределения к конкретному водосбору означает гидрологическую аналогию с качественной оценкой общности факторов формирования внутригодового режима стока. Поэтому во избежание грубых просчетов следует убедиться в отсутствии на изучаемом водосборе аномальных для данного района физико-географических условий.

6.3. ПОСТРОЕНИЕ КРИВОЙ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ СУТОЧНЫХ РАСХОДОВ ПРИ ОТСУТСТВИИ МАТЕРИАЛОВ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Принципиальная возможность построения кривой продолжительности суточных расходов основывается на ее аппроксимации типовым аналитическим выражением и связи параметров этого выражения с физико-географическими факторами или географическим положением бассейна. Кривые продолжительности суточных расходов обычно хорошо описываются уравнением

$$p=1-10^{-c\left(\frac{K_{\text{макс}}-K}{K-K_{\text{мин}}}\right)^n}, \quad (6.6)$$

где p — продолжительность в долях от года, $0 \leq p \leq 1$; K — ординаты кривой продолжительности в модульных коэффициентах; $K_{\text{макс}}$ и $K_{\text{мин}}$ — максимальный и минимальный суточные расходы

воды в модульных коэффициентах; c и n — параметры кривой, определяются по $K_{\text{макс}}$, $K_{\text{мин}}$ и коэффициенту естественной зарегулированности φ с помощью номограмм В. Г. Андреянова.

Более простое решение дает метод гидрологической аналогии. Роль коэффициента φ в очертании кривой продолжительности является решающей в средней части (при $p=0,25-0,75$). Поэтому подбор аналога должен осуществляться с учетом факторов естественной зарегулированности, среди которых при условии сравнительной однородности гидрологического режима в рассматриваемом районе основное значение имеет площадь водосбора. Кривая продолжительности суточных расходов воды реки-аналога, построенная в модульных коэффициентах, используется как модель для неизученной реки. Для перехода к средней кривой достаточно перемножить ординаты этой модели на средний многолетний расход.

Речной сток, наблюдающийся в маловодные сезоны при отсутствии значительных паводков, принято называть межнным стоком, а время, в которое он наблюдается, — межнным периодом. В межненные периоды преобладающее значение в речном стоке имеют подземные воды, дренируемые гидрографической сетью. Различают зимнюю и летнюю (летне-осеннюю) межень. К летне-осенней относят период от конца половодья до начала зимнего периода, т. е. до появления на реке ледовых образований.

За зимнюю межень принимают период от начала зимнего периода до начала половодья.

Условно межень считается продолжительной, если она наблюдается свыше 30 сут, и короткой, если ее продолжительность 10—30 сут. Выделять же периоды менее 10 сут считается нецелесообразным.

Межень часто прерывиста, особенно на реках с паводочным режимом, в этом случае она занимает промежутки времени от окончания спада паводка до начала следующего. Общая продолжительность межени получается суммированием этих промежутков времени за весь летне-осенний (или зимний) период. Прерывистой межени противопоставляется понятие «устойчивая» — период с отсутствием значительных паводков. Незначительным условно считают такой паводок, если его объем не превышает 10—15% объема стока за межненный период, предшествующий и

следующий этому паводку. При частых и различных по величине паводках в межненный период не включаются паводки с максимальными расходами воды, превышающими предшествующие среднесуточные минимумы больше чем в 3—5 раз.

В межненном периоде наблюдается отрезок времени, когда сток является наименьшим. Период от 1 до 30 дней называется периодом минимального стока. Введение в практику минимального

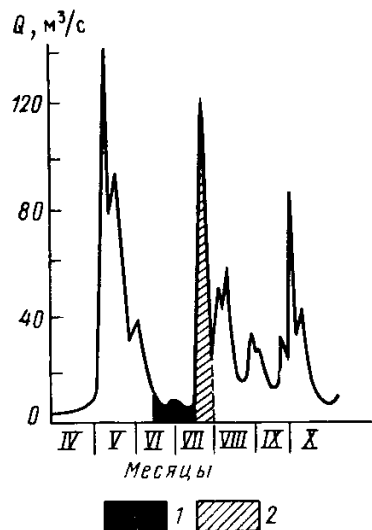


Рис. 7.1. Различие в величинах средних минимальных расходов воды за календарный месяц и 30-дневный период:
1 — 30-дневный период; 2 — календарный месяц

30-дневного расхода вместо минимального среднемесячного за календарный месяц вызвано необходимостью исключить влияние разрезки годового цикла датами начала и конца календарных месяцев вследствие завышенной оценки низкого стока в условиях прерывистой межени (рис. 7.1). Минимальный 30-дневный расход представляет собой средний расход за 30 сут внутри летне-осенней или зимней межени (рассматриваются раздельно) с наиболее низким стоком. На реках некоторых районов СССР минимальный сток продолжительностью 30 сут не наблюдается как часть межени. Конечно же имеются относительно наименьшие за это время расходы воды, которые должны приниматься как расчетные по условиям проектирования. В этих случаях минимальный сток будет сформирован подземными и поверхностными водами, что приходится учитывать при построении расчетных схем для неизученных рек.

7.1. ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МИНИМАЛЬНОГО СТОКА

Период минимального стока представляет собой часть межненного периода с наименьшими расходами воды, когда реки питаются преимущественно или исключительно подземными водами. Чем больше длится межень, тем сильнее происходит сработка русловых запасов, сформированных половодьем или паводками, вплоть до их полного истощения и перехода на подземное питание. Длительность и устойчивость межени определяется главным образом климатическими условиями. Для зимней межени основное значение имеет продолжительность и устойчивость периода с отрицательными температурами воздуха, когда полностью прекращается приток поверхностных вод в гидрографическую сеть. В летне-осенний сезон характер межени определяется количеством и интенсивностью осадков, которые могут образовывать паводки в зависимости от влажности почвогрунтов, режим которой формируется под воздействием суммарного испарения с почвы и выпадающих осадков.

Длительному периоду межени, как правило, сопутствует ее устойчивость. Наоборот, короткая межень сопряжена с неустойчивым водным режимом реки из-за прохождения паводков. Чем продолжительнее межень, тем в большей степени проявляется «чистота» подземного питания в период прохождения минимальных расходов. При короткой прерывистой межени в формировании минимального стока принимают участие поверхностные воды, а при частом прохождении паводков выделение 30-суточного минимального расхода становится затруднительным и в ряде случаев условным по чисто формальным признакам.

Районирование территории СССР по срокам и продолжительности зимней и летне-осенней межени проведено А. М. Владимировым. Для условий зимней межени им выделено 11 районов (рис. 7.2).

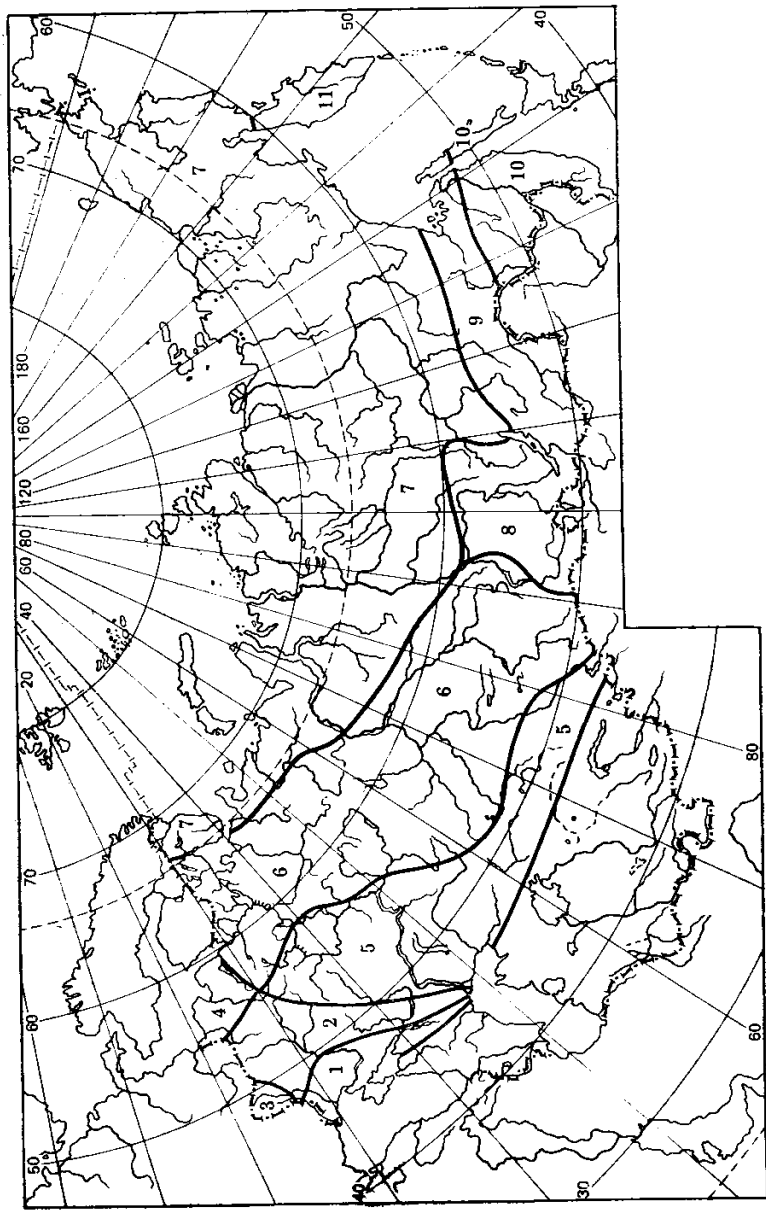


Рис. 7.2. Районирование территории СССР по срокам и продолжительности зимней межени (по А. М. Владимирову)

Районы 1—4 занимают запад и юго-запад ЕТС, т. е. территорию с наиболее мягкими зимами и частными оттепелями, сравнительно высокой водностью зимней межени, превосходящей водность летне-осенней межени. Наиболее неустойчива и непродолжительна зимняя межень в Крыму и Приазовье (20—50 дней), так как она рано заканчивается (февраль) и часто прерывается паводками. Питание рек этих районов в зимнюю межень осуществляется в основном подземными водами при участии поверхностных вод, образующихся в периоды оттепелей. В районе 5, занимающем центральную часть ЕТС, юг Западной Сибири и север Казахстана, зимний меженный период продолжительный и устойчивый (на севере 130—150, на юге — 90—100 дней). В годы с мягкой зимой межень может прерываться паводками. Питание рек осуществляется за счет подземных вод, запасы которых достигают минимума к концу межени.

Для остальных районов (6—11), различающихся между собой по срокам и продолжительности межени, характерна устойчивая и продолжительная зимняя межень, во время которой питание происходит исключительно за счет подземных вод. Наиболее глубока, устойчива и продолжительна межень в районах распространения вечной мерзлоты, для которых характерно перемерзание рек вследствие быстрого истощения сезонных вод или промерзания толщи почвогрунтов, наледообразования (районы 7, 9).

Характер пространственного распределения летне-осенней межени более сложен (рис. 7.3). Продолжительная и устойчивая межень наблюдается на реках засушливой зоны (район 1), занимающей юг ЕТС и Казахстан. Питание рек в летне-осеннюю межень происходит за счет подземных вод. В многоводные годы в питании могут принимать некоторое участие дождевые воды, образующие паводки. В район 2 входят довольно сильно различающиеся по характеру межени территории: в восточной части летняя межень продолжительная и устойчивая (особенно в бассейне Волги), а на западе она нередко прерывается летними паводками и состоит из 2—3 частей, в многоводные годы становится прерывистой и короткой. Питание рек на основной части территории района происходит за счет подземных вод, а на западе — с участием дождевых вод, заметным в многоводные годы.

Обширный район 3 занимает в основном лесную зону ЕТС и Западной Сибири. Меженный период довольно часто прерывается дождевыми паводками и состоит из 2—3 частей и более. На реках Урала продолжительность меженного периода сокращается до 30—45 дней вследствие частого выпадения дождей, образующих от 3 до 4—6 паводков за сезон. На основной части района сток летне-осенней межени формируется главным образом подземными водами с участием поверхностных вод за счет включения небольших паводков или их частей.

Район 4 расположен на севере ЕТС и Западной Сибири в зоне лесотундры и тундры. Летне-осенняя межень прерывиста и состоит из 2—3 периодов, в многоводные годы сокращается до 10—

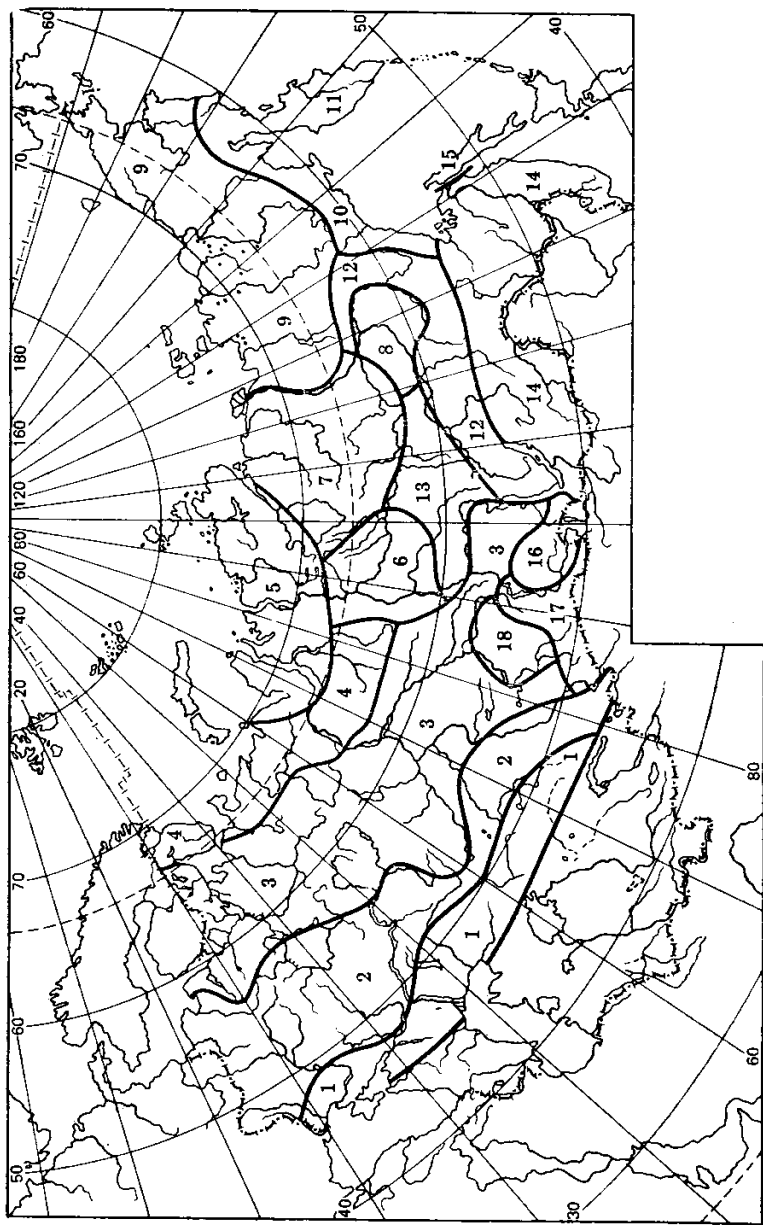


Рис. 7.3. Районирование территории СССР по срокам и продолжительности летне-осенней межени (по А. М. Владимирову)

15 дней или не выделяется вовсе. Питание в меженный период в основном осуществляется подземными водами, хотя их доля снижается по сравнению с районом 3 из-за участия вод озер и включения паводочного стока.

Районы 5—7, 9—12, занимающие наиболее суровые в климатическом отношении территории СССР, отличаются короткой и прерывистой меженью из-за небольшой продолжительности летне-осеннего сезона и частых дождей, выпадающих на переувлажненную поверхность водосборов. В формировании меженного стока рек этой территории принимают участие поверхностные воды, имеющие, однако, подчиненное значение. В районе 13, расположенном в южной части Среднесибирского плоскогорья, меженный период более длителен и устойчив, хотя в дождливые сезоны межень прерывается паводками и в питании рек наряду с подземными участвуют и дождевые воды. Особое место в этой системе районов занимает район 8 (Приленское плато в Центральной Якутии), отличающийся наименьшей увлажненностью, вследствие чего паводки здесь наблюдаются реже, в маловодные годы межень продолжительна и устойчива (до 100—110 дней).

Районы 14—18 занимают юг Сибири и Дальнего Востока. В них межень часто наблюдается как перерыв между ближайшими паводками, в питании рек значительное участие принимают поверхностные воды. В летне-осенний период в районах 14, 15 хорошо выражен паводочный режим с максимумами водности в июле — августе, а в районах 17, 18 водность, в общем, снижается к концу лета в связи с более ранним окончанием дождей и истощением запасов воды в высокогорных снегах, снежниках и ледниках.

Индивидуальные особенности в характере и продолжительности меженного периода в значительной степени зависят от факторов бассейнового регулирования (площадь бассейна, длина реки, густота речной сети, озерность, заболоченность, емкость пойменного регулирования, уклоны местности и пр.). В общем случае для рек с высокой естественной зарегулированностью стока характерны более позднее окончание половодья, меньшая высота и большая продолжительность паводков, вследствие чего продолжительность межени сокращается, а величина минимального стока повышается. Наиболее ярко это проявляется при озерном регулировании стока, когда сливная призма озера играет роль рабочей емкости водохранилища, аккумулирующей сток половодья и паводков и отдающей его в маловодный период.

Минимальный сток формируется под влиянием множества тесно взаимодействующих природных факторов (рис. 7.4). Основное значение для формирования минимальных расходов воды имеет величина подземного питания в меженный период, к которой добавляется некоторая величина поверхностного стока при неустойчивой и короткой межени. При длительной и устойчивой межени поверхностное питание не участвует в формировании минимального стока. Подземное питание рек связано в первую очередь с гид-

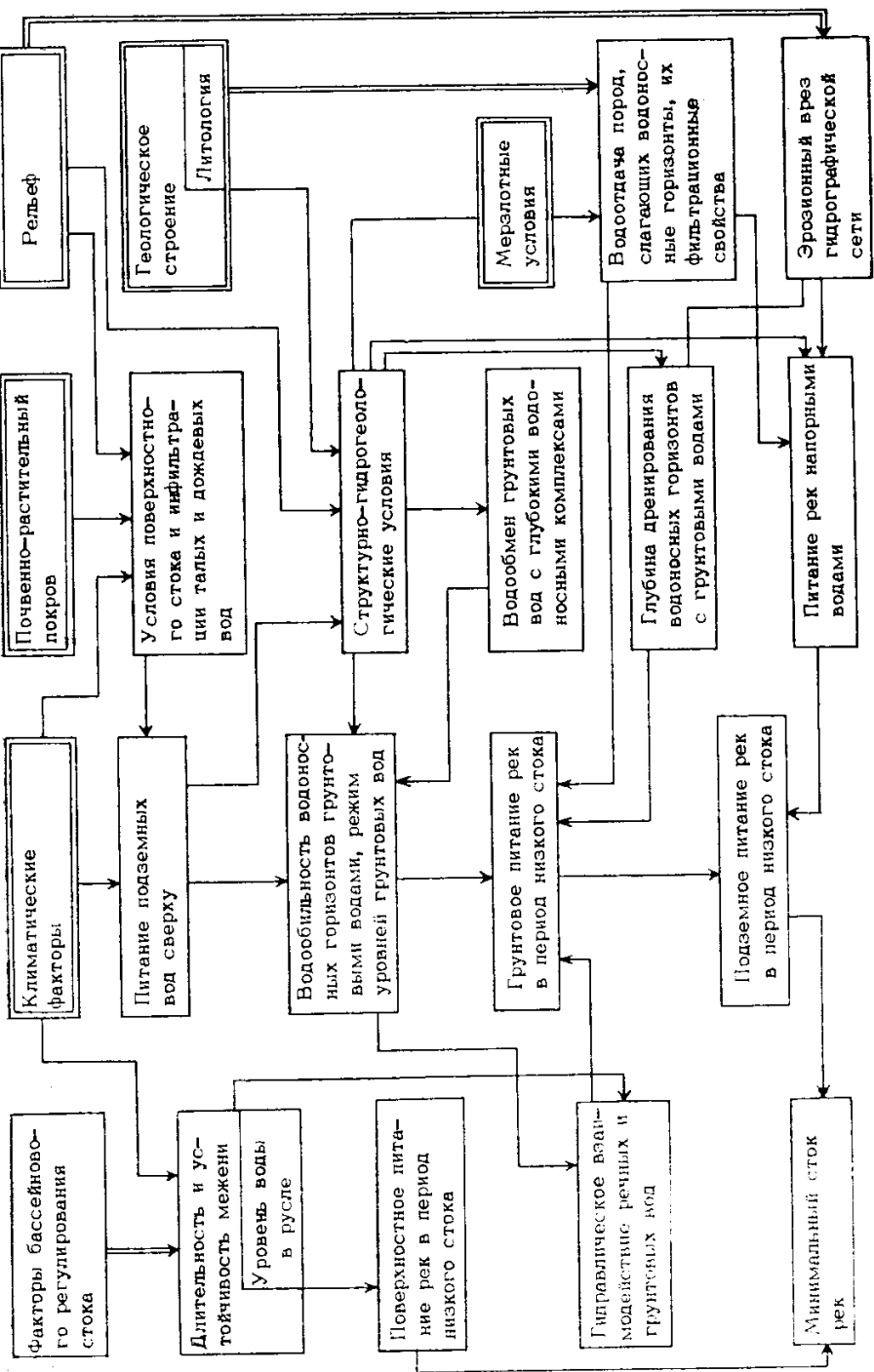


Рис. 7.4. Взаимодействие факторов формирования минимального стока

рогеологическими условиями речного бассейна, которые определяются комплексом геологических, климатических, геоморфологических и гидрологических факторов.

Распределение подземных вод по территории очень сложно и разнообразно в зависимости от гидрогеологических условий. Выявление региональных закономерностей распространения и условий залегания подземных вод, изменения их свойств в пространстве, особенностей динамики, баланса, ресурсов, генезиса — задача региональной гидрогеологии, предметом исследований которой являются подземные воды и гидрогеологические условия отдельных регионов. Основным понятием региональной гидрогеологии является гидрогеологическая структура (система), под которой подразумевается геологическая структура или ее часть или совокупность нескольких геологических структур, в пределах которых имеет место сходство условий формирования, залегания, накопления, движения и разгрузки подземных вод. Гидрогеологическая структура — это вместилище подземных вод, гидродинамически более или менее обособленных от смежных структур. Геологическое строение участка земной коры, т. е. его структурные особенности, литолого-фациальные и генетические типы отложений, история геологического развития определяют размеры и структурные формы гидрогеологической системы: число и соотношение в пространстве водоносных горизонтов, водоупорных и относительно водоупорных горизонтов и комплексов, региональных водоносных и неводоносных жил и зон, а также фильтрационные и емкостные свойства перечисленных элементов, положение и вид областей питания и разгрузки — все то, что понимается под структурно-гидрогеологическими условиями. Кроме геологического строения, на структурно-гидрогеологические условия оказывают влияние рельеф и мерзлотные условия, как это показано на рис. 7.4. Рельеф определяет высотное положение областей питания и разгрузки, глубину дренирования водоносных горизонтов. Возникновение и развитие многолетней мерзлоты приводит к ухудшению условий питания подземных вод, к образованию в верхней части гидрогеологического разреза водоупорной мерзлой зоны, что вызывает или сильное изменение свойств структуры, или образование ее нового, особого типа — криогеологической структуры, обладающей специфическими формами залегания, движения, питания и разгрузки подземных вод (существование под-, меж- и надмерзлотных вод, вод сквозных таликов, наледей как очагов разгрузки и т. п.).

Подземные воды верхних частей гидрогеологического разреза имеют инфильтрационное происхождение и их ресурсы быстро возобновляются. Количество и характер выпадающих атмосферных осадков вместе с другими климатическими факторами, рельефом и почвенно-растительным покровом регулируют величину ресурсов подземных вод. В многолетнем плане питание подземных вод сверху можно определить по балансовому соотношению: $W_0 =$

$= P_0 - E_0 - y_{\text{пов.о}}$, где W_0 , P_0 , E_0 — нормы питания, осадков и испарения с поверхности суши, $y_{\text{пов.о}}$ — норма поверхностной составляющей речного стока. Поверхностный сток зависит от характера рельефа (уклоны местности, густота гидрографической сети), почвенно-растительного покрова (инфильтрационные свойства почвогрунтов), а также от интенсивности выпадающих дождей. Территориальное распределение нормы питания подземных вод в главных чертах обусловлено климатическими факторами. Наблюдается тесная связь между коэффициентом стока η и коэффициентом питания подземных вод K_w , под которым понимается отношение нормы питания к норме осадков. Для территории ЕТС и Западной Сибири А. В. Лебедевым получено соотношение: $K_w = 0,27 \eta$.

Наибольшее значение в формировании подземного питания рек имеют грунтовые воды, поскольку они непосредственно связаны с водами поверхностных водотоков и водоемов, определяя в маловодные периоды их режим и величину стока. С другой стороны, грунтовые воды в той или иной степени генетически связаны с межпластовыми напорными водами, пополняя или дренируя последние в зависимости от конкретных гидрогеологических условий. Связь грунтовых вод с напорными осуществляется через гидрогеологические окна перетеканием из грунтового потока в межпластовый водоносный горизонт или напорной фильтрацией через пласты слабопроницаемых пород, разделяющих грунтовые и напорные воды (при достаточно большой разности напоров воды по вертикали). Характер водообмена грунтовых вод с напорными зависит от положения рассматриваемого контура в пределах гидрогеологической структуры. Например, в пределах артезианского бассейна на водораздельных пространствах (в области питания) характерно снижение напоров от верхних горизонтов к нижним, что определяет возможность перетока грунтовых вод вниз. В областях разгрузки (отрицательные формы рельефа, в особенности долины рек) соотношение напоров обратное, т. е. происходит его повышение от верхних горизонтов к нижним, что обуславливает возможность перетока вод из нижних горизонтов в верхние, а в случае положительной пьезометрической поверхности — изливание на дневную поверхность. Величина вертикального перетока из зоны дренирующего влияния речной сети в более глубокие водоносные горизонты может достигать значительных размеров. Так, по данным А. В. Лебедева, в Московском артезианском бассейне при норме питания грунтовых вод 45—65 мм в год вертикальный переток в межпластовые водоносные горизонты, залегающие ниже эрозийного вреза, достигает местами 25—35 мм. В других местах величина разгрузки этих же водоносных горизонтов в зоны дренирования средних рек достигает 20—30 мм в год.

Размеры расходования грунтовых вод на перетекание в нижележащие водоносные горизонты или подпитывания грунтовых вод напорными изменяются во времени несущественно по сравнению

с сезонными изменениями в питании сверху, которые и определяют основные черты режима уровней грунтовых вод. По характеру питания и сезонным колебаниям уровня на территории СССР В. С. Ковалевским выделены три основных типа внутригодового режима грунтовых вод.

Тип I — кратковременного, преимущественно летнего питания грунтовых вод, характерен для провинции развития многолетне-мерзлых пород. Грунтовые воды здесь находятся в жидкой фазе только в летнее и осеннее время, а зимой промерзают. Максимальные их уровни наблюдаются либо в начале лета, либо в начале осени в зависимости от преобладающего вида питания (талые воды или летне-осенние жидкие осадки).

Тип II — сезонного, преимущественно весеннего и осеннего питания грунтовых вод, распространен на основной части территории СССР вне провинции распространения вечной мерзлоты, для которой характерно устойчивое зимнее промерзание верхней части зоны аэрации и накопление твердых осадков в снежном покрове, т. е. отсутствие питания подземных вод в зимний период. Сформировавшиеся с осени запасы подземных вод расходуются в течение зимы в основном за счет стока, определяя наличие предвесеннего минимума уровней и дебитов грунтовых вод. Основное питание грунтовых вод осуществляется в весеннее время за счет инфильтрации талых вод. Максимальный уровень наблюдается в начале лета. В зоне достаточного и избыточного увлажнения осенью образуется второй максимум, значительно уступающий первому.

III тип — круглогодичного, преимущественно зимнего питания грунтовых вод, наблюдается на территориях с отсутствием или с небольшой продолжительностью снежного покрова (юг Молдавии и Украины, Приазовье, Северный Кавказ, Колхидская и Куро-Араксинская низменности в Закавказье, юг Средней Азии, юго-запад Прибалтики). Зимние осадки формируют здесь весенний максимум уровней грунтовых вод; летом происходит спад уровней с минимумом в конце лета — начале осени.

Таким образом, формирование зимнего минимального стока в I провинции происходит, когда основная масса грунтовых вод заморожена, во II зимний минимальный сток по времени и генезису совмещен с минимальными ресурсами грунтовых вод; в III провинции наблюдаются наиболее значительные ресурсы грунтовых вод в этот период. Условия грунтового питания в период летнего низкого стока имеют противоположный характер: в I провинции летняя межень формируется на фоне значительных ресурсов грунтовых вод, а в III — при наименьших ресурсах. Во II провинции условия формирования грунтового питания неоднородны: в южных районах весенний максимум уровня наблюдается раньше в связи с более ранними сроками снеготаяния, а в северных районах — позднее из-за более поздних сроков окончания таяния снега и значительной роли в питании грунтовых вод летних жидких осадков.

Режим подземного питания рек зависит от характера гидравлической связи водоносных горизонтов с рекой, т. е. от положения водоносных горизонтов и их мест разгрузки по отношению к врезу речного русла. По этому признаку выделяется несколько видов связи:

1) водоносные горизонты гидравлически не связаны с рекой, так как подземные воды выклиниваются выше русла реки, режим питания реки определяется режимом подземного стока самого водоносного пласта;

2) водоносные горизонты гидравлически связаны с рекой постоянно; в этом случае режим подземного питания рек зависит не только от режима подземных вод, но и от водного режима реки: низкий уровень воды в русле увеличивает уклон грунтового потока, высокие уровни уменьшают этот уклон, снижая интенсивность притока грунтовых вод;

3) водоносные горизонты гидравлически связаны с рекой только в период высокого стока, а в межень питание реки происходит за счет выклинивания подземных вод выше уреза воды в русле.

Глубина эрозионного вреза гидрографической сети имеет большое значение для формирования подземного питания рек в период минимального стока. Чем больше эрозионный врез, тем интенсивнее дренируются водоносные горизонты, содержащие грунтовые воды. При положительной пьезометрической поверхности глубоких напорных вод, кроме того, возникает их излив на дневную поверхность в виде источников, расположенных в долинах рек. Глубина вреза эрозионной сети определяет также уклоны потоков грунтовых вод и, следовательно, скорости их фильтрации. Глубина эрозионного вреза тесно связана с типом рельефа. Так, для низменностей и впадин характерна глубина эрозионного вреза, не превышающая 50—60 м (слабо дренированные области с изрезанностью рельефа до 0,3 км/км²); для возвышенностей, плато и предгорий — до 150—200 м (дренированные области с изрезанностью 0,4—0,9 км/км²); для горных районов — свыше 200 м (сильно дренированные области с изрезанностью свыше 1 км/км²).

Кроме того, отметим особые случаи формирования минимального стока, связанные с питанием речного стока карстовыми и наледными водами. Подземные воды, заключенные в карстующихся породах, имеют весьма разнообразный режим, определяющийся степенью связи этих вод с поверхностью, водопоглотительной способностью и величиной водоотдачи пород, масштабами развития подземных пустот и трещин, определяющих аккумулирующую способность пород. В зависимости от конкретных гидрогеологических условий карстовые породы могут быть либо источником питания реки в период низкого стока, увеличивая его в несколько раз, либо причиной полного исчезновения стока воды в межень.

Вышеуказанный характер влияния карстовых вод на сток рек в маловодный период свойствен лишь областям интенсивного развития карста. При слабом развитии его в бассейне реки за-

метного влияния карстовых вод на низкий сток не наблюдается. Поэтому, несмотря на обширные территории, занятые карстующимися породами (в ЕТС они занимают около 25% территории), существенное влияние карстовые воды оказывают на низкий сток преимущественно малых рек в отдельных районах.

В зоне развития многолетнемерзлых пород в зимний сезон часть подземного стока уходит на образование наледей, которые в теплый сезон в результате таяния дают добавочное питание рекам. Таким образом, происходит перераспределение во времени подземного стока в реки. В зимний сезон в бассейнах, где образуются наледи, на образование последних уходит большая часть стока (70—80%), а на перемерзающих реках — весь речной сток. В районах с интенсивными наледообразовательными процессами может наблюдаться очень пестрое распределение стока в зимний период, что частично определяется фактом наличия или отсутствия наледей в русле рек, а главным образом величиной питания межмерзлотными и подмерзлотными водами через подрусловые таликовые участки. Образование наледей, когда большая часть руслового стока выходит на поверхность льда, иногда рассматривают как одну из разновидностей перемерзания рек.

Итак, факторы формирования низкого стока и их взаимодействия показывают большой вклад локальных условий в закономерности географического распределения его характеристик. Основным источником этой локальности являются геологические условия, которые, взаимодействуя с рельефом, формируют очень сложную пространственную структуру подземных вод и условий их дренирования реками. Это создает значительные сложности в расчетах минимального стока при отсутствии материалов гидрометрических наблюдений, делает необходимыми для учета индивидуальности формирования низкого стока конкретных рек хотя бы кратковременные или эпизодические измерения.

7.2. ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ РАСЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК МИНИМАЛЬНОГО СТОКА ПРИ НЕДОСТАТОЧНОСТИ ИЛИ ОТСУТСТВИИ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Можно выделить две группы практических приемов расчета минимального стока, первая из которых базируется на методе гидрологической аналогии и требует хотя бы непродолжительного периода наблюдений на изучаемом водотоке или эпизодических измерений расходов воды в период устойчивой межени, а вторая — соответствует случаю полного отсутствия гидрометрических данных и основана на географических обобщениях материалов наблюдений на опорной гидрологической сети.

Характер и успех применения отмеченных выше приемов зависят от категории исследуемой реки (малая или средняя). Разделение рек на малые и средние основано на исследовании зависимостей модуля минимального стока от площади бассейна для сходных по физико-географическим условиям районов, кото-

рые показывают, что величина модуля изменяется лишь до определенного предела, а затем интенсивность его изменения с ростом площади резко снижается. Наиболее полное районирование территории СССР по величине критической площади $F_{кр}$ произведено А. М. Владимировым отдельно для летне-осенних и зимних минимальных расходов, поскольку средние значения этих площадей не всегда одинаковы по сезонам года для данного района, так же как и границы районов не всегда совпадают в зимний и летне-осенний сезоны. В равнинных районах зоны достаточного увлажнения величина $F_{кр}$ колеблется в основном в пределах 1000—1500 км², в зоне недостаточного увлажнения она увеличивается до 2000—2500, а на территории с наличием постоянно пересыхающих или перемерзающих рек — до 5000—10 000 км². Определение минимального стока средних рек возможно с большей надежностью, поскольку территориальная дифференциация его модулей происходит в основном за счет смены гидрогеологических и климатических условий. Для малых рек роль полноты дренирования подземных вод является в ряде случаев решающей и сугубо индивидуальной по отношению к конкретному створу. Это исключает возможность географической интерполяции минимального стока и может сильно затруднить подбор реки-аналога при реализации метода гидрологической аналогии.

Верхним пределом площади водосбора средних рек считается такая площадь, при которой сток рек формируется еще под влиянием зональных факторов, превысив ее, реки уже приобретают полизональный режим. Практика исследований низкого стока в СССР показывает, что за наибольшую площадь можно принимать 50 000 км².

7.2.1. Метод гидрологической аналогии в расчетах минимального стока

Метод гидрологической аналогии применяется при приведении параметров кривых распределения ежегодных вероятностей превышения характеристик минимального стока к многолетнему периоду с помощью парной и множественной регрессии.

При невозможности применить этот стандартный прием из-за непродолжительности гидрометрических наблюдений на изучаемой реке используют приближенные способы гидрологической аналогии, требующие более тщательного обоснования выбора бассейна-аналога.

При его выборе следует стремиться к удовлетворению обычных условий однородности факторов, влияющих на формирование низкого стока, в особенности гидрогеологических (количество и водообильность водоносных горизонтов, участвующих в питании рек, степень дренирования реками этих горизонтов), а также проследить за отсутствием или одинаковой степенью влияния антропогенных факторов, искажающих естественный сток (регулирование, водозаборы, в том числе подземные, сбросы и т. п.).

Кроме того, для обоснования аналогии строятся графики связи значений стока в рассматриваемом створе и створе-аналоге за параллельный период наблюдений. Таким образом устанавливается синхронность колебаний стока.

Для приведения параметров кривой обеспеченности минимальных 30-дневных расходов рассматриваемого створа к продолжительному периоду используется график связи этих расходов за имеющиеся годы параллельных наблюдений, причем можно использовать для его построения не только минимальные годовые величины (по одной от каждого года за летне-осенний или зимний период), но и другие среднемесячные расходы за период межени. Зависимости можно считать удовлетворительными, если отклонение большего числа точек от линии связи не превышает $\pm 20\%$. С помощью графика связи определяются 5-, 50- и 95%-е квантили, по которым графоаналитическим методом рассчитываются параметры кривой обеспеченности. Если малая продолжительность наблюдений на изучаемом створе не позволяет уверенно построить график связи со створом-аналогом, то приходится использовать более приближенный прием. Определяется средний многолетний минимальный расход по соотношению средних расходов за короткий $\bar{Q}_n^{(A)}$ и продолжительный период наблюдений по реке-аналогу $\bar{Q}_N^{(A)}$:

$$\bar{Q}_N = \bar{Q}_n (\bar{Q}_N^{(A)} / \bar{Q}_n^{(A)}).$$

Значения коэффициентов вариации и асимметрии принимаются по аналогии с изученными реками. Принцип гидрологической аналогии положен также в основу метода гидрометрических съемок, проводимых в период устойчивой межени.

7.2.2. Метод гидрометрической съемки

Этот метод широко используется в составе гидрогеологических исследований для оценки естественных ресурсов подземных вод и может быть успешно применен для определения среднемноголетних значений минимальных расходов.

Для этого в исследуемом районе в период низкого стока производятся одновременные измерения расходов воды на большей части рек, включая постоянные створы-аналоги. Наиболее благоприятным для измерений является период устойчивых низких расходов с отсутствием паводков. Расход $Q_{изм}^{(A)}$, измеренный на определенную дату в створе-аналоге, сопоставляется с минимальным расходом за наблюдаемый год $Q_{мин}^{(A)}$; вычисляется переходный коэффициент $K_A = Q_{мин}^{(A)} / Q_{изм}^{(A)}$. Для неизученных рек в качестве расчетного принимается переходный коэффициент K_A , осредненный для нескольких створов-аналогов, находящихся в однородных гидрогеологических условиях с рассматриваемым бассейном. Характеристика минимального стока в данный год получается как $Q_{мин} = K_A Q_{изм}$.

Чтобы по этому расходу найти среднесуточное значение, используют переходный коэффициент, определяемый по створам-аналогам: $k_A = \overline{Q_{\text{мин}}^{(A)}} / Q_{\text{мин}}^{(A)}$; коэффициенты также осредняются по нескольким створам-аналогам. Значение этого коэффициента обычно слабо изменяется на однородной территории. Для большей надежности получаемых результатов гидрометрическую съемку повторяют в течение 2—3 лет. Величины среднесуточного расхода, полученные по измерениям съёмок разных лет, осредняют и это значение принимается за расчетное.

Метод гидрометрической съемки позволяет определить лишь норму минимального стока, значения C_p и C_s принимаются по аналогии с изученными речными бассейнами.

В результате гидрометрической съемки можно за короткий срок получить массовый материал для характеристики пространственных закономерностей минимального стока значительных территорий, а главное, выявить реки с аномальным режимом взаимодействия поверхностных и подземных вод.

На предварительных стадиях проектирования или в случае невозможности подобрать бассейн-аналог оценка характеристик низкого стока производится при помощи расчетных формул и карт, полученных в результате географического обобщения материалов гидрометрических наблюдений.

7.2.3. Географические обобщения материалов наблюдений по минимальному стоку. Карты и расчетные формулы

Характер географических обобщений, положенных в основу расчетов минимального стока, различается для средних и малых рек.

Для средних рек возможно применение метода географической интерполяции, реализуемого в виде карт изолиний, которые отражают зональные изменения минимального стока, соответствующие изменению зональных физико-географических факторов по рассматриваемой территории. Основой расчетных схем для определения минимального стока малых рек являются зависимости его от площади водосбора, непосредственно связанной с рядом важнейших характеристик, влияющих на величину подземного и поверхностного стоков, а в конечном итоге и на величину минимального стока. С одной стороны, существует определенная связь между площадью бассейна реки и глубиной ее эрозионного вреза: чем больше первая, тем значительнее вторая. С глубиной эрозионного вреза возрастает степень дренирования подземных вод и, следовательно, увеличивается подземное питание, имеющее основное значение в период длительной и устойчивой межени. С другой стороны, реки с небольшой площадью водосбора характеризуются незначительной аккумуляющей способностью бассейна, небольшим временем добега стока, быстрым истощением русловых запасов воды и, следовательно, глубокой меженью. Реки с более значительными размерами бассейна имеют

более сглаженный режим стока в маловодный период и значительно большую его величину. Таким образом, площадь бассейна может рассматриваться как параметр, являющийся интегральным показателем гидрогеологических и гидрологических условий формирования низкого стока. В пределах более или менее однородных по климатическим и гидрогеологическим условиям районов площади водосборов вполне удовлетворительно отражают влияние индивидуальных особенностей формирования минимального стока малых рек. Это послужило основанием для того, чтобы принять зависимости низкого стока от площади водосбора в качестве унифицированного способа расчета характеристик минимального стока малых водосборов.

Особенностью способов географических обобщений материалов гидрометрических наблюдений по минимальному стоку, принятых в настоящее время, является использование в качестве опорной величины модуля или расхода 80%-й обеспеченности. Смысл этого приема состоит в следующем. Необходимые в расчетной практике значения минимального стока находятся в сравнительно узком диапазоне обеспеченностей (от 75 до 97%), где тенденция уменьшения расходов воды с ростом беспечности меняется достаточно плавно и однообразно по территории. Поэтому коэффициент перехода от стока 80%-й обеспеченности к величинам большей обеспеченности обычно весьма устойчив и может быть районирован. Переходные коэффициенты устанавливаются с помощью районных графиков связи минимальных 30-дневных расходов воды 80%-й обеспеченности с такими же расходами, но другой обеспеченности. Эти графики имеют прямолинейный вид и описываются уравнением: $Q_p = \lambda_p Q_{80\%}$. Переходные коэффициенты λ_p районированы по всей территории СССР и могут быть установлены также по данным для рек-аналогов.

Другая особенность современных методов обобщения материалов по минимальному стоку — использование в качестве опорной величины 30-дневного минимального расхода воды, определение которого считается более надежным, нежели среднесуточного, более подверженного случайным погрешностям. Поэтому все приемы географического обобщения направлены на определение 30-дневного минимального расхода, переход от которого к суточному минимуму производится с помощью переходного коэффициента $K = Q_{80\%, \text{сут}} / Q_{80\%, \text{30-дн}}$, определяемого либо по данным рек-аналогов, либо с помощью районированных коэффициентов. Определение опорной величины для расчетов минимального стока 30-дневного минимального расхода 80%-й обеспеченности для средних рек производится интерполяцией по данным рек-аналогов или же по картам изолиний — раздельно для летне-осеннего и зимнего периодов.

Эти же величины для малых рек определяются по районным зависимостям минимального стока от площади водосбора в виде

$$Q_{80\%} = 0,001a (F + f_0)^n, \quad (7.1)$$

где $Q_{80\%}$ — минимальный 30-дневный расход воды 80%-й обеспеченности; F — площадь водосбора реки; a , n , f_0 — параметры, определяемые в зависимости от географических районов.

Последовательность расчета выглядит следующим образом:

1) устанавливается категория реки;
2) определяется $Q_{80\%}$ по картам (или интерполяцией по данным рек-аналогов), если река средняя; если река малая — по формуле (7.1);

3) определяется переходный коэффициент λ_p и с его помощью 30-дневный расход заданной обеспеченности $Q_p = \lambda_p Q_{80\%}$;

4) 30-дневные расходы заданной обеспеченности переводятся в суточные с помощью коэффициента K : $Q_{сут,p} = K Q_{30-дн,p}$. Наиболее точные результаты по пп. 3 и 4 может дать метод гидрологической аналогии, которому в современных правилах расчета отдается предпочтение перед обобщениями в виде районированных коэффициентов λ_p и K .

Оценка точности карт модуля стока, проведенная А. М. Владимировым, показывает, что на равнинной территории погрешности определения составляют 10—15%, а на возвышенностях и для территорий со сложными физико-географическими условиями — 20%. Расчеты по формуле (7.1) по этим же данным имеют погрешности 15—20%, а в районах со сложными условиями формирования минимального стока — 25—30%. Однако эти оценки точности сделаны без учета погрешностей в исходных данных и их пространственной скоррелированности. Реальные размеры погрешностей определения по картам и графикам, по-видимому, больше указанных в несколько раз. Например, объективная проверка точности карты 30-дневных летне-осенних минимумов 80%-й обеспеченности для территории Забайкалья показала величину относительной погрешности 79%. Поэтому не следует переоценивать возможности интерполяционных карт и региональных зависимостей для определения расчетных величин минимального стока даже при их самом тщательном исполнении. Особенно внимательно следует относиться к расчету минимальных расходов по картам и формуле (7.1) для очень малых водосборов, рек с озерным регулированием или протекающих в районах влияния карста и хозяйственной деятельности. Формула (7.1) не может применяться для водосборов менее 20 км² в зоне достаточного и избыточного увлажнения и 50 км² — в зоне недостаточного увлажнения. В этих случаях следует опираться на метод гидрометрической съемки, поскольку качественная оценка аналогии здесь может привести к грубому просчету.

Расчеты минимального стока горных районов производятся с помощью зависимостей модуля 30-дневного минимального стока от средней высоты водосбора. Для минимального 30-дневного стока 80%-й обеспеченности рек горной части Средней Азии такие зависимости построила А. З. Амусья. Кривые связи имеют довольно сложный вид и представлены в виде таблицы координат. Для некоторых горных районов Забайкалья и юга Дальне-

го Востока зависимости модуля 30-суточного стока 80%-й обеспеченности от средней высоты водосбора аппроксимированы выражением

$$M_{80\%} = a \bar{H}_в^n, \quad (7.2)$$

где a и n — районные параметры. В остальном определение характеристик минимального стока производится в таком же порядке, как и для равнинных рек.

7.2.4. Определение минимальных расходов больших рек

В данной ситуации сток рек формируется в разных физико-географических зонах, а их русла дренируют более глубокие водонесные горизонты по сравнению с местной гидрографической сетью. Поэтому для определения минимального стока больших рек не рекомендуется использовать карты изолиний. Однако на больших реках обычно существуют пункты наблюдения за стоком, что позволяет определять минимальные расходы таких рек для расчетного створа по интерполяции между пунктами наблюдений с учетом закономерности изменений низкого стока по длине реки. Эти изменения определяются в основном боковой приточностью между рассматриваемыми створами, а также гидротехническими сооружениями в русле реки. Боковая приточность между расчетным и вышерасположенным створами с постоянными наблюдениями устанавливается по низкому стоку основных притоков или по среднему модулю стока, определенному по карте изолиний для частной площади водосбора, заключенной между рассматриваемыми створами на главной реке.

Степень влияния гидротехнических сооружений на минимальный сток устанавливается по фактическим данным о сбросах или водозаборах на рассматриваемом участке реки.

При наличии краткосрочных наблюдений на изучаемом створе наиболее эффективным в этой ситуации является метод гидрологической аналогии.

7.2.5. Расчет основных характеристик перемерзания и пересыхания

Расчет количественных характеристик перемерзания и пересыхания рек за период отсутствия стока имеет такое же важное практическое значение, как и расчет величин минимального стока. Перемерзание и пересыхание характеризуются следующими основными количественными показателями: повторяемостью p , датой наступления, датой окончания и продолжительностью.

При более или менее продолжительных наблюдениях повторяемость перемерзания и пересыхания определяется как

$$p = \frac{n_1}{n} \cdot 100\%,$$

где n_1 — число лет с наличием перемерзания (пересыхания), n — общее число лет наблюдений. Определение трех остальных характеристик осуществляется по эмпирическим кривым распределения, которые строят для дат наступления и окончания (только используются не календарные даты, а разница в днях между наиболее ранней датой в ряду наблюдений и ежегодными значениями), а также продолжительности в днях.

При непродолжительных наблюдениях для расчета характеристик перемерзания (пересыхания) применяется метод аналогии. К выбору реки-аналога предъявляются обычные требования, особое внимание обращается на сходство значений анализируемой характеристики в годы совместных наблюдений. Повторяемость перемерзания (пересыхания) на изучаемой реке принимается такой же, как у аналога.

При полном отсутствии наблюдений расчет характеристик перемерзания (пересыхания) осуществляется по региональным зависимостям от площади водосбора и модуля минимального стока 80%-й обеспеченности соответствующего периода (зимнего или летне-осеннего).

Глава 8

МАКСИМАЛЬНЫЙ СТОК ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ

Применительно к задачам расчета максимального стока талых вод реки СССР условно делятся на две группы: равнинные и горные.

К первой группе относятся реки, водосборы которых расположены в пределах равнин и плоскогорий, где относительное колебание высот не превышает 400 м и снеготаяние поэтому охватывает почти одновременно весь водосбор или большую его часть. Ко второй относятся реки горных районов СССР с резкими колебаниями высот на водосборе, превышающими 400 м, обуславливающими неравномерное снеготаяние в различных высотных зонах и, следовательно, неравномерный приток с различных частей водосбора в русло. Реки этой группы делятся на следующие подгруппы:

а) реки с весенне-летним половодьем, формирующимся в основном за счет таяния сезонных снегов, многолетних снежников и осадков в виде дождей;

б) реки с летним половодьем, вызванным таянием снегов и ледников, а также осадков в виде дождей (высокогорные районы).

Выделяется также довольно обширная территория со слабо выраженным весенним половодьем на юге Восточной Сибири и Дальнем Востоке, где расчетными являются максимумы дождевых паводков (рис. 8.1).

Расчетными характеристиками весеннего половодья являются максимальный расход и объем. При проектировании водохранилищ, мостовых переходов и других сооружений необходимо также гидрограф половодья заданной вероятности ежегодного превышения.

8.1. ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ

8.1.1. Генетическая структура и общие закономерности пространственного распределения весеннего половодья

Генетическая структура половодья устанавливается в результате расчленения гидрографа. К подземной составляющей относят сток подземных вод, не связанный своим происхождением с процессами текущего весеннего сезона. Наиболее простым и распространенным способом выделения подземного стока (в вышеуказанном понимании) является так называемая срезка на гидрогра-

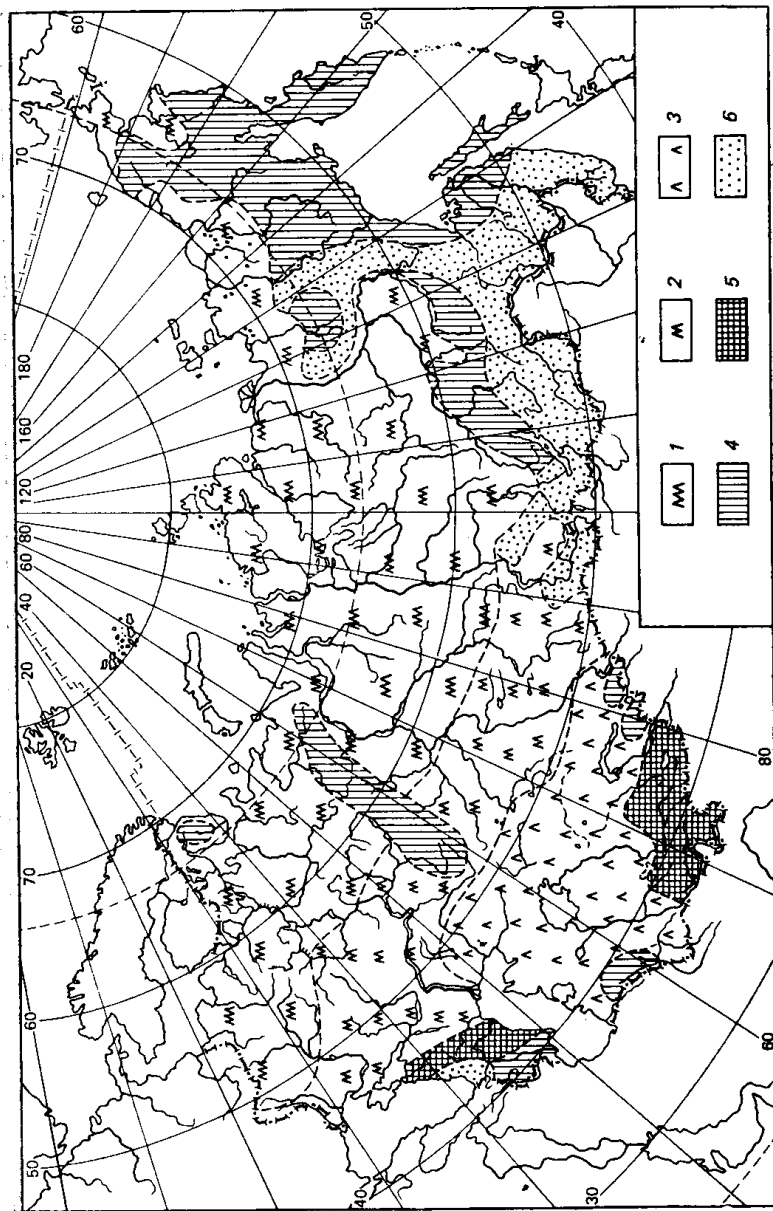


Рис. 8.1. Районирование территории СССР по характеру половодья: 1 — весеннее половодье лесной зоны и зоны тундр; 2 — весеннее половодье рек лесостепной и степной зон; 3 — весеннее половодье полупустынной и пустынной зон; 4 — весенне-летнее половодье; 5 — легкое половодье; 6 — районы со слабо выраженным половодьем

фе, когда от наимизшего предвесеннего расхода проводится горизонтальная или наклонная линия до низшего расхода послеполоводного периода. Талый и дождевой сток на гидрографе половодья разделяются проведением кривой истощения стока. Для установления формы кривой истощения осредняются кривые спада гидрографов половодья за годы с отсутствием осадков (рис. 8.2). Таким образом, расчленение гидрографа позволяет выделить в стоке половодья Y часть, сформировавшуюся за счет истощения запасов подземных вод, которые имелись еще до начала снеготаяния $Y_{гр}$, и часть, образовавшуюся вследствие таяния снега и выпадения осадков в период половодья ($Y_{т} + Y_{д}$). При этом следует иметь в виду, что к талой составляющей относится сток, сформированный талыми водами, и от дождей x' , выпавших на тающий снежный покров, а к дождевой — сток от дождей x'' , выпавших на участке бассейна, освободившиеся от снега:

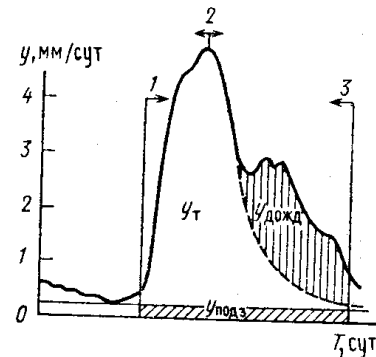


Рис. 8.2. Расчленение гидрографа весеннего стока на талую $Y_{т}$, базисную подземную $Y_{гp}$ и дождевую на спаде половодья $Y_{д}$ составляющие: 1 — начало половодья; 2 — пик половодья; 3 — конец половодья

$$Y = Y_{т} + Y_{д} + Y_{гp}. \quad (8.1)$$

Подземный сток за период половодья $Y_{гp}$ не превышает 5—10% суммарного (общего) стока за половодье. Дождевая составляющая на спаде половодья $Y_{д}$ в общем стоке за половодье чрезвычайно изменчива от года к году и по территории. В среднем в лесостепной и степной зонах ЕТС доля дождевой составляющей в редких случаях превышает 10, а в лесной — 20%. Однако в северных районах лесной зоны она может достигать в отдельные годы 50—60%. Это связано с тем, что таяние снега в южных районах проходит быстро — в среднем 5—6 дней, а в северных хвойных лесах растягивается до 25—35 дней. Чем больше продолжительность таяния, тем больше вероятность выпадения значительных дождей на спаде весеннего половодья. Соотношение среднееголетних величин дождевой составляющей и общего стока за половодье дифференцируется менее резко, поскольку в среднем за многолетний период большим объемам дождевых вод в северных районах соответствуют и большие объемы талых вод.

Сток за период весеннего половодья в первую очередь связан с процессами снеготаяния, а его величина в значительной степени определяется запасами воды в снеге. Запасы воды в снежном покрове являются центральной характеристикой, существенно определяющей все количественные соотношения гидрометеорологических процессов в снежном покрове и в почве.

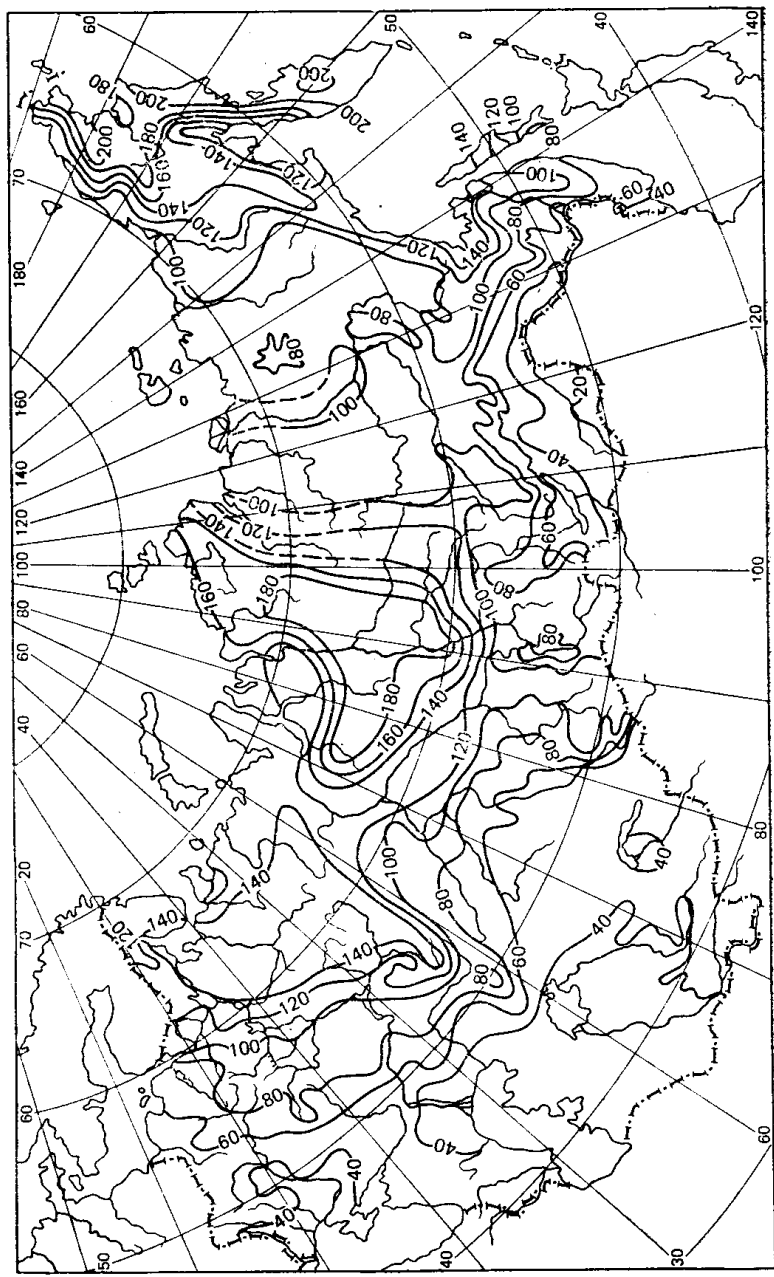


Рис. 8.3. Средние максимальные запасы воды в снежном покрове (мм)

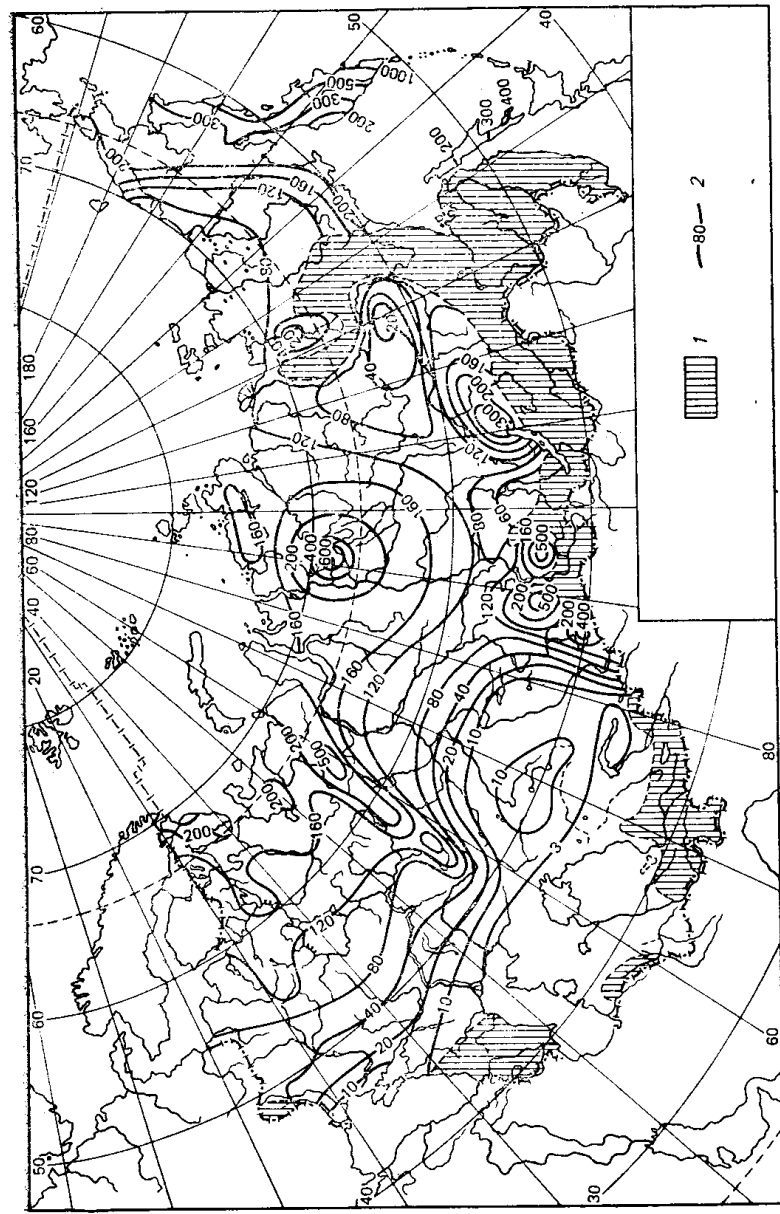


Рис. 8.4. Среднегодовой слой стока половодья (мм):

1 — горные районы, в которых весеннее половодье не выделяется, и районы со слабовыраженным половодьем; 2 — изолинии слоя половодья

На рис. 8.3 показано распределение максимальных запасов воды в снежном покрове для равнинных территорий СССР.

В распределении запасов воды в снеге по бассейну большую роль играют местные факторы — формы рельефа, распределение растительности. В условиях равнинного безлесного бассейна, расчлененного оврагами и балками, распределение снега особенно неравномерно из-за метелевого переноса: в оврагах и балках снегозапасы к концу зимы могут быть больше, чем на ровных местах, от 2—4 до 10—12 раз. Существенна также разница между запасами между лесом и полем (до 1,5 раза).

Распределение среднего многолетнего слоя весеннего половодья в общих чертах хорошо согласуется с распределением максимальных запасов воды в снежном покрове (рис. 8.4). Сравнительно отчетливо проявляется зональность в распределении его величин в ЕТС, Западной и Восточной Сибири, осложняемая влиянием макроорграфических систем (Урал, Алтай, Саяны, западный край Среднесибирского плоскогорья, Становое нагорье). В изменении слоя весеннего половодья с запада на восток основную роль играет общее уменьшение количества зимних осадков с ростом континентальности климата.

8.1.2. Условия формирования весеннего половодья в различных физико-географических зонах

Рассмотрим более подробно факторы формирования весеннего половодья, записав развернутое уравнение водного баланса за период начало снеготаяния — окончание половодья:

$$Y = y_{\tau} + y_{\text{д}} + y_{\text{гп}} = S + x' + x'' - E_{\text{с}} - E_{\text{п}} \pm \Delta W \pm \Delta U_{\text{гп}}, \quad (8.2)$$

где y_{τ} — поверхностный сток талых вод и от дождей x' , выпавших на тающий снежный покров; $y_{\text{д}}$ — поверхностный сток от дождей x'' , выпавших на участки бассейна, освобожденные от снега; S — запас воды в снежном покрове перед началом снеготаяния; $E_{\text{с}}$ — испарение с поверхности снежного покрова за время снеготаяния; $E_{\text{п}}$ — испарение с поверхности почвы; ΔW — изменение запасов воды в зоне аэрации ($-\Delta W$ означает увеличение запаса, $+\Delta W$ — уменьшение); $\Delta U_{\text{гп}}$ — изменение запаса грунтовых вод (знаки \pm имеют тот же смысл, что и перед ΔW).

Зональные различия в условиях формирования весеннего половодья заключаются не только в величинах запаса воды в снежном покрове, но и в характере и величинах потерь талого стока, размеры которых очень значительны и сильно изменяются как от года к году, так и по территории. Непосредственное определение потерь талых вод на водосборе p_{τ} путем измерения очень затруднительно, поэтому они обычно оцениваются из уравнения водного баланса:

$$S + x' = y_{\tau} + p_{\tau}, \quad \text{или} \quad p_{\tau} = (S + x') - y_{\tau}. \quad (8.3)$$

Запишем значение потерь талых вод с учетом его составляющих:

$$p_{\tau} = E' + \Delta W + \Delta U_{\text{гп}} + \Delta U_{\text{пов}}, \quad (8.4)$$

где E' — испарение за период формирования талого стока; $\Delta U_{\text{пов}}$ — потери талых вод на поверхностное задержание (количество воды на поверхности бассейна при завершении снеготаяния); $\Delta U_{\text{гп}}$ — потери талых вод на пополнение запасов грунтовых и болотных вод; ΔW — потери на увлажнение почвогрунтов. Сумма $(\Delta W + \Delta U_{\text{гп}})$ характеризует водопоглотительную способность речных водосборов, сильно варьирующую от года к году. Величины ΔW и $\Delta U_{\text{гп}}$ являются главными составляющими потерь талых вод, формирование которых и создает основные зональные различия в механизме образования весеннего половодья.

Роль потерь воды на испарение E' в формировании межгодовой изменчивости весеннего стока невелика из-за того, что испарение существенно уступает $(\Delta W + \Delta U_{\text{гп}})$ по размаху колебаний. В среднем на водосборах лесной зоны ЕТС суммарное испарение за период формирования талого стока на поверхности водосборов составляет 30—40 мм и изменяется по годам от 15 до 60 мм (15—20% суммы $S + x'$). На водосборах лесостепной и степной зоны период формирования талого стока из-за меньших снегозапасов значительно короче, поэтому меньше и испарение (10—15 мм), или 15% суммы $S + x'$.

Потери талых вод на поверхностное задержание трудно поддаются учету. По данным многолетних экспедиционных исследований ГГИ, в начальный период снеготаяния вода на поверхности полевых водосборов занимает не более 10% их площади и наблюдается в заснеженных тальвегах логов и низинах, в руслах ручьев, а также на проталинах среди снега. В период формирования максимума весеннего стока на ручьях, снежный покров занимает примерно 40—50% площади водосборов, а водная поверхность луж, залитых водой низин и тальвегов логов, составляет около 30% площади водосборов и 80—90% площади участков, где только что сошел снег. Спустя 2—3 сут площадь водной поверхности уменьшается: вода остается в лужах и понижениях рельефа, составляющих 15—30% площади водосборов. После оттаивания почвы площадь водной поверхности составляет 5—10%. Многочисленные данные массовых измерений показывают, что в период снеготаяния на одноразовое заполнение микропонижений расходуется в среднем 8—10 мм талой воды.

В лесах аккумуляция воды на склонах водосборов имеет место только на участках с близким залеганием грунтовых вод, на участках с верховодкой, а также в отдельные годы — при глубоко промерзании переувлажненных почв.

Микрорельеф поверхности водосборов только временно задерживает талые воды. В чистом виде безвозвратные потери воды для стока половодья на поверхностное задержание составляет в зависимости от механического состава и вида обработки почв всего 1—5 мм. Несмотря на незначительную роль в суммарных

потерях талых вод, временная поверхностная аккумуляция талых вод играет большую роль в питании подземных вод, так как почти вся вода, задержанная микрорельефом, просачивается в почвогрунты зоны аэрации.

Значительную роль играет поверхностная аккумуляция в формировании стока Прикаспийской низменности, Северного Казахстана и юга Западной Сибири. В условиях плоского рельефа, глубокого промерзания и очень низкой водопроницаемости преобладающих здесь глинистых и суглинистых почв большое количество талой воды задерживается в бессточных понижениях, расходуясь в основном на испарение.

Потери на увлажнение почв являются наиболее изменчивой составляющей потерь талых вод и колеблются от года к году от —50 мм до 100 мм. Знак минус означает, что в отдельные годы после оттаивания переувлажненных промерзших почв наблюдается отдача влаги почвой. Почвогрунты могут увлажняться до глубины 0,5 м в северных таежных районах, до 1 м в центральных и южных районах лесной зоны и северной части лесостепной зоны, до 2,0 м в степной зоне. Под этими горизонтами наблюдается зона почти постоянной влажности почв, если грунтовые воды и их капиллярная кайма находятся ниже указанных границ. Потери на увлажнение почвогрунтов определяются разностью запасов влаги на дату окончания формирования склонового стока W_k и запасов влаги к началу весеннего снеготаяния W_n : $\Delta W = W_k - W_n$. Потери ΔW в основном зависят от W_n и ее распределения по вертикальному профилю, так как W_k мало меняется от года к году: в весенний период после схода снега и оттаивания почвы происходит ее увлажнение до значений, превышающих наименьшую влагоемкость (НВ) примерно на 10% независимо от предвесеннего увлажнения. Таким образом, потери талых вод на увеличение запасов влаги в почвенно-грунтовой толще зависят прежде всего от предвесенней влажности грунтов W_i .

При талых и слабoproмерзших почвах, увлажненных до уровня НВ, потери воды на увлажнение отсутствуют и вся профильтрованная вода поступает в нижние горизонты зоны аэрации и на пополнение запасов грунтовых вод. В годы с сухими почвами происходит их увлажнение до значений НВ и при наличии больших снегозапасов избыток влаги, поступившей в почву, просачивается до уровня грунтовых вод, пополняя их запасы.

Промерзшие и переувлажненные почвы в период снеготаяния не увлажняются и не пропускают воду, а при их оттаивании наблюдается отдача избыточной влаги, образовавшейся в осенне-зимний период.

Промерзшие и сухие почвы в период снеготаяния увлажняются аналогично сухим талым почвам. Дело в том, что перед началом весеннего снеготаяния температура верхних горизонтов почв всегда существенно повышается по сравнению с зимними значениями и в некоторых случаях может достигать нулевых зна-

чений. Следствием этого является существенное изменение цементации верхнего слоя почвы, которая к моменту начала снеготаяния сильно ослабевает и может даже отсутствовать, хотя зимой она имела место.

Влажность почвогрунтов в конце зимы формируется за счет пополнения запасов влаги, в осенний период — за счет жидких осадков и в зимний период — за счет оттепелей и процессов восходящей миграции влаги. В конце зимы увлажненность почв достигает НВ на севере таежной зоны практически ежегодно, в средней и южной части лесной зоны в 80—90% случаев в поле и в 70—80% в лесу; в лесостепной зоне в 85—95% — в западной части, подверженной частым оттепелям, и 50—60% — в восточной части, в 70—80% случаев — в степной и полупустынной зоне ЕТС.

Потери на пополнение грунтовых вод определяются как разность между запасами грунтовых вод на конец и начало стока весеннего половодья. На водосборах лесной зоны, характеризующейся близким залеганием грунтовых вод (в среднем 2—4 м), не вся профильтрованная сквозь зону аэрации влага представляет собой потери талых вод. Одна часть этой влаги расходуется на увеличение запасов грунтовых вод ($\Delta U_{гр}$), другая успевает стечь подземным путем в реки ($y_{гр}$), увеличивая расходы воды на спаде половодья. Суммарное значение ($\Delta U_{гр} + y_{гр}$) представляет собой питание грунтовых вод в период половодья. Из-за небольшой аккумуляющей емкости почвенно-грунтовой толщи зоны аэрации потери на пополнение грунтовых вод $\Delta U_{гр}$ для лесной зоны зависят в основном от предвесеннего запаса грунтовых вод, а не от промерзания и влажности почв. Последние определяют не $\Delta U_{гр}$, а суммарное питание грунтовых вод ($\Delta U_{гр} + y_{гр}$). Поэтому потери талых вод $\Delta U_{гр}$ для водосборов лесной зоны характеризуются небольшой амплитудой колебаний от года к году, но большой пространственной изменчивостью в зависимости от глубины грунтовых вод и механического состава грунтов, определяющих объем аккумуляющей емкости зоны аэрации.

Лесостепная и степная зоны характеризуются глубоким залеганием грунтовых вод (более 10—15 м) и большой аккумуляющей емкостью зоны аэрации, большей, чем суммарное значение снегозапасов и осадков. В отличие от лесной зоны грунтовые воды здесь не только имеют глубокое залегание, но и малые уклоны и незначительную динамичность, поэтому всю профильтрованную сквозь трехметровый слой почвогрунтов влагу можно отнести к потерям талых вод на пополнение запасов грунтовых вод. Временная изменчивость $\Delta U_{гр}$ здесь почти в 3 раза больше, чем на водосборах лесной зоны, а пространственная изменчивость, наоборот, незначительна: различия в аккумуляющей емкости не играют роли, а условия водопроницаемости почв (промерзание и влажность) сравнительно однородны для больших территорий.

В связи с отмеченными особенностями образования потерь $\Delta U_{гр}$ в лесной и лесостепной и степной зонах роль промерзания

почв различна. В лесной зоне при близком залегании уровня грунтовых вод независимо от водопроницаемости верхних горизонтов почвы просочившиеся талые воды большей частью успевают за период половодья стекать подземным путем в гидрографическую сеть. Следовательно, потери талых вод на просачивание полностью определяются дефицитом запасов влаги в метровом слое почв и запасами грунтовых вод к началу весны. Роль промерзания почвы сводится к удержанию осенней влаги в верхних ее слоях, а также к созданию условий зимней миграции влаги из нижних, более теплых горизонтов почвы к промерзающему верхнему слою. Значение зимней миграции влаги в увеличении влагозапасов верхних слоев почвы довольно заметно (от 5 до 70 мм). При глубоком залегании грунтовых вод (степная и лесостепная зоны) явление миграции влаги происходит исключительно за счет перераспределения запасов влаги в верхних горизонтах зоны аэрации, ее интенсивность невелика и быстро затухает с уходом влаги в верхние слои профиля.

В лесной зоне чем раньше и глубже промерзает почва, тем больше в ней сохранится осенней влаги, а также произойдет ее пополнение за счет миграции, следовательно, меньше будут потери талых вод по сравнению с потерями на непромерзающих участках, из которых осенняя влага уходит вниз, пополняя грунтовые воды и увеличивая зимний межennyй сток.

В степной и лесостепной зонах профильтровавшиеся воды расходуются на пополнение запасов влаги в почве ΔW и в грунтовые воды $\Delta U_{гр}$, т. е. фильтрационные потери талых вод практически равны сумме $(\Delta W + \Delta U_{гр})$ и обуславливаются водопроницаемостью верхнего слоя почвы. В западных, юго-западных и центрально-черноземных областях ЕТС, где влажность почв к началу снеготаяния близка к НВ, основным фактором образования водонепроницаемого слоя является температура почв. Существует тесная связь между мощностью этого слоя и глубиной промерзания почв. При ежегодном глубоком промерзании почв в восточных районах лесостепной и степной зон основным фактором пространственно-временной дифференциации потерь является увлажнение водосборов.

8.1.3. Влияние местных особенностей водосборов на формирование слоя весеннего половодья

Кроме зональных закономерностей, определяющих приходную часть водного баланса в период весеннего половодья и общий характер механизмов образования потерь талого стока, существенную роль могут играть местные факторы, зависящие от индивидуальности ландшафтной структуры бассейна, связанной как с природными, так и антропогенными факторами (например, соотношение площадей под лесом и сельскохозяйственными угодьями). Учет местных факторов имеет особое значение при расчетах слоя весеннего половодья, которые осуществляются с помощью

карт или эмпирических зависимостей, построенных в результате обобщений материалов наблюдений по многим бассейнам и отражающих вследствие этого средние («зональные») условия формирования стока.

Из местных условий на слой весеннего половодья наиболее сильное влияние оказывают факторы внутригодового регулирования — озера и карст, перераспределяющие сток из половодья на маловодную часть года. Регулирующие емкости озер и карстовых пустот, характер их наполнения и сработки, расположение в бассейне и т. п. зависят от множества факторов и сугубо индивидуальны для каждого объекта. При ориентировочных расчетах величины стока весеннего половодья возможны некоторые обобщающие рекомендации, опирающиеся на грубые оценки закарстованности и средней озерности водосбора, однако наилучшим приемом исследований здесь могут быть гидрометрическая съемка или краткосрочные наблюдения.

В лесостепной и степной зонах потери талого стока определяются количеством просочившейся в почвогрунты влаги. Поэтому здесь важно учитывать неодинаковые условия потерь на бассейнах с сильно расчлененным рельефом и большими скоростями склонового стекания и на бассейнах со слабо расчлененным рельефом, малыми уклонами и скоростями склонового стекания. Неучет влияния уклонов склонов на водосборе приводит к большим ошибкам в расчетах объемов весеннего половодья на реках с отсутствием гидрометрических данных, особенно на малых реках с площадью бассейна менее 200 км².

Влияние заболоченности водосборов на слой половодья невелико, несмотря на значительные величины аккумулирующей емкости болот, которые могут достигаться в экстремально засушливые летние периоды. К началу весеннего половодья наибольший дефицит влаги болот (т. е. их водопоглотительная способность) невелик из-за осеннего пополнения запасов болотных вод и их зимнего замерзания. Поэтому потери талых вод в болотах в большинстве весен незначительны (± 10 мм) и лишь в отдельные годы достигают 40—60 мм. При заболоченности 10—30% доля участия болот в формировании экстремально больших суммарных потерь талых вод на речных водосборах составляет 5—15 мм, но в большинстве лет не превышает 2—5 мм.

Очень сложно проявляется влияние залесенности водосбора. Различия условий формирования весеннего половодья в лесу и поле складываются из многих элементов водного баланса за этот период.

Во-первых, условия накопления снега в лесу и в поле неодинаковы как вследствие разного испарения, так и в результате оттепелей, вызывающих более интенсивное таяние снега в поле. Поэтому в районах с частыми оттепелями запасы воды в снежном покрове в лесу к концу зимы значительно больше, чем в поле. Значительные различия снеготаяния наблюдаются в лесах различного видового состава и густоты из-за задержания снега кро-

нами деревьев с последующим его испарением. Наибольшие потери на задержание снега кронами деревьев наблюдаются в лесах с преобладанием хвойных пород.

Весенние осадки, выпадающие над лесом, с некоторым приближением можно принять равными их значению в поле.

Величины испарения в лесу и в поле за период снеготаяния довольно близки по абсолютным значениям (из-за их небольшой величины), но заметно различаются в относительном выражении: если принять значение испарения в поле за 1, то в лиственном лесу оно составит 0,6, в смешанном — 0,9—1,0, а в хвойном — 1,25.

К началу зимы одинаковые по механическому составу почвы в лесу и поле имеют ежегодно примерно равную увлажненность. Однако к концу зимы увлажненность почв в лесу обычно меньше, чем в поле. Это обуславливает существенные ежегодные различия в потерях талых вод в лесу и поле. Упомянутые различия в увлажненности почв объясняются следующими причинами. В первые месяцы зимы промерзание почв в поле происходит более интенсивно, чем в лесу, поэтому в поле избыточная влага в почве, не успевая просочиться вглубь, замерзает, одновременно развивается процесс восходящей миграции влаги. В лесу же из-за медленного промерзания почв значительная часть осенней влаги успевает просочиться вниз; миграция влаги в лесу — явление редкое из-за крупнопористой структуры верхних горизонтов почв и незначительности их промерзания в начале зимы. Это и приводит к тому, что в большинстве районов лесной зоны ЕТС потери талых вод на увлажнение почвогрунтов ΔW в лесу превышают потери в поле.

Как показали многочисленные исследования, в лесной зоне потери на пополнение запасов грунтовых вод $\Delta U_{гр}$ за период весеннего половодья в лесу и поле примерно одинаковы (в лесу несколько выше). Это объясняется небольшой глубиной залегания грунтовых вод в лесной зоне, что нивелирует различия в водопроницаемости почв в лесу и поле в период таяния (в лесу почвы более водопроницаемы).

Таким образом, в лесной зоне различия в потерях талого стока в лесу и поле определяются различиями в потерях на увлажнение почв. Соотношение весеннего стока с поля и леса здесь определяется различиями в снегозапасах и потерях на увлажнение почв: в среднем в лесу снегозапасы больше, но больше и потери на увлажнение почв. В северо-восточных и центральных районах ЕТС преобладают случаи с превышением весеннего стока с поля над стоком с леса (редкие оттепели и глубокое промерзание почв), в западных районах наблюдается обратное соотношение (частые зимние оттепели приводят к высокому увлажнению почв и большому превышению снегозапасов в лесу над снегозапасами в поле), в северо-западном районе ЕТС весенний сток с леса в среднем равен стоку с поля (примерная компенсация факторов).

Однако эти общие закономерности в реальных природных условиях могут существенно нарушаться различиями в видовом составе древесной растительности и механическом составе почвогрунтов, глубиной залегания грунтовых вод, рельефом местности, типом почв, а также различной комбинацией всех перечисленных свойств в пределах конкретных участков водосбора.

Роль лесов (лесонасаждений) в лесостепной и степной зонах более однозначна: поскольку в лесах суглинистые почвогрунты в большинстве весен (а супесчаные и песчаные всегда) проницаемы, лес увеличивает профильтровавшуюся в почвогрунты влагу, которая целиком относится к потерям талых вод. В некоторых районах при глубине грунтовых вод более 25 м часть просочившейся воды даже не успевает достичь за период половодья уровня грунтовых вод, в связи с чем его подъем продолжается в летний и даже осенний периоды.

8.2. ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ РАСЧЕТА СЛОЯ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ ПРИ ОТСУТСТВИИ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Расчеты слоя (объема) весеннего половодья основаны на географическом обобщении материалов гидрометрических наблюдений с помощью карт или эмпирических зависимостей среднего многолетнего слоя стока и коэффициента вариации его годовых значений. Соотношение C_s/C_v , как и в других случаях расчета, устанавливается в результате районных обобщений по наиболее продолжительным рядам наблюдений.

Средний многолетний слой весеннего стока определяется по данным рек-аналогов или по карте СНиП.

При выборе аналогов в лесной зоне следует, кроме обычных требований к рекам-аналогам, обращать особое внимание на глубину залегания грунтовых вод, залесенность, тип почв и механический состав почвогрунтов, вид древесной растительности. В степной и лесостепной зонах решающими являются условия залегания снежного покрова (овражно-балочная сеть), инфильтрационные свойства почвогрунтов, средний уклон водосбора, характер агротехнических мероприятий.

При использовании карт СНиП или других карт, построенных в результате региональных проработок имеющихся материалов гидрометрических наблюдений, необходимо учитывать влияние местных факторов формирования весеннего стока (площадь водосбора, уклоны склонов на водосборе, озерность, залесенность, заболоченность, распаханность и др.), отличающиеся от общего районного фона, точнее, от свойств преобладающего числа водосборов, данные по которым послужили основанием для проведения изолиний. Наиболее точный учет местных особенностей может быть осуществлен при построении региональных зависимостей тех или иных поправок от подающихся числовой оценке свойств водосбора или условий формирования весеннего половодья. В частности, для малых водосборов важно исследовать зависимость слоя

стока половодья от площади водосбора с помощью районных графиков связи $h_0 = f(F)$.

Для карты СНИП разработана система поправок, учитывающая ряд местных факторов и индивидуальных особенностей водосборов, которые невозможно отразить на карте. В степной зоне СССР и полупустынной зоне Западной Сибири и Казахстана для рек с площадями водосборов менее 3000 км² в значения среднего многолетнего слоя весеннего стока следует вводить поправочные коэффициенты, отражающие влияние переносов снега с открытых ровных пространств в балки, овраги, долины малых рек и другие понижения в рельефе, а также увеличение потерь стока на бессточных участках бассейнов в засушливой зоне.

Для малых равнинных рек с площадью водосбора менее 200 км² в зоне недостаточного увлажнения в значения слоя стока вводится поправка k' , учитывающая разницу в уклонах водосборов, использованных при построении карты, и малых водосборов. Для лесостепной зоны $k' = 0,18(i_b + 1)^{0,45}$, для засушливых степей, степной и полупустынной зон $k' = 0,15(i_b + 1)^{0,80}$.

Вводится также коэффициент снижения для озер на водосборе реки. Для этого сначала надо определить средневзвешенную озерность $f'_{оз}$ (%):

$$f'_{оз} = \sum_{i=1}^n \frac{100S_i f_i}{F^2}, \quad (8.5)$$

где F — общая площадь водосбора; S_i — площадь зеркала озера, км²; f_i — площадь водосбора озера, км². При отсутствии сведений о площади водосбора озера f средневзвешенную озерность допускается определять по приближенной формуле $f'_{оз} = (f_{оз} - 2)/2,8$, где $f_{оз}$ — относительная озерность, в % (площадь всех озер в процентах от общей площади бассейна).

Коэффициенты снижения изменяются в пределах от 0,6 до 1,0 в зависимости от расположения озер в верхней или нижней части бассейна и от градаций параметра $f'_{оз}$.

В районах интенсивного развития карста для водосборов с площадями более 500 км², расположенных вне зоны многолетнемерзлых грунтов, в расчетные значения слоя стока вводятся поправочные коэффициенты: при закарстованности 0—50% — 1,0—0,8 и при 50—100% — 0,8—0,6. На реках с площадями водосборов менее 500 км² вводить эти коэффициенты не рекомендуется: в этом случае требуется постановка специальных полевых исследований.

Для водосборов с залесенностью, отличной от средней районной, вводится поправочный коэффициент $k_{л.р}$, который определяется по соотношению $f_{л.р}/f_{л.р}$, где $f_{л.р}$ — залесенность расчетного водосбора, %; $f_{л.р}$ — районное значение залесенности. Вычисление среднего районного значения залесенности водосборов целесообразно производить как осреднение значений залесенности по бли-

жайшим речным водосборам, данные по стоку которых были приняты при построении карты изолиний весеннего стока (водосборы с наличием гидрометрических данных с $F > 200$ км² для лесной и лесостепной зон и $F > 2000—3000$ км² для зоны степей и полупустынь). Поправочные коэффициенты $k_{л.р}$ получены на основании зависимостей $\bar{h}/\bar{h}_{зон} = f(f_{л.р}/f_{л.р})$, построенных для ЕТС. Здесь $\bar{h}_{зон}$ — слой весеннего стока по карте.

В районах лесостепной и степной зон в вычисленные значения стока половодья вводятся также поправки, учитывающие влияние агротехнических мероприятий.

Следует иметь в виду, что введение нескольких коэффициентов к значению слоя стока увеличивает статистическую неустойчивость расчета, что может привести в некоторых случаях к грубым просчетам. Поэтому необходимость введения тех или иных поправок должна быть всесторонне обоснована изучением природных особенностей рассматриваемого бассейна и проверена на реках-аналогах.

Коэффициенты вариации слоя стока весеннего половодья определяются по рекам-аналогам или по карте СНИП. Для последнего случая при определении C_v стока малых рек вводят поправочные коэффициенты: при площади водосбора менее 100 км² — 1,25—1,20, от 100 до 150 км² — 1,20—1,15 и 150—200 км² — 1,15—1,05. Рекомендуется также производить уточнение C_v по региональным зависимостям $C_v = f(F)$ для равнинных рек и $C_v = f(H_{ср})$ для горных рек.

Расчетное значение C_s/C_v устанавливается по районному обобщению как среднее из значений для группы рек с наиболее продолжительными наблюдениями в гидрологически однородном районе. При отсутствии готовых разработок и невозможности осуществить подобное обобщение следует использовать районирование территории СССР по C_s/C_v (карта СНИП). Для основной части территории СССР характерно $C_s/C_v = 2$, за исключением отдельных районов: бассейн Ангары и Енисея ($C_s/C_v = 3$), бассейн Урала и Эмбы (2,5), бассейн Днестра (2,5) и др.

8.3. ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ

Формирование максимальных расходов воды весеннего половодья является результатом сложного взаимодействия многих процессов, происходящих на речном водосборе (рис. 8.5).

Снеготаяние существенно предопределяет ход остальных процессов. Таяние снежного покрова начинается при положительном тепловом балансе его поверхности, интенсивность и продолжительность снеготаяния зависят от суммарного притока тепла к снежному покрову. Расчет интенсивности снеготаяния обычно производится с помощью эмпирических формул по данным стандартных метеорологических наблюдений (методы П. П. Кузьмина и

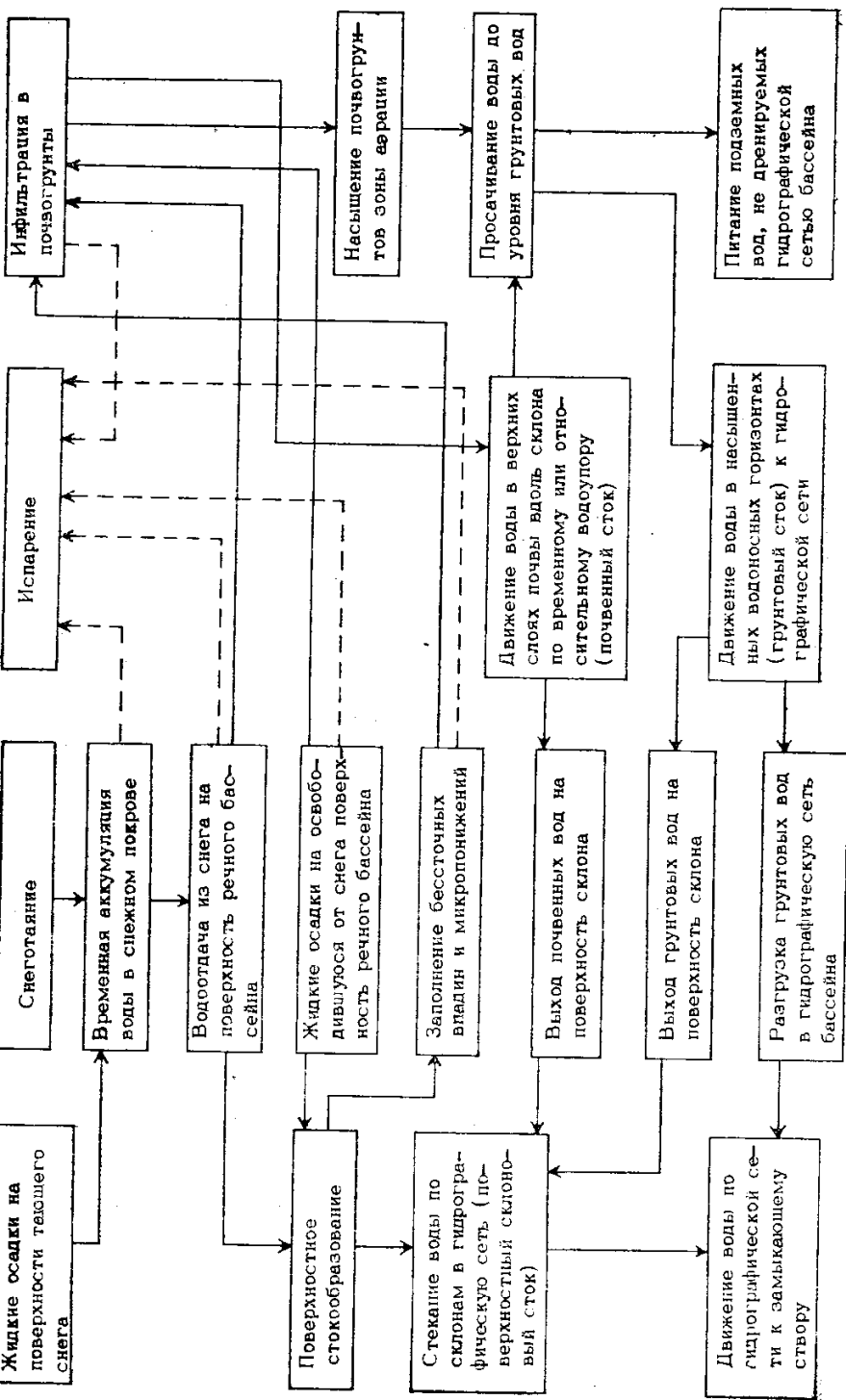


Рис. 8.5. Основные процессы, формирующие весеннее половодье

Е. Г. Попова, излагаемые в курсе «Общая гидрология»), а также по методу водного баланса по данным снегосъемок и с помощью так называемого коэффициента стаивания (α): $h_t = \alpha \Theta_+$ (мм/сут), где Θ_+ — среднесуточная температура воздуха. Коэффициент стаивания для открытой местности в лесной зоне (севернее 55° с. ш.) может быть принят равным 5,0—5,2 мм/град·сут; южнее 50° с. ш. величины сильно меняются как от года к году, так и внутри периода снеготаяния.

При одинаковых метеорологических условиях в среднем интенсивность таяния снега в лесу существенно ниже, чем на открытой местности. Относительно низкая интенсивность снеготаяния в лесу объясняется большим ослаблением ветра и солнечной радиации. На открытых участках снег сходит раньше, чем на лесных; в зоне смешанных лесов эта разница составляет около 7—10 сут, а в хвойных лесах — около 20 сут.

На равнинных бассейнах продолжительность таяния на открытой местности изменяется от нескольких дней (7—10 в степной зоне ЕТС) до 20—25 дней (на севере лесной зоны). В лесу оно начинается почти одновременно с полем, но продолжается дольше.

Среднепогодная максимальная суточная интенсивность снеготаяния дифференцируется по территории слабо. Например, для ЕТС наименьшие значения (20—25 мм/сут) характерны для западных, юго-западных и южных районов; наибольшие (30—35 мм/сут) — для северо-востока, т. е. районе с наибольшими снеготаяниями. Это явление объясняется тем, что с увеличением снеготаяния возрастает период снеготаяния и повышается вероятность более высокого максимума интенсивности снеготаяния в результате сочетания благоприятных метеорологических условий. Различают приведенную и неприведенную интенсивность снеготаяния. Приведенная интенсивность равна неприведенной (с той части бассейна, где имеется снежный покров), умноженной на долю покрытия водосбора снегом. Приведенная и неприведенная интенсивности снеготаяния совпадают по величине только в начале снеготаяния, а в дальнейшем отличаются тем больше, чем больше неравномерность залегания снежного покрова перед началом снеготаяния.

Максимальная приведенная интенсивность таяния 1%-й обеспеченности для открытой местности также имеет довольно слабую пространственную дифференциацию: на большей части ЕТС эта величина находится в пределах от 40 до 55 мм. В этих условиях решающее значение имеют местные условия — распределение площади бассейна между лесом и полем, характер лесной растительности, рельеф местности.

В период снеготаяния происходит постепенное водонасыщение снежной толщи, которое продолжается до достижения определенного критического состояния последнего, после чего начинается водоотдача, т. е. процесс поступления на поверхность почвы избыточной (не удерживаемой снегом) гравитационной талой

воды. Водоудерживающая способность снега — это отношение максимального количества жидкой воды, которое способен удерживать в подвешенном состоянии некоторый объем снега, к общей массе этого снега. Водоудерживающую способность снега называют также его влагоемкостью и характеризуют весовой влажностью снега. Влагоемкость, или водоудерживающая способность, снега изменяется в зависимости от структуры и плотности снега: снег мелкозернистый — 0,20—0,25, средне- и крупнозернистый — 0,12—0,16 и 0,10—0,14, а снег сильно перекристаллизовавшийся в конце снеготаяния — 0,06.

Свойство снега удерживать некоторое количество талой воды приводит к следующему. До тех пор пока влажность снежного покрова не достигнет величины, соответствующей его водоудерживающей способности, талая вода на поверхность почвы не поступает. Как только влажность достигнет этой величины, начинается водоотдача, которая соответствует моменту стаивания от 15 до 25% начальных снегозапасов, что может произойти в зависимости от их первоначального значения и дружности весны через 1—5 дней после начала снеготаяния.

Соотношение между интенсивностью снеготаяния и интенсивностью водоотдачи из снега после начала водоотдачи может быть записано:

$$h_b = \frac{h_t}{1 - \beta} + X, \quad (8.6)$$

где h_b — слой водоотдачи за рассматриваемый отрезок времени Δt ; h_t — слой стаивания за Δt ; β — максимальная водоудерживающая способность снега; X — жидкие осадки за Δt .

Вскоре после начала таяния снег становится среднезернистым и остается таким почти до конца снеготаяния. Поэтому на практике при расчете водоотдачи часто исходят из водоудерживающей способности среднезернистого снега, принимая ее равной 0,13. Тогда $h_b = 1,5 h_t + X$. (8.7)

При неполном покрытии бассейна водоотдача снежного покрова равна $h_b' = h_b f_s$, где f_s — площадь, покрытая снегом, выраженная в долях площади бассейна.

Аккумуляция воды в снеге играет регулируемую роль при неравномерном распределении запасов воды в бассейне. В этом случае ход водоотдачи по площади водосбора будет весьма пестрым. При совершенно одинаковых условиях снеготаяния сначала талая вода будет удерживаться снежным покровом по всему бассейну до тех пор, пока на участках с минимальным снегозапасом S_{\min} суммарный слой таяния не превысит величину βS_{\min} , после чего начнется водоотдача с этих участков. По мере нарастания слоя стаявшей воды к процессу водоотдачи начнут постепенно подключаться участки со снегозапасом $S > S_{\min}$ и отключаться площади, где снег уже сошел полностью. В тех же условиях при идеально ровном залегании снежного покрова процесс водоотдачи начинается и заканчивается одновременно по всему бассейну.

Очевидно, что регулирующее влияние аккумуляции воды в снежном покрове зависит от степени неравномерности залегания снега в бассейне и от удерживающей способности β , которая в начале таяния достигает максимальных значений, а к концу — минимальных. В качестве показателя неравномерности используют коэффициент вариации запасов воды в снеге по площади водосбора C_{vs} , рассчитываемый по материалам снегомерных съемок. Для водосборов, облесенных на 80—100%, C_{vs} изменяется от 0,15 до 0,30; для степных открытых водосборов с пологими и длинными склонами, сглаженными формами рельефа или для облесенных водосборов с залесенностью менее 80% C_{vs} изменяется от 0,30 до 0,50; для открытых степных водосборов с резко выраженными формами рельефа и короткими склонами, сильно изрезанными сетью оврагов, может изменяться от 0,50 до 0,80.

Движение вниз талой гравитационной воды в снежном покрове происходит довольно быстро — со скоростью около 0,1—0,3 м/ч.

Попавшая на поверхность почвы в результате водоотдачи из снежного покрова влага расходуется на инфильтрацию в почву и поверхностное стокообразование, часть слоя которого уходит на заполнение отрицательных форм микрорельефа поверхности водосбора.

Стеkanie талых вод по склонам происходит сначала под снегом; скорости стекания невелики, как правило, в пределах 1—2 м/ч. В период интенсивного таяния (при площади проталин до 50%) скорости возрастают до 10—15, в конце таяния — до 30—40 м/ч.

Характер стекания талых вод по склонам зависит от степени их обнаженности и микрорельефа поверхности склонов. В лесной зоне на склонах, покрытых растительным покровом, преобладает ручейковое стекание; в степной зоне при частично или полностью обнаженных склонах стекание воды может происходить сплошным слоем при дружном и интенсивном снеготаянии. Продолжительность склонового стекания определяется длиной склонов, их уклоном и шероховатостью поверхности. При преобладающей длине склонов на равнинах 200—400 м продолжительность склонового стекания 15—40 ч (1—2 сут), на возвышенностях (100—250 м) — 7—25 ч (0,3—1 сут).

Роль поверхностной аккумуляции мы уже рассматривали в разд. 8.1; она невелика при «разовом» наполнении емкостей впадин и микродепрессий. Однако при растянутом снеготаянии, когда талая вода стекает отдельными порциями, емкость поверхностной аккумуляции может быть задействована несколько раз, оказывая понижающее влияние на склоновый сток.

Таким образом, на склонах водосбора водоотдача из снежного покрова частично расходуется на инфильтрацию в почву, в процессе водоотдачи и стекания по склонам часть воды безвозвратно для поверхностного стока расходуется на заполнение бессточных западин и понижений в микрорельефе. Остальная часть воды сте-

кает по склону до ближайшего водотока. Динамика склонового стекания в русло водотока формируется в результате трансформации на склоне интенсивности поверхностного водообразования, которую можно понимать как разницу между интенсивностью поступления воды на поверхность склона и интенсивностью инфильтрации (с учетом потерь на поверхностное задержание).

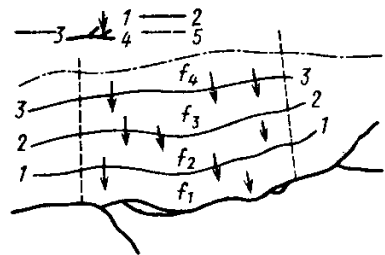


Рис. 8.6. Схема участка склона с изохронами склонового стекания воды:

1 — линии стекания; 2 — склоновые изохроны; 3 — водораздел; 4 — гидрографическая сеть; 5 — границы участка склона, цифры у линий — время добегания

Пусть изохроны проведены через 1 ч, график интенсивности водоотдачи также задан с той же дискретностью (мм/ч), площадь между изохронами f_k (км²). Объем воды, поступившей к бровке русла в течение первого часа, численно равен интенсивности водообразования a_1 , умноженной на межизохронную площадь f_1 : $w_1 = a_1 f_1$ (в 10³ м³). За второй час к бровке русла подойдет объем $w_2 = a_2 f_1 + a_1 f_2$ и т. д.:

$$\begin{aligned} w_1 &= f_1 a_1 \\ w_2 &= f_1 a_2 + f_2 a_1 \\ w_3 &= f_1 a_3 + f_2 a_2 + f_3 a_1 \\ w_4 &= f_1 a_4 + f_2 a_3 + f_3 a_2 + f_4 a_1 \\ &\dots \\ w_t &= f_1 a_t + f_2 a_{t-1} + f_3 a_{t-2} + f_4 a_{t-3} \\ &\dots \\ w_{11} &= f_1 a_{11} + f_2 a_{10} + f_3 a_9 + f_4 a_8 \\ w_{12} &= f_2 a_{11} + f_3 a_{10} + f_4 a_9 \\ w_{13} &= f_3 a_{11} + f_4 a_{10} \end{aligned} \quad (8.8)$$

$$w_{14} = f_4 a_{11}$$

$$w_{15} = 0.$$

Суммы из (8.8) можно записать в общем виде:

$$w_t = \sum_{k=1}^{h-t} f_k a_{t-k+1} = \sum_{k=1}^{h-t} a_k f_{t-k+1}. \quad (8.9)$$

Формула (8.9) называется генетической формулой стока, которую часто записывают в интегральном виде так:

$$Q_{ск} = \int_0^t a_{t-\tau_{ск}} \frac{\partial F}{\partial \tau_{ск}} d\tau_{ск}, \quad (8.10)$$

где $Q_{ск}$ — расход через склоновую изохрону $\tau_{ск}=0$ (на бровке русла).

Наибольший объем стока в единицу времени (т. е. расход воды) в формуле (8.8), поступающей со склона в русло при очень продолжительном времени водообразования t_b (по сравнению со временем добегания со склонов $\tau_{ск}$), образуется при всей действующей площади склона:

$$w_{\max} = \max \left\{ \sum_{k=1}^{\tau_{ск}} f_k a_{t-k+1} \right\}. \quad (8.11)$$

Разделим правую и левую части выражения (8.11) на площадь склона:

$$h_{\max} = \max \left\{ \sum_{k=1}^{h=\tau_{ск}} \frac{f_k}{F} a_{t-k+1} \right\}, \quad (8.12)$$

где h_{\max} — максимальный слой стока в единицу времени, т. е. интенсивность склонового стока. Запись (8.12) показывает, что максимальная интенсивность склонового стока не что иное, как максимальная средневзвешенная интенсивность водообразования на склоне за время добегания. Упростим (8.12), считая, что $f_1 \approx \dots \approx f_k \approx \dots \approx f_{\tau}$. Тогда

$$h_{\max} = \max \left\{ \frac{1}{\tau_{ск}} \sum_{k=1}^{\tau_{ск}} a_{t-k+1} \right\} = \bar{a}_{\max, \tau_{ск}}.$$

Если выразить интенсивность склонового стока h (мм/ч) в модулях стока (м³/с · км²), то

$$q_{\max, ск} = 0,278 \bar{a}_{\max, \tau_{ск}}. \quad (8.13)$$

При размерности a (мм/мин) модуль склонового стока запишется в виде $q_{\text{макс,ск}} = 16,67 \bar{a}_{\text{макс,тск}}$.

Генетическая формула стока, вытекающая из схемы изохрон, отчетливо показывает, что расход склонового стока — сумма одновременно добегающих объемов воды, возникших в разное время на разноудаленных межизохронных площадях. Частный случай записи (8.11) генетической формулы при полностью действующем склоне объясняет общий характер трансформации графика хода водообразования на склоне в гидрограф склонового притока в русло: резкие колебания водообразования во времени сглаживаются, максимумы понижаются. Если бы образующаяся на склонах вода сбрасывалась в русло мгновенно, то гидрограф склонового притока повторял бы график водообразования.

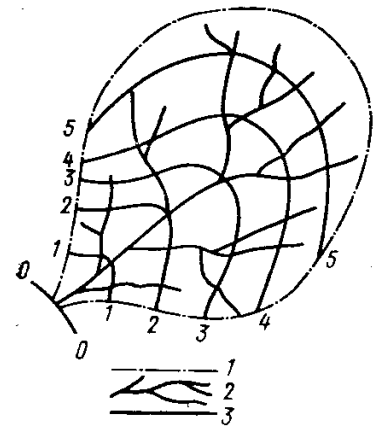


Рис. 8.7. Схема бассейна с изохронами добегания стока: 1 — водораздел; 2 — русловая сеть; 3 — изохроны, цифры у линий — время добегаания

Наконец, склоновый сток трансформируется в русловой в процессе прохождения по русловой системе бассейна к замыкающему створу. Представим бассейн, разделенный на частные площади линиями, отвечающими точкам с одинаковым временем добегаания до замыкающего створа (рис. 8.7). Если считать, что скорости течения для рассматриваемого диапазона расходов в русле остаются постоянными во времени, а модули склонового стока $q_{\text{ск}}$ по всему бассейну одинаковы (заданы одним и тем же графиком $q_{\text{ск}} = q(T)$ для всех межизохронных площадей), то можно полностью повторить рассуждения, приводящие к записи (8.9), т. е. генетической формуле стока:

$$Q_t = \sum_{k=1}^{k=t} q_{\text{ск},k} f_{t-k+1} = \sum_{k=1}^{k=t} q_{\text{ск},t-k+1} f_k, \quad (8.14)$$

или в интегральном виде

$$Q_t = \int_0^t q_{\text{ск},t-\tau_p} \frac{\partial F}{\partial \tau_p} d\tau_p. \quad (8.15)$$

Характер трансформации максимального склонового притока русловой сетью бассейна во время весеннего половодья аналогичен рассмотренному случаю продолжительной водоотдачи при формировании склонового стока (8.8), т. е. образуется при всей действующей площади водосбора в тот отрезок времени, когда сред-

ний (средневзвешенный) модуль склонового притока за время руслового добегаания τ достигает максимальных значений:

$$Q_{\text{макс}} = \max Q_t = \max \left\{ \sum_{k=1}^{k=\tau} \Delta F_k q_{\text{ск},t-k+1} \right\},$$

или

$$q_{\text{макс, F}} = \max \left\{ \sum_{k=1}^{k=\tau} \frac{\Delta F_k}{F} q_{\text{ск},t-k+1} \right\},$$

где ΔF — площади межизохронных участков бассейна; $q_{\text{макс, F}}$ — максимальный модуль стока в замыкающем створе. Если положить $\Delta F_1 \approx \dots \Delta F_k \approx \dots \Delta F_n$, то

$$q_{\text{макс, F}} = \frac{1}{\tau} \sum_{k=1}^{\tau} q_{\text{ск},t-k+1} = \bar{q}_{\text{ск, макс, т}}. \quad (8.16)$$

Чем больше время руслового добегаания, тем сильнее сказывается осреднение модулей склонового притока при его трансформации гидрографической сетью. Общая закономерность убывания максимального модуля стока с возрастанием интервала времени осреднения или времени добегаания (связанной с размерами водосбора) носит название редукции.

Рассмотренный нами тип редукции, приводящей к приближенной оценке (8.16), не единственно возможный и характерен для случая $\tau < t_b$. Под t_b будем подразумевать продолжительность склонового стекания. Если $\tau > t_b$, то схема изохрон приводит к другому типу редукции. Пусть $\tau = 5$ и $t_b = 2$. Тогда

$$\begin{aligned} Q_1 &= q_1 f_1 \\ Q_2 &= q_1 f_2 + q_2 f_1 \dots \dots \dots \text{действует вся водоотдача} \\ Q_3 &= q_1 f_3 + q_2 f_2 \\ Q_4 &= q_1 f_4 + q_2 f_3 \quad \text{действующая площадь} \\ Q_5 &= q_1 f_5 + q_2 f_4 \quad \text{перемещается вверх по течению} \\ Q_6 &= q_2 f_5 \end{aligned} \quad (8.17)$$

Очевидно, максимум Q_t надо искать среди

$$Q_t = \sum_{k=1}^{k=t_b} q_k f_{t-k+1} : \max Q_t = \max \left(\sum_{k=1}^{k=t_b} q_k f_{t-k+1} \right).$$

Предположим, что q_1 и q_2 различаются мало: $q_1 \approx q_2 \approx \bar{q}_{t_b}$. Тогда

$$\max Q_t = \max \left(\bar{q}_{t_b} \sum_{k=1}^{k=t_b} f_{t-k+1} \right) = \bar{q}_{t_b} \max \left(\sum_{k=1}^{k=t_b} f_{t-k+1} \right).$$

Назовем сумму межизохронных площадей, с которой поступает сток в замыкающий створ в момент t , действующей площадью F_d . Тогда $Q_{\max} = \max Q_t = \bar{q}_{t_b} \max F_d$. Разделим левую и правую части на площадь всего бассейна F :

$$q_{\max, F} = \bar{q}_{t_b} \frac{\max F_d}{F} \quad (8.18)$$

Максимальная действующая площадь может быть найдена по кривой добегаания (рис. 8.8).

Продолжительность таяния составляет в среднем от 4—6 до 20—35 дней. Можно приближенно оценить продолжительность руслового добегаания, ориентируясь на средние скорости течения в бассейнах равнинных рек. По данным Р. А. Нежиховского, средние скорости течения на равнинных бассейнах возрастают с увеличением их размеров: на малых реках (до 500 км²) — 0,2—0,4 м/с, на средних (до 3—4 тыс. км) — 0,4—0,7 м/с. Скорости течения во время прохождения максимумов весеннего половодья оценивают величиной 0,5—1,0. Длину главного водотока можно определить по формуле Р. А. Нежиховского: $L = 1,36 F^{0,56}$.

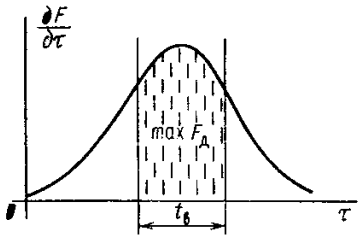


Рис. 8.8. Общий вид кривой добегаания стока

Если принять в качестве ориентировочных величин средние скорости для малых рек 0,25 м/с (22 км/сут), до 5 тыс. км² — 0,5 м/с (45 км/сут) и свыше 5 тыс. км² — 1 м/с, то время руслового добегаания на малых реках не превысит 1—2 сут, до 5 тыс. — 2—3 и от 5 до 35 тыс. — 3—5 сут. Следовательно, для интересующего нас диапазона площадей водосбора время таяния снежного покрова превышает продолжительность руслового добегаания (к времени таяния нужно еще добавить склоновое время добегаания — от нескольких часов до 1—3 сут).

Итак, характер редукции для максимумов весеннего половодья однотипен для широкого диапазона площадей водосборов от малых до средних с площадью до десятков тысяч км², что обусловлено в основном большой продолжительностью таяния снежного покрова. При этом следует иметь в виду, что для малых водосборов большую роль играет редукция интенсивности водоотдачи в процессе склонового стекания. С ростом площади водосбора ее роль постепенно убывает, главным фактором редукции становится трансформация склонового стока в русловой сток.

Для относительно больших водосборов с разнообразным рельефом в качестве фактора, понижающего максимумы весеннего половодья, может выступать также неодновременность таяния, водоотдачи и образования склонового стока.

8.4. ПРАКТИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ РАСЧЕТА МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ

Расчеты максимальных расходов весеннего половодья в целях строительного проектирования опираются на географо-гидрологические обобщения материалов гидрометрических наблюдений. Это объясняется рядом обстоятельств, среди которых решающим являются следующие:

а) сложность процессов формирования весеннего половодья, из-за чего их описание в аналитическом виде представляет большие трудности как в теоретическом отношении, так и с точки зрения информационного обеспечения существующей сетью гидрометеорологических станций со стандартной программой наблюдений;

б) стремление практики проектирования к использованию относительно простых методов, позволяющих решать задачи гидрологических расчетов с минимальными затратами средств на изыскательские и вычислительные работы;

в) слабая разработанность математических моделей, ориентированных на массовые практические расчеты.

С учетом изложенных выше обстоятельств можно предположить, что современная методология расчетов максимального стока, опирающаяся на географо-гидрологические обобщения материалов гидрометрических наблюдений, еще достаточно продолжительное время будет конкурентоспособной с методами, основанными на физико-математическом моделировании процессов стока. В практическом отношении реальная альтернатива выбора между этими двумя возможными направлениями в расчетах стока неизученных рек пока еще не сформировалась.

Расчетные формулы, применявшиеся ранее для определения максимальных расходов весенних половодий, можно разделить на 2 основные группы:

- 1) редукционные, отражающие в явной форме уменьшение модулей максимального стока с увеличением площади водосбора;
- 2) объемные формулы, выражающие максимальный расход как функцию объема половодья, его продолжительности и геометрической формы.

Объемные формулы основаны на той или иной геометрической схематизации гидрографа весеннего половодья, которая дает возможность вычислить так называемый коэффициент формы: $K_f = Q_{\max} / Q_{\text{ср}, T}$, где $Q_{\text{ср}, T}$ — среднее значение расхода за период T прохождения половодья объемом W_T , т. е. $Q_{\text{ср}, T} = W_T / T$. Имея в виду эти элементарные соотношения, можно записать:

$$Q_{\max} = K_f \frac{W_T}{T} = K_f \frac{hF}{T} k_{\text{разм}} = k_{\text{разм}} \frac{hF}{t_b + \tau} K_f \quad (8.19)$$

где h — слой стока половодья; t_b — продолжительность водоотдачи; τ — время добегаания, $k_{\text{разм}}$ — коэффициент размерности. Например, если принять схематизацию гидрографа в виде

треугольника, то получим формулу А. В. Огиевского (1938):

$$Q_{\max} = 0,0116 \frac{hF}{t_b + \tau} \cdot 2 = \frac{0,023hF}{t_b + \tau}$$

При создании расчетных схем на основе объемных формул возникает ряд затруднений вероятностного характера: распределение $P(Q)$ является композицией функций распределения $P(K_\phi)$, $P(h)$ и $P(1/T)$. Поэтому «очевидность» записи (8.19) имеет место только для календарного значения максимального расхода, т. е. для конкретного половодья, образовавшегося в результате сочетания конкретных h , T и K_ϕ . Если же требуется определить максимальный расход 1%-й (или другой) обеспеченности, то следует иметь в виду, что он может быть образован бесчисленным множеством сочетаний h , T и K_ϕ . Поэтому при создании схемы расчета для неизученных рек приходится идти на ряд грубых допущений, например на постоянство коэффициента формы, являющейся величиной переменной, в особенности для малых водосборов.

Более широкое применение получили формулы редуционного типа, основанные на эмпирических зависимостях вида $q_{\max, P} = f(F)$, выражаемых аналитически как

$$q_{\max, P} = \frac{q_{0, P}}{(F + 1)^n}, \quad (8.20)$$

где $q_{0, P}$ и n представляют собой параметры, определяемые по графикам связи $\lg q_P = f(\lg F)$, имеющими, как правило, линейный вид $\lg q_P = \lg q_{0, P} - n \lg(F + 1)$. Угловым коэффициентом последнего уравнения называется показателем степени редукиции максимального стока; $q_{0, P}$ представляет собой приведенный к элементарной площади водосбора ($F \rightarrow 0$) модуль стока заданной обеспеченности P . Из формул вида (8.20) наиболее известна формула Д. Л. Соколовского (1937) для ЕТС:

$$q_P = \frac{0,28 A_{\max, P}}{(F + 1)^{0,25}} \delta,$$

где 0,28 — коэффициент размерности для перевода A_{\max} (мм/ч) в $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$; δ — обобщенный коэффициент, учитывающий зарегулированность максимального стока под влиянием озер, болот, лесов.

Более общий вид зависимости (8.20) возможен в форме

$$q_{\max, P} = \frac{q_{0, P}}{(F + c)^n}, \quad (8.21)$$

где c — добавка к площади, учитывающая нелинейность зависимости $\lg q_{\max, P} = f(\lg F)$ в диапазоне малых площадей (замедленные редукиции). Формулы вида (8.20) и (8.21) могут служить основой расчетной схемы при картографировании параметров

$q_{0, P}$ (обычно в виде изолиний) и n , c (в виде картосхемы районов). Применение редуционных формул (8.20)—(8.21) в практическом отношении оказалось наиболее целесообразным, поскольку они при массовом определении максимальных расходов гарантируют от грубых просчетов вследствие привязки параметров к гидрометрическим данным.

Другая редуционная схема, развитие которой привело к созданию современной нормативной методики, опирается на эмпирическую зависимость коэффициента дружности половодья $K_d = q/h$ от площади водосбора. Впервые в такой форме редуционная схема была предложена К. П. Воскресенским (1951). Зависимости $\lg K_d = f(\lg F)$ получаются линейными: $\lg K_d = \lg K_0 - n \lg(F + 1)$, отсюда

$$q_P = \frac{K_0 h_P}{(F + 1)^n}, \quad (8.22)$$

где K_0 — параметр эмпирической зависимости, представляющий дружность половодья элементарного (малого) бассейна. Коэффициент K_0 более устойчив в однородных климатических условиях, чем параметр q_0 , так как обычно понижение или повышение модуля максимального стока в том или ином бассейне тесно связано с соответствующим изменением слоя стока за половодье. Преимуществом редуционной схемы в виде (8.22) является возможность привлечь для расчетов максимальных расходов воды данные картографирования слоя весеннего половодья.

Дальнейшее развитие изложенный подход получил в методе определения максимальных расходов талых вод, разработанном в ГГИ под руководством А. А. Соколова. Этот метод был утвержден в качестве официальных норм в 1966 г., а в дальнейшем, с некоторыми уточнениями и исправлениями, вошел в СН 435—72 и СНиП 2.01.14-83. Основные параметры расчетной формулы K_0 и n устанавливаются по зональным редуционным зависимостям вида $q_{1\%}/h_{1\%} = f(F)$, т. е. районироваться. Исследование, проведенное А. А. Соколовым, показало параллельность редуционных графиков в логарифмической форме для дружности половодья, определенного по среднемноголетним \bar{q}/\bar{h} и по равнообеспеченным величинам $q_{1\%}/h_{1\%}$.

Последнее свойство редуционных уравнений позволяет решить проблему расчета максимумов разной обеспеченности. Если требуется определить расход 1%-й обеспеченности, то можно воспользоваться картами \bar{h} и C_{vh} и рассчитать $h_{1\%}$. Далее можно использовать график $q_{1\%}/h_{1\%} = f(F)$ либо воспользоваться его аппроксимацией в виде аналитического выражения

$$\frac{q_{1\%}}{h_{1\%}} = \frac{K_0}{(F + 1)^n}, \quad \text{откуда } q_{1\%} = \frac{K_0 h_{1\%}}{(F + 1)^n}. \quad (8.23)$$

При расчете других обеспеченностей ($P \neq 1\%$) следует иметь в виду неравенство коэффициентов изменчивости расходов и сло-

ев стока: $C_{vQ} > C_{vh}$. Из-за асимметричности функций распределения рассматриваемых величин уравнение $q_F/h_P = f(F)$ в области малых обеспеченностей ($P < 1\%$) систематически превышает основную кривую для 1% -х величин, а при $P > 1\%$ систематически проходит ниже нее. Степень отклонения уравнений для $P \neq 1\%$ от основной зависимости определяется конкретным соотношением параметров C_{vQ} и C_{vh} и рассматриваемой обеспеченностью. Для учета указанных отклонений надо ввести коэффициент μ_P . В общем случае коэффициент μ довольно устойчив по территории и хорошо районирован, а расчетная схема (8.22) может быть конкретизирована как

$$q_P = \frac{K_0 h_P}{(F+1)^n} \mu_P. \quad (8.24)$$

При анализе зональных графиков $\lg(q_{1\%}/h_{1\%}) = \lg K_0 - n \lg(F+1)$ выявилось систематическое завышение дружности половодья для рек, бассейны которых расположены в пределах холмистых возвышенностей и характеризуются расчлененным рельефом. Реки, бассейны которых отличаются равнинным рельефом, имеют более низкие значения K_d . Особенно низкими значениями дружности половодья отличаются реки низменностей, где условия стока талых вод вследствие малых уклонов исключительно неблагоприятны. В качестве количественного показателя условий стекания предложено использовать данные о средневзвешенных уклонах главного водотока i рассматриваемого бассейна и типового уклона i_T . Типовой уклон i_T вычисляется по эмпирической формуле: $i_T = 25/\sqrt{F+1}$, полученной на основании обобщения имеющегося материала по морфометрии равнинных бассейнов ЕТС. При соотношении $\alpha = i/i_T > 1$ бассейн относится к I категории, $0,5 \leq \alpha < 1,0$ — к II и $\alpha < 0,5$ — к III. Параметр K_0 , таким образом, дополнительно дифференцируется по категориям рельефа.

Основной метод расчета максимальных расходов воды весеннего половодья (СНиП 2.01.14-83). Ядром метода является редуцированная схема в виде

$$q_P = \frac{K_0 h_P}{(F+A_1)^{n_1}} \mu_P, \quad (8.25)$$

где n , K_0 , h_P , μ_P имеют прежние смысловые значения; A_1 — параметр, учитывающий снижение редукиции в области малых площадей. Параметры n_1 и A_1 районированы: зона тундры и лесная зона $n_1 = 0,17$, $A_1 = 1 \text{ км}^2$, лесостепная зона $n_1 = 0,25$, $A_1 = 2 \text{ км}^2$; степная зона и зоны засушливых степей и полупустынь $n_1 = 0,20$, $A_1 = 1 \text{ км}^2$.

Расчетная формула в полном виде:

$$Q_P = \frac{K_0 h_P}{(F+A_1)^{n_1}} \mu \delta_1 \delta_2 F, \quad (8.26)$$

где δ — коэффициент, учитывающий влияние водохранилищ, прудов и проточных озер; δ_1 — коэффициент, учитывающий снижение максимального расхода воды в залесенных бассейнах; δ_2 — коэффициент, учитывающий снижение максимального расхода в заболоченных бассейнах.

Параметр K_0 рекомендуется определять по данным рек-аналогов обратным вычислением по (8.26). Методику расчета h_P мы рассмотрели в разд. 8.2. Коэффициент μ , учитывающий неравенство параметров кривой обеспеченности слоя стока и максимальных расходов воды, районирован по зонам.

Коэффициент δ определяется по формуле

$$\delta = \frac{1}{1 + c A_{03}}, \quad (8.27)$$

где A_{03} — средневзвешенная озерность, %; c — коэффициент, определяемый в зависимости от среднемноголетнего слоя стока ($c = 0,2 \div 0,4$).

Коэффициент δ_1 , учитывающий снижение максимальных расходов воды в залесенных бассейнах, определяется по эмпирической формуле

$$\delta_1 = \frac{\alpha_1}{(A_L + 1)^{n_2}}, \quad (8.28)$$

где A_L — залесенность водосбора, %; α_1 — эмпирический параметр, учитывающий расположение леса на водосборе; n_2 — показатель степени редукиции отношения q_P/h_P по площади под лесом, зависит от природной зоны и мехсостава почвогрунтов. Формула (8.28) получена в результате анализа влияния залесенности на весенние максимальные расходы воды путем построения графиков связи вида $K_0 = f(A_L)$.

Коэффициент δ_2 , учитывающий снижение расходов воды заболоченных бассейнов, определяется по формуле

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(0,1 A_6 + 1). \quad (8.29)$$

где A_6 — относительная площадь болот и заболоченных лесов и лугов в бассейне, %; β — эмпирический коэффициент, зависящий от преобладающего типа болот на водосборе и механического состава почвогрунтов на контакте с болотными массивами. Значения параметров формулы (8.29) получены в результате анализа графиков связи $K_0 = f[\lg(0,1 A_6 + 1)]$ и $K_0 = f(A_6)$ для территории Прибалтики, Белоруссии и Северо-Запада ЕТС. Коэффициент β для низинных болот равен 0,8, верховых — 0,3—0,5 и болот разных типов — 0,7.

В качестве аналогов принимаются бассейны, расположенные в одной и той же природной зоне, с одинаковыми показателями степени редукиции n_1 , имеющие продолжительные и надежные гидрометрические наблюдения и близкие с расчетным бассейном метеорологические условия формирования максимумов талых вод, а

также факторы подстилающей поверхности. Кроме того, при выборе аналога учитываются подобие форм водосборов рассматриваемых рек и условия стекания талых вод, которые оцениваются равенствами:

$$L/F^{0,56} \approx L_a/F_a^{0,56} \text{ и } iF^{0,5} \approx i_a F_a^{0,5}. \quad (8.30)$$

8.5. МАКСИМАЛЬНЫЕ РАСХОДЫ ТАЛЫХ ВОД ГОРНЫХ РЕК

8.5.1. Особенности формирования половодья на горных реках

Условия формирования половодья талых вод на реках горных районов существенно отличаются от условий формирования весеннего половодья равнинных рек. Эти различия в основных чертах сводятся к следующему.

1. На условия накопления снега в горах влияет вертикальная поясность метеоэлементов: рост с высотой общего количества осадков, возрастание периода накопления снежного покрова и продолжительности его залегания, рост доли твердых осадков в годовой сумме. В горах происходит сильное перераспределение снежного покрова под влиянием ветрового переноса и силы тяжести; происходит также изменение снеготалых запасов под влиянием солнечного таяния, различного в зависимости от экспозиции склонов. Определение снеготалых запасов в горном бассейне представляет собой сложную задачу не только из-за физической недоступности значительных участков и трудоемкости снегомерных работ в горной местности, но и из-за чрезвычайной неравномерности залегания снежного покрова на различных элементах мезорельефа в зависимости от их высоты, экспозиции, диспозиции и характера залесенности. Поэтому снегомерные съемки позволяют вычислять не действительные величины запаса воды в снеге, а лишь их количественные показатели, характеризующие динамику снежного покрова.

С 70-х годов стали широко использоваться авиационные методы измерений снеготалых запасов (гамма-съемка, авиационные рейки), точность которых при их комбинации оценивается величиной порядка 15—25%. В настоящее время активно проводятся исследования по использованию для изучения снежного покрова данных, получаемых с искусственных спутников Земли. Исследования характеристик снежного покрова и его состояния с помощью дистанционного зондирования с ИСЗ носят пока методический характер и требуют трудоемкого наземного обеспечения.

2. Для бассейнов горных рек характерна своя, отличная от равнинных бассейнов, динамика площади одновременного таяния. С наступлением весны эта площадь находится в нижней части бассейна, а затем перемещается вверх, достигая в конце периода снеготаяния наиболее высокогорные части бассейна. Это вызывает общую растянутость формирования гидрографа поло-

водья. Для рек, бассейны которых простираются от предгорий до высокогорных поясов (3000—5000 м абс. в.), характерно длительное таяние снега и продолжительное половодье (до 6—7 месяцев в Средней Азии).

Площадь одновременного таяния сильно меняется в результате колебаний температуры воздуха, что является одной из главных причин резких колебаний водности рек на протяжении относительно коротких промежутков времени и формирования характерного гидрографа половодья горных рек, имеющего пилообразный вид.

3. Большая расчлененность рельефа и преобладание в горах значительных уклонов (10—25°) вызывают быстрое стекание талых и дождевых вод по гидрографической сети. Русла горных рек имеют небольшую по сравнению с равнинными реками емкость и значительные уклоны, поэтому регулирующее влияние русла и время руслового добегаания оказываются меньшими, чем регулирующее действие толщи бассейна и время движения воды к руслу. Последнее является более значительным фактором трансформации водопоступления на поверхность водосбора, чем трансформация в русловой сети. Большая трансформирующая способность склонового стекания вызывается нижеприведенной особенностью формирования стока в горных бассейнах.

4. Талая вода, поступающая на поверхность горного водосбора, как правило, фильтруется в грунт. Дождевые воды также большей частью фильтруются в грунт склонов и только на эродированных участках и при большой интенсивности выпадающих осадков могут давать поверхностный сток. Таким образом, в горных бассейнах при отсутствии существенного поверхностного стока вода перемещается к руслу главным образом в толще грунта, затрачивая на это более или менее продолжительное время. По наблюдениям многих исследователей, в горах Средней Азии талая вода полностью фильтруется на склонах, оставляя у кромки снежников влажную полосу земли, и, просочившись вглубь, либо доходит под землей до русла реки, либо выходит на поверхность в виде родников в понижениях рельефа. Несмотря на большие значения скоростей стекания под поверхностью горных склонов, в пластах крупнообломочных пород, достигающих сотен м/сут, они все же на порядок ниже скоростей течения поверхностных вод. Время добегаания этих вод по склонам в русловую сеть составляет около суток. Скорости стекания вод в более глубоких слоях, лежащих ниже первого относительного водопоя, уже на 2—3 порядка ниже скоростей течения поверхностных вод. Однако из-за большой расчлененности рельефа и большой продолжительности половодья горных рек значительная часть вод, просочившаяся в глубь склонов, успевает поступить в гидрографическую сеть.

В механизме формирования стока горных бассейнов в результате почти полного отсутствия поверхностного стока на склонах проявляется также эффект регулирующей емкости пород, слагаю-

щих эти склоны: между началом поступления значительных объемов талой воды на водосбор и резким увеличением водности в реках наблюдается большая разница во времени, которая, по Е. Л. Музылеву, может быть объяснена постепенным заполнением почвенно-грунтовых пор, пустот и трещин.

Подводя итоги краткому рассмотрению особенностей формирования половодья талых вод горных рек, можно отметить, что, кроме общей закономерности изменения слоя снеготазпасов и половодья с высотой местности, существенным фактором пространственной дифференциации характеристик максимального стока является целый комплекс природных условий, включая преобладающую экспозицию, диспозицию и крутизну склонов (распределение снеготазпасов), распределение площадей бассейна по высотным зонам (динамика площади одновременного таяния), преобладающие уклоны и механический состав рыхлых отложений на склонах (время добегаия подповерхностного стока и его расслоение на «быстрый» и «замедленный» слои стекания, емкость регулирования при начальном увлажнении). В условиях слабой гидрологической изученности горных территорий отражение сложных пространственных закономерностей распределения характеристик максимального стока является чрезвычайно трудной задачей. В общем случае затруднительно применить для горных рек и метод гидрологической аналогии, поскольку к реке-аналогу необходимо предъявлять более высокие требования по сходству условий формирования стока.

8.5.2. Практические приемы расчета максимальных расходов талых вод горных рек

Расчеты максимальных расходов талых вод с весенне-летним половодьем производятся по редуционной формуле того же типа, что принят для равнинных рек. Отличие состоит только в том, что из коэффициентов понижения принимается во внимание только δ (учет понижения за счет озер и водохранилищ). Влияние остальных факторов понижения (залесенность, заболоченность) при формировании половодья горных рек либо не имеет места, либо затушевывается под воздействием наиболее мощного фактора — вертикальной поясности. Расчетная формула с учетом сделанных пояснений записывается в следующем виде:

$$Q_P = q_P F = \frac{K_0 h_P}{(F+1)^n} \mu \delta F. \quad (8.31)$$

Поскольку реки с весенне-летним половодьем характерны для низко- и среднегорных районов, для них составлены интерполяционные карты для определения слоя половодья: \bar{h} и C_{vh} . Коэффициент асимметрии принимается по соотношению $C_s = (3 \div 4) C_v$. Для уточнения расчетных значений \bar{h} и C_{vh} целесообразно построение региональных зависимостей $\bar{h} = f(H_{cp})$ и $C_{vh} = f(H_{cp})$,

где H_{cp} — средняя высота водосбора. Для подобных построений целесообразно использовать в качестве первоначальной основы готовые региональные разработки, опубликованные в соответствующих монографиях «Ресурсы поверхностных вод СССР» по многим горным областям.

Для определения параметра K_0 , очень чувствительного к условиям рельефа, рекомендуется использовать метод гидрологической аналогии. Для этого по бассейну-аналогу обратным пересчетом по формуле (8.31) определяется K_0 , считая, что показатель степени редукции устойчив для больших горных территорий.

Минимальные требования к бассейну-аналогу должны быть предъявлены следующие: одинаковая экспозиция по отношению к влагонесущим ветрам и близкая высота водосбора. При выборе аналога в высокогорных районах дополнительно следует учесть местоположение бассейна в горной системе и долю площади водосбора, расположенную выше снеговой линии, а также амплитуду абсолютных высот в бассейне. При выработке окончательного решения о расчетном значении K_0 полезно исследовать изменчивость этого параметра на реках рассматриваемого района, что дает либо уверенность в устойчивости K_0 , либо некоторую информацию о факторах, определяющих эту изменчивость, либо представление о возможных просчетах вследствие вынужденного выбора реки-аналога.

При невозможности подбора рек-аналогов приходится использовать районные обобщения параметра K_0 , вычисленного по формуле (8.31) для водосборов, имеющих гидрометрические данные.

Расчет максимальных расходов воды рек высокогорных районов Кавказа и Средней Азии со средней высотой более 2000 м проводится методом гидрологической аналогии:

$$Q_P = \frac{q_P^{(a)} (F_a + 1)^{0,15}}{h_{F,P}^{(a)} \delta_a} \cdot \frac{h_{Г,P} \delta}{(F + 1)^{0,15}} F. \quad (8.32)$$

Суть аналогии, как видно из формулы (8.32), состоит в перенесении с бассейна-аналога на рассматриваемый створ значения коэффициента дружности K_0 , вычисляемого, исходя из редуционной зависимости

$$q_P = \frac{\bar{K}_0 h_{Г,P}}{(F + 1)^{0,15}}.$$

Здесь вместо слоя летнего половодья используется годовой слой стока. Это целесообразно в качестве приближения потому, что годовой объем по абсолютным величинам мало отличается от объемов стока летнего половодья и коррелятивно с ним связан; закономерности пространственного распределения годового стока проще, чем сезонного, и лучше изучены.

8.6. Расчетные гидрографы весеннего половодья

Построение расчетных гидрографов при отсутствии материалов наблюдений производится с помощью двух практических приемов:

- а) по модели наблюденного гидрографа на реке-аналоге;
- б) методом геометрической схематизации.

Первый прием расчета, по существу, не отличается от описанного в разд. 3.3 метода; только элементы расчетного гидрографа — объем и максимальный расход — рассчитываются в условиях отсутствия материалов наблюдений, а за модель принимается наблюденный гидрограф на реке-аналоге. Расчетный гидрограф получается в результате пересчета ординат гидрографа-модели:

1) с помощью коэффициентов k_1 (для суток с максимальным расходом) и k_2 (для остальной части половодья); более детальный способ, т. е. с введением коэффициента k_3 , в условиях отсутствия гидрометрических данных практически неосуществим;

2) с помощью коэффициентов k_Q и k_t .

Напомним, что второй способ является упрощенным, его применение предпочтительно на предварительных стадиях проектных или малоответственных разработок, предпринимаемых при отсутствии материалов гидрометрических наблюдений. Однако указанный способ может оказаться неприемлемым для рек с растянутым многопиковым половодьем (весенне-летним или летним), поэтому приходится прибегать к более детальному первому способу расчета, полагаясь на близость условий формирования стока на исследуемом водосборе и водосборе-аналоге в многоводный период, а также на возможность проработки нескольких возможных вариантов выбора модели.

При расчете гидрографа неизученной реки мы располагаем данными только по максимальному мгновенному расходу. Поэтому требуется способ перехода от этого расхода к среднесуточному максимуму. Для этих целей обычно используется переходный коэффициент: $K_r = Q_{\max} / \bar{Q}_{\max}$, где Q_{\max} — срочный (мгновенный), \bar{Q}_{\max} — среднесуточный максимальный расход. При использовании данных по реке-аналогу переходный коэффициент K_r вычисляется как отношение равнообеспеченных значений Q_P и Q_R . В других случаях используются региональные обобщения типа редуционных формул $K_r = f(F)$, где F — площадь водосбора. Зависимость $K_r = f(F)$ выражается формулой редуционного типа

$$K_r = a/F^m, \quad (8.33)$$

где a и m — параметры, районированные по природным зонам.

Для горных рек K_r предлагается определять по связям $K_r = f(H_{\text{ср}})$. Некоторые региональные рекомендации по назначению K_r для неизученных водосборов содержатся в «Пособии по определению расчетных гидрологических характеристик».

При расчете одновершинных гидрографов используется метод геометрической схематизации. Наиболее простой является линей-

ная схематизация по треугольнику. Применялся также способ сходящихся парабол. В настоящее время для схематизации одновершинных гидрографов весеннего половодья и дождевых паводков используют уравнение кривой распределения Гудрича:

$$y = 10^{-a} \frac{(1-x)^x}{x}, \quad (8.34)$$

где y — ординаты расчетного гидрографа в долях от максимальной ординаты, $y_i = Q_i / Q_{\max}$; x — абсциссы гидрографа в долях от условной продолжительности подъема половодья, $x_i = t_i / t_n$; a — параметр, характеризующий форму гидрографа. Параметр a может быть определен как функция от так называемого коэффициента несимметричности гидрографа: $K_s = h_n / h$, где h_n — слой стока за период подъема; h — суммарный слой стока; при вычислении h_n в него включается 0,5 суточного максимума. При расчетах гидрографа неизученных рек K_s определяется по данным для рек-аналогов (принимается по наиболее высоким половодьям). Функция $a = \psi(K_s)$ табулирована. В практических расчетах используется вспомогательная величина — коэффициент формы гидрографа:

$$\lambda = \frac{\tilde{q}_{\max} t_n}{0,0116h}, \quad (8.35)$$

который можно вычислить как функцию от K_s : $\lambda = \lambda(K_s)$ (табулирована). Зная λ , h_P и Q_P , можно вычислить условное время подъема:

$$t_n = \frac{0,0116h_P \lambda}{\tilde{q}_{\max, P}}. \quad (8.36)$$

Определив $a = \psi(K_s)$, можно вычислить координаты (8.34), которые переводятся в координаты расчетного гидрографа:

$$Q_i = Q_{\max, P} y_i; \quad t_i = t_n x_i.$$

Функция (8.34) табулирована при разных коэффициентах несимметричности K_s (либо при разных λ или a).

Для рек, на которых максимальный расход половодья более чем в 1,5 раза превышает максимальный среднесуточный расход, дополнительно может быть построен гидрограф внутрисуточного хода стока по типовым кривым для разных значений K_r , приводимых в тексте СНиП. Типовые кривые представляют собой ординаты $y_i = Q_i / Q_{\max}$ для каждого часа суток. Перемножив y на Q_{\max} , можно получить часовой ход расходов воды.

На малых водосборах территории Советского Союза, а в отдельных районах и на средних и больших реках максимальные расходы дождевых паводков редкой повторяемости превышают максимумы талых вод. Этим объясняется большой практический интерес к дождевым паводкам, особенно при дорожном строительстве, так как трассы дорог пересекают множество малых водосборов.

Основные трудности в расчетах максимального дождевого стока заключены в недостаточности наблюдений на малых водосборах, что ограничивает возможности расчетных методов, опирающихся на географические закономерности гидрологических процессов и использующих соответствующий арсенал технических приемов. Недостаточная общая изученность дождевых паводков, ограниченные натурные данные и острая практическая необходимость послужили причиной для развития исследований максимального стока дождевых паводков и разработки методов его расчета, отражающих определенные теоретические представления о процессах формирования стока на склонах и в руслах рек.

Процессы формирования дождевых паводков исключительно сложны, обусловлены многими факторами, влияние которых изучено недостаточно. Паводки часто бывают генетически неоднородными, включающими в себя виды стока, различные по условиям формирования, динамике развития и режиму стекания. Большое число факторов, формирующих дождевые паводки, встречаются в сочетаниях, неповторимых во времени и индивидуальных на каждом бассейне. В настоящее время многое в механизме формирования стока остается неясным, поэтому теоретическая интерпретация процесса в целом и его отдельных сторон носит в значительной мере характер гипотез или огрубленных схематизаций.

Развитие математического моделирования процессов речного стока, с которым связывают прогресс в области прикладной гидрологии, пока не привело к разработке расчетных методов, применяемых в области строительного проектирования. Одна из причин такого положения — недостаточность в экспериментальных данных для уточнения физических представлений о механизмах генезиса стока в различных физико-географических условиях. Несмотря на большое число водно-балансовых станций, выполняющих значительный объем специальных наблюдений за составляющими водного баланса, в настоящее время практически отсутствуют детальные наблюдения, которые в полной мере обеспечивали

бы исходными данными апробацию даже сравнительно простых физико-математических моделей.

Практическая необходимость расчета максимальных расходов дождевых паводков принуждает прибегать к очень схематичным представлениям о процессах стока, привязывая их к имеющимся данным наблюдений гидрометеорологической сети, что может служить некоторой гарантией от грубых просчетов.

9.1. РАСЧЕТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДОЖДЕЙ

В гидрологии дождевые осадки разделяют с точки зрения эффективности образования максимального стока.

Ливни — короткие и интенсивные дожди продолжительностью до 2—4 ч и средней интенсивностью $I_T \geq 10—20$ мм/ч ($0,15 \div \div 0,30$ мм/мин), отличаются большой пестротой распределения и орошают, как правило, небольшие площади порядка десятков — сотен квадратных километров, могут вызывать значительные паводки на малых водотоках (до 100—200 км²).

Ливневые дожди характеризуются продолжительностью от нескольких часов до нескольких суток, средней интенсивностью 2—10 мм/ч (0,03—0,15 мм/мин), орошают обычно территории порядка десятков и сотен тысяч квадратных километров, могут вызывать существенные паводки на средних и больших реках.

Обложные дожди отличаются большой продолжительностью (до 3—5 сут и более) и малой интенсивностью — менее 2 мм/ч (менее 0,03 мм/мин). Имея большую площадь орошения — десятки и сотни тысяч квадратных километров, они могут вызывать паводки на средних и больших реках, но значительно уступают паводкам от ливневых дождей.

Максимальная интенсивность дождей на территории СССР в различных районах в основном колеблется от 1,5 до 4,95 мм/мин. Отдельные зафиксированные интенсивности превышают указанные величины (Закарпатье — 7,1 и 9,5, Аджария — 3,6 и 2,75 мм/мин). В тропических широтах земного шара наблюдались величины максимальной интенсивности (20—30 мм/мин).

Представление о географических закономерностях максимальных дождевых осадков дает обширный материал о суточных максимумах осадков, обработка которого в настоящее время завершена в виде карт. Обычно суточный максимум осадков — это результат выпадения ливней, охватывающих небольшую площадь и имеющих случайное пространственно-временное распределение. Случайное распределение ливней по территории определяет быстрое затухание связей между значениями суточного максимума осадков. Обильные ливни на соседних станциях обычно наблюдаются в разные числа, корреляция между ними мала.

Тем не менее средний суточный максимум распределяется по равнинной территории относительно равномерно. На ЕТС в сред-

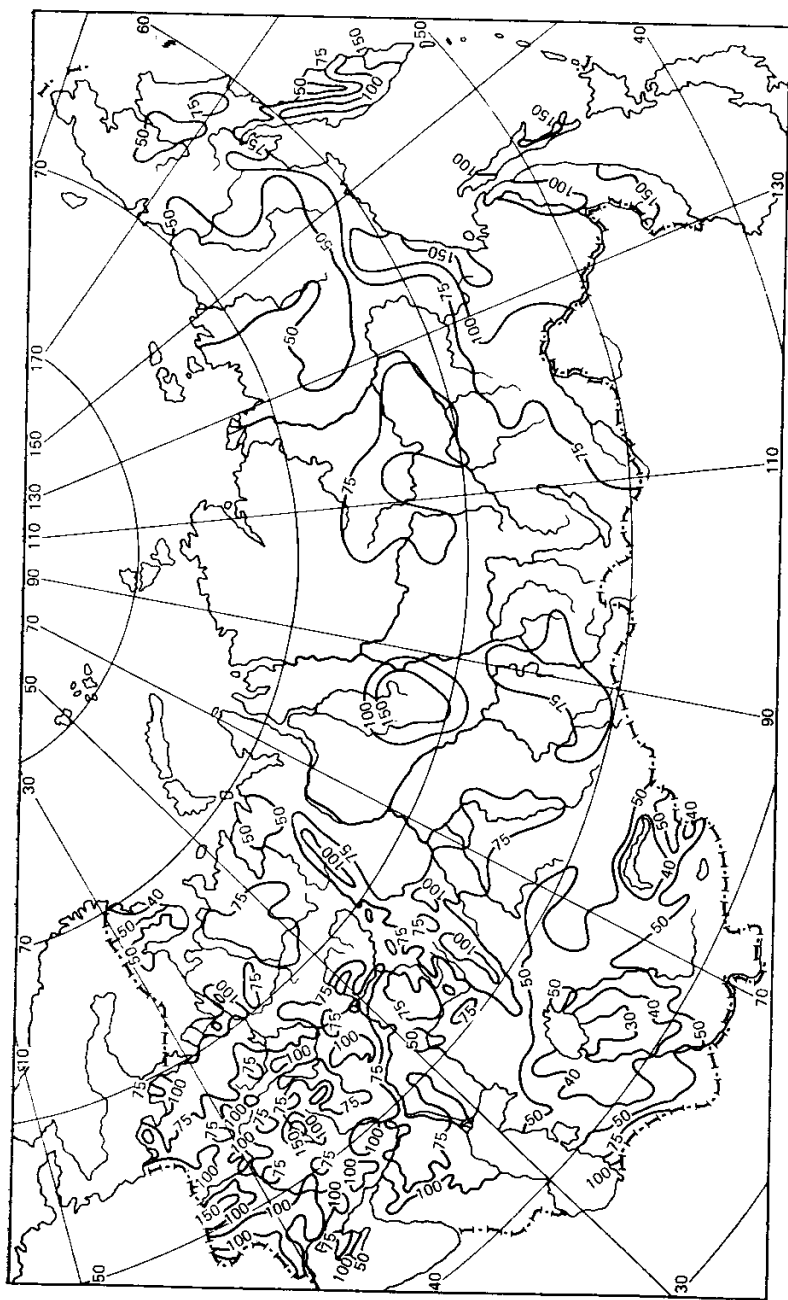


Рис. 9.1. Суточный максимум (мм) жидких осадков 1%-й обеспеченности

них широтах выделяется поле 30 мм, к северу значения максимума ниже (около 20), к югу — выше (около 40), в предгорьях Кавказа и Карпатах — 50 мм. На севере АТС и в Казахстане средний суточный максимум не превышает 20 мм, на территории Сибири преобладают значения 30 мм, в Забайкалье — 30—40, в бассейне Амура — 40—50, а в Приморье и на Сахалине — 50—75 мм. В горах Алтая, Саян и Средней Азии он изменяется от 40 до 60 мм, а в долинах снижается до 20 мм.

Суточные максимумы жидких осадков 1%-й обеспеченности имеют более сложное распределение (рис. 9.1).

Структура полей жидких осадков характеризуется большой пространственной и временной изменчивостью, пятнистостью и дискретностью. Внутримассовые ливневые дожди имеют ярко выраженную очаговую структуру и чаще всего выпадают на площадях в несколько десятков, а иногда и сотен квадратных километров. Обложные осадки, связанные с фронтальными системами, охватывают площади в несколько десятков и сотен тысяч квадратных километров. Однако большая пространственная неоднородность присуща и этому типу осадков. Особенно ярко очаговый характер осадков циклонического происхождения выражен в сухих районах юга.

Время жизни очагов от нескольких минут до получаса, наиболее вероятные размеры в степных районах — менее 10 км², в зоне достаточного и избыточного увлажнения — менее 20 км². Группа очагов осадков, перемежающихся с местами полного отсутствия осадков, как правило, формируется в структурное образование размерами от 100 до 10 000 км² с временем жизни от одного до нескольких часов.

При расчетах максимальных расходов дождевых паводков обычно принято относить характеристики дождей, фиксируемых в точке, к центру бассейна. Если учесть, что интенсивности и слои осадков имеют пестрое распределение по орошаемой площади и убывают от центра к периферии, то возникает необходимость учитывать редукцию средних по площади слоя осадков и интенсивности.

Зависимость среднего слоя осадков от площади осреднения носит региональный характер и выражается в графическом, аналитическом и табличном виде. Например, Хортон предложил зависимость в виде

$$H_F = H_0 \exp[-kF^n], \quad (9.1)$$

где H_F — слой осадков, осредненный по площади F ; H_0 — наивысшее количество осадков в центре ливня; k и n — параметры, определяемые по эмпирическим данным, зависящие от продолжительности осадков и географических условий.

З. П. Богомазовой и З. П. Петровой для территории УССР получена зависимость в виде

$$H_F = H_0 [1 + kF^m]^{-1}, \quad (9.2)$$

где k и m — параметры, дифференцированные для коротких лив-

ней ($k=0,0008$ и $m=0,84$) и для ливневых дождей продолжительностью более суток ($k=0,0016$ и $m=0,73$).

Отметим, что коэффициенты редуции $K_F = H_F / H_0$, полученные в результате обработки данных сети метеорологических станций, довольно приблизительно отражают характер убывания слоя дождя с увеличением площади орошения. Анализ графиков редуции, по данным стандартной сети и сети специализированных полигонов с учащенной сетью постов, показал существенное различие оценок коэффициентов редуции (на 15—20%). По данным стандартной сети, коэффициенты получаются завышенными для малых и заниженными для относительно больших площадей.

Редуция максимальной интенсивности с увеличением размеров орошаемой территории проявляется очень резко для коротких интенсивных ливней, наиболее быстрое убывание коэффициента редуции происходит на сравнительно малых расстояниях от центра дождя. Поэтому определение интенсивности реальных ливней, выпадающих на конкретной территории, возможно только при очень густой сети станций наблюдения. Это необходимо иметь в виду при анализе хода осадков и гидрографа ливневого стока даже небольшого водосбора порядка 10—100 км².

Практические приемы учета редуции интенсивности ливней по площади основаны на обобщении данных с помощью эмпирических региональных зависимостей общего вида

$$\beta = \frac{\bar{I}_{t,F}}{\bar{I}_{t,0}} = f(t, F). \quad (9.3)$$

Например, для западного Закавказья Г. Д. Ростовым предложена формула

$$\beta = \exp[-0,28F^{0,5}t^{-0,3}(\bar{I}_{t,0})^{1/3}]. \quad (9.4)$$

Здесь $\bar{I}_{t,0}$ — средняя максимальная интенсивность осадков в точке, мм/мин; t — продолжительность интервала времени, мин; $\bar{I}_{t,F}$ — то же самое с осреднением по площади орошения F .

Ливни и ливневые дожди отличаются большой изменчивостью интенсивности во времени. Можно различать в их ходе начальную часть дождя с относительно небольшой интенсивностью, центральную часть, или ядро, хвостовую часть, или шлейф. В формировании максимальных расходов дождевых паводков основное значение имеет центральная часть (ядро) ливневого дождя с наибольшей интенсивностью. В результате типизации дождей со слоями осадков более 10 мм в различных районах СССР установлено, что наиболее часты дожди с максимальной интенсивностью между 0,3 и 0,5 их продолжительности. Продолжительность центральной части ливневых дождей и ливней сравнительно невелика; в то же время слой осадков в ней составляет 80—90% и более от всего слоя дождя. Резко выраженная неравномерность интенсивности ливневых дождей приводит к обратной связи между максимальной интенсивностью, осредненной за промежуток

времени τ , и продолжительностью этого времени осреднения τ . Эти зависимости имеют нелинейный вид (рис. 9.2) и аппроксимируются различными степенными уравнениями:

$$\bar{I}_{\max,\tau} = \frac{S}{(\tau + c)^n}; \quad \bar{I}_{\max,\tau} = \frac{S}{\tau^n + c}; \quad \bar{I}_{\max,\tau} = \frac{S}{\tau^n} - c. \quad (9.5)$$

Здесь S, n, c — параметры, определяемые по эмпирическим данным. Приняв за основу одну из этих формул, можно районировать или типизировать параметры, привязывая их численные значения

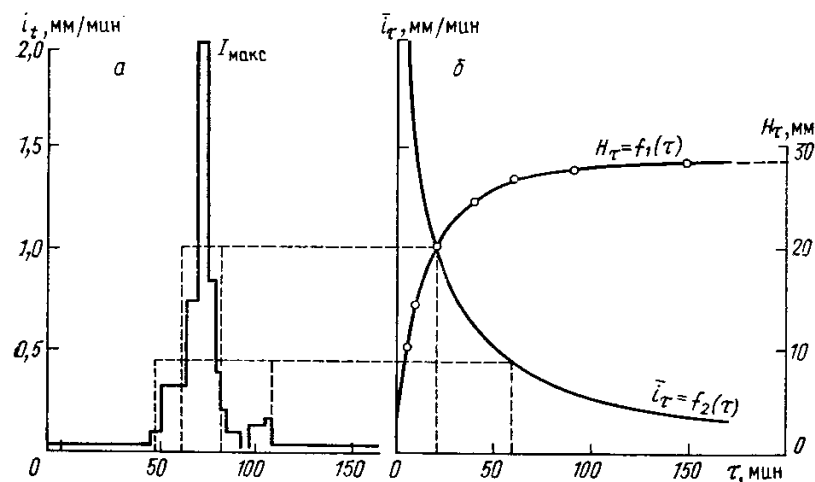


Рис. 9.2. Хронологический ход дождя (а), нарастания максимального слоя осадков H_τ и убывания наибольшей средней интенсивности \bar{I}_τ с увеличением периода осреднения (б)

чения к климатическим особенностям территории. Однако этого недостаточно для расчетов максимального дождевого стока, поскольку следует увязать определяемые максимальные интенсивности осадков с вероятностью их ежегодного превышения (обеспеченностью) P .

В практике гидрологических расчетов СССР первым был метод ГГИ 1940 г., решивший проблему увязки продолжительности, интенсивности и обеспеченности. В этом методе зависимость средней максимальной интенсивности $\bar{I}_{\max,\tau}$ от времени осреднения τ выражается редуционной формулой

$$\bar{I}_{\max,\tau} = \frac{S}{(\tau + 1)^n}, \quad (9.6)$$

где S можно понимать как предельную (мгновенную) интенсивность ливня при $\tau \rightarrow 0$, зависящую для данной станции только от вероятности ливня. Параметр n был принят для территории СССР одинаковым и равным 0,67, т. е. $S = \bar{I}_{\max,\tau}(\tau + 1)^{0,67}$. Увязка с обеспеченностью производится с помощью зависимостей, по-

строенных для каждой станции:

$$S = A + B \lg N, \quad (9.7)$$

где N — расчетная повторяемость ливней; $N = 100/P\%$ ($P = 1\%$ при $N = 100$; $P = 10\%$ при $N = 10$ и т.д.); A и B — эмпирические параметры, определяемые на каждой станции по зависимости $S = S(\lg P)$. Вычисленные значения ливневых параметров A и B

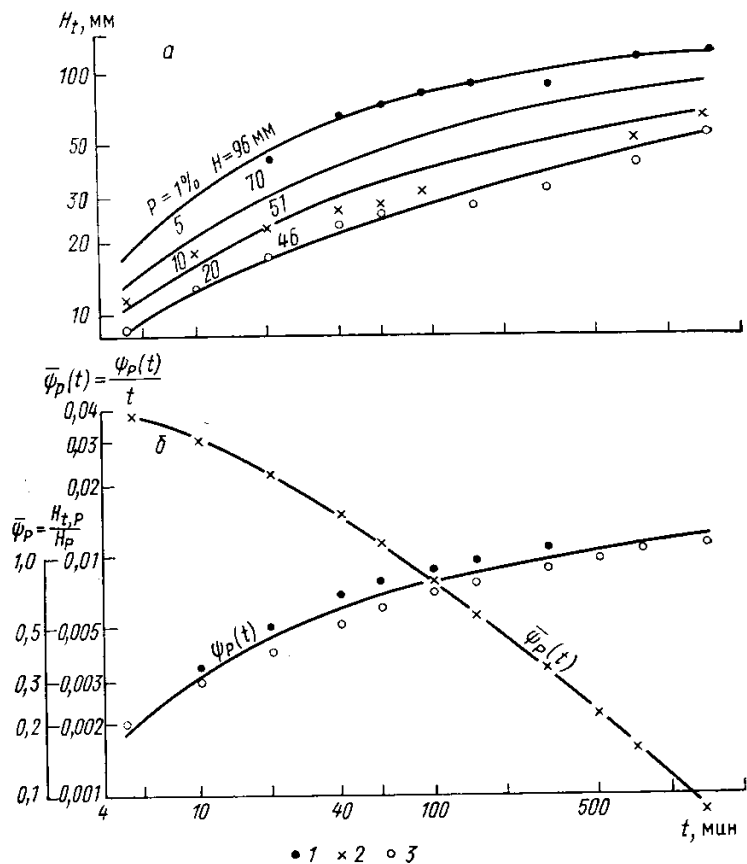


Рис. 9.3. Кривые нарастания слоя осадков, соответствующие различной вероятности превышения (а), и осредненные кривые нарастания слоя осадков и убывания интенсивности осадков с увеличением интервала времени (б); 1 — $P = 1\%$, 2 — $P = 5\%$, 3 — $P = 10\%$

оказались географически устойчивыми, что позволило построить для ЕТС карты изолиний S_p для наиболее часто применявшихся обеспеченностей.

Современный метод расчета интенсивности дождя заданной продолжительности осреднения и заданной вероятности превыше-

ния основан на иных принципах обработки записи дождей и установления расчетных характеристик. Особенность метода — направленность на максимальное использование наблюдений стандартной сети метеорологических станций. Метод разработан в ГГИ под руководством Г. А. Алексеева в 1960—1967 гг.

Обобщение имеющихся материалов наблюдений над осадками по самописцам дождя на каждой станции производилось следующим образом. Из наибольших слоев осадков H_t за интервалы времени $\tau = 5, 10, 20, \dots, 720, 1440, 2880$ мин выбирается наибольшее значение за год (по плювиографу) и выписываются наибольшие значения суточных осадков H за теплый период года (по осадкомеру). Имея выборки H_t за достаточно продолжительный период наблюдений, можно построить эмпирические кривые обеспеченности $P(H_{\tau=5}), P(H_{\tau=10}), \dots, P(H_{\tau=1440}), P(H_{\tau=2880})$ и $P(H)$, а затем, зафиксировав, например, обеспеченность $P = 1\%$, определить 1%-е $H_5, H_{10}, \dots, H_{1440}, H_{2880}$ и $H_{1\%}$ (суточный). График $\psi_{1\%}(\tau) = H_{\tau, 1\%} / H_{1\%}$, $\tau = 5, 10, \dots, 2880$ мин, показывает нарастание слоя осадков заданной обеспеченности $P = 1\%$ с увеличением интервала времени τ (рис. 9.3).

Точно так же можно поступить с обеспеченностью, например, 10 или 25%. В процессе массовой обработки материалов выяснилось, что кривые $\psi(\tau)$ практически совпадают в широком интервале обеспеченностей от 1 до 25%. Это позволяет принять единую функцию для данной станции независимо от обеспеченности и на ее основании построить функцию редукции интенсивностей $\bar{\psi}(\tau)$, исходя из равенств:

$$\bar{I}_{\max, \tau, P} = \frac{H_{\tau, P}}{\tau} = \frac{H_P \psi(\tau)}{\tau} = H_P \bar{\psi}(\tau). \quad (9.8)$$

Кривые редукции $\bar{\psi}(\tau)$ оказались очень устойчивыми по территории. В первоначальном варианте обобщения была построена 201 кривая для однородных районов, однако их анализ и сравнение показали возможность дальнейшей типизации с сокращением до 30 кривых редукции. Имея данные по суточным максимумам осадков (по осадкомеру), можно построить кривую обеспеченности и определить суточный максимум требуемой обеспеченности H_p . Затем, используя районную кривую редукции $\bar{\psi}(\tau)$, можно вычислить максимальную интенсивность осадков за требуемый интервал осреднения:

$$\bar{I}_{\max, \tau, P} = H_P \bar{\psi}(\tau). \quad (9.9)$$

Максимальный слой осадков заданной обеспеченности при тех же исходных данных определяется как $H_{\tau, P} = \psi(\tau) H_p$.

При отсутствии данных по осадкам максимальный слой и интенсивность дождя 1%-й обеспеченности определяются с помощью карты изолиний суточного слоя осадков вероятностью превышения 1%.

9.2. ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕНЕЗИСА ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ

В течение длительного времени практически все методы расчета и прогноза стока основывались на следующих предположениях о механизмах формирования стока:

а) основная масса воды поступает в речное русло по поверхности водосбора; б) склоновый сток начинается лишь после того, как интенсивность осадков превысит интенсивность поверхностной инфильтрации; в) склоновый сток охватывает всю поверхность водосбора и, стекание происходит сплошным слоем.

Так называемые генетические формулы, опирающиеся на такое представление о процессе формирования дождевого максимального стока, отражают с той или иной степенью детализации следующие его основные стороны: 1) поступление воды от дождей на водосбор; 2) потери воды на фильтрацию и заполнение понижений рельефа или определение водоотдачи в точке; 3) стекание воды по поверхности склона; 4) трансформирование гидрографов притока со склонов в гидрограф руслового стока.

В настоящее время накоплен большой материал экспериментов, поставленных как в равнинных, так и горных условиях. Опыты показали многообразие процессов стекания, которые нельзя представлять только как движение по поверхности или только внутри почвы. Часто различные виды стока сочетаются, переходят друг в друга. Условия формирования паводков непостоянны даже в пределах одного бассейна, изменяются в зависимости от интенсивности и слоя стокообразующего дождя, предшествующего увлажнения, состояния поверхности и т. п.

А. Н. Бефани предложил следующую генетическую классификацию видов склонового дождевого стока:

1) сток равнин при глубоком залегании грунтовых вод, возникающий от дождей более интенсивных, чем поверхностная инфильтрация («подвешенный» сток);

2) поверхностный сток с равнин, возникающий при подъеме грунтовых вод к поверхности (равнинный подпертый);

3) надмерзлотный сток болотно-тундровых вод (преимущественно поверхностный) и смешанный болотный сток;

4) подвешенный поверхностный сток горных районов;

5) подпертый поверхностный сток с горных склонов, возникающий после насыщения рыхлых отложений, лежащих на относительно водоупоре коренных пород или на мерзлоте;

6) «контактный» сток в слое рыхлых отложений, имеющий различные формы (дренажный, жильный, пластовый и др.);

7) внутрипочвенный сток равнин.

Общая особенность безлесных равнинных территорий с глубокими грунтовыми водами — формирование ливневых паводков за счет поверхностного водообразования, развивающегося над зоной аэрации как разности осадков и потерь на поверхностное впитывание и задержание. Внутрипочвенный сток в степной зоне даже

в лёссовидных почвах, относительно водопроницаемых, исключительно мал.

Степная зона, несмотря на генетическую однородность склонового стока, включает в себя ряд территорий, имеющих свою специфику формирования потерь. Так, на слабо расчлененной плоской равнине при тяжелых почвах главную роль в потерях паводочного стока играет поверхностное задержание. Гидрографы стока здесь распластаны в связи с большим временным задержанием воды на склонах. При значительных уклонах на хорошо расчлененной равнине поверхностное задержание утрачивает свое значение и основным источником потерь паводочного стока становится поверхностное впитывание. Сочетание последнего с почвенно-климатическими условиями определяет специфические особенности формирования паводочного стока в разных районах.

На равнине лесной зоны паводки генетически неоднородны. Здесь встречается несколько видов притока: поверхностный (подпертый и подвешенный), внутрипочвенный (подпертый и подвешенный) и сток болотных вод. Важной особенностью этой зоны является преобладание подпертого поверхностного стока, что связано с неглубоким залеганием грунтовых вод, которые во время обильных дождей подтопляют низменности. Подпертый сток имеет ряд особенностей: возникает местами, имеет умеренную величину и малую редуцию по площади. Последнее объясняется его возникновением не только от ливней, но и от обложных дождей. В районах с преобладанием подпертого стока водообразование определяется не разностью осадков и впитывания, а пространственным распределением свободной емкости зоны аэрации и слоем дождя за время подтопления. Поэтому этот сток зависит не столько от фильтрационных свойств почвенного покрова, сколько от уровня грунтовых вод. Наряду с подпертым стоком на малых открытых водосборах лесной зоны может образоваться и подвешенный ливневый сток. Однако ливневые паводки лесной зоны существенно меньше по высоте и по слою паводков степной зоны, что объясняется большей проницаемостью лесных почв, наличием заболоченных и залесенных территорий, временным задержанием в слабопроточных емкостях. На полностью залесенных склонах при глубоком стоянии грунтовых вод ливневый сток из-за большого впитывания возникает только местами — по дорогам, тропам, закоматированным ложбинам.

В лесной зоне подпертый поверхностный приток сопровождается внутрипочвенным стеканием, а ливневый — подвешенным внутрипочвенным. Экспериментальные данные о величине внутрипочвенного стока довольно противоречивы. Некоторые экспериментальные исследования, хотя и подтверждают наличие внутрипочвенного стока в лесу, одновременно указывают на его небольшой вклад в суммарный гидрограф. Другие исследования показывают на значительную роль внутрипочвенного стока на лесных водосборах — от 15 до 60% общей величины осадков, т. е. его роль является доминирующей. Еще менее ясно представляется

роль внутрисочечного стока на полевых водосборах. Действительно, для многих почв скорость горизонтальной фильтрации оказывается слишком малой для того, чтобы можно было считать вклад внутрисочечного стока в формирование основной части гидрографа существенным. Однако во многих случаях на полевых водосборах, как и на лесных, движение воды по макропорам, трещинам, промоинам может оказаться весьма значительным, особенно при больших уклонах. Можно предполагать наличие развитой дренажной сети, которая способствует горизонтальному перемещению воды независимо от величины коэффициентов фильтрации. Если подповерхностная дренажная сеть развита недостаточно, то медленно фильтрующаяся вода образует только распавший шлейф паводка.

Сток болотных вод характеризуется локальным распространением и по режиму сходен с подпертым стоком.

Наиболее многообразен генезис стока горных рек, меняющийся не только в пределах горных стран, но и в отдельных орографических структурах. При всей пестроте условий формирования стока горных рек горные склоны имеют существенные общие свойства:

а) наличие приповерхностного относительного водоупора (плотная коренная порода или скелетно-глинистый слой);

б) почти повсеместное распространение лежащих на водоупоре элювиально-делювиальных рыхлых отложений, перекрытых более плотным почвенным слоем с широко изменяющейся водопропускной способностью;

в) непостоянство глубин залегания водоупора по ширине склонов.

На горных склонах дождевые воды, проваливаясь через рыхлый почвогрунт, стекают по контакту с подстилающим малопроницаемым слоем в естественных дренах, промытых пластах, трещинах, расщелинах и т. п. Скорости стекания «контактных» вод во много раз больше скоростей грунтовых вод. Скорости течения воды в наиболее крупных дренах и каменистых россыпях лишь в 3—5 раз меньше поверхностных, а иногда почти равны им. В то же время скорости движения в мелкозернистой породе значительно меньше поверхностных, причем гравитационные воды этих пород разгружаются не непосредственно в русловую сеть, а через сеть дрен и других крупных водопроводящих полостей, пронизывающих мелкозернистые толщи. Водоотдача склонов по сравнению с чисто поверхностной существенно замедляется, но все же способна образовать хорошо выраженные паводки.

Наряду с контактным стоком на горных склонах образуется поверхностный сток. Последний формируется двояко: на участках с малой проницаемостью как избыток интенсивности дождя над интенсивностью впитывания, а при большой впитывающей способности рыхлого почвогрунта — после его насыщения.

Поскольку скорости течения воды в дренах существенно меньше поверхностных, гидрограф контактного стока имеет более-

поздний максимум и значительно большую продолжительность. Максимум поверхностного стока на горных склонах наступает или вслед за максимумом дождя со сдвижкой во времени, равной примерно половине времени добегания воды, или в конце ливневой фазы дождя. Максимум контактного стока возникает в момент наибольшего насыщения рыхлых отложений на склонах, т. е. с окончанием дождя.

По условиям стекания Н. Ф. Бефани (1983) выделяет три типа горных склонов:

а) залесенные участки с провальным впитыванием, превышающим наибольшую интенсивность дождя; дождевые воды быстро достигают водоупора, по которому стекают в пластах и жилах, образуя контактный сток;

б) участки (обычно залесенные) со значительно меняющимся по площади поверхностным впитыванием, интенсивность которого местами меньше интенсивности ливневых осадков; здесь при обильных ливнях формируется подвешенный поверхностный сток; одновременно существует подповерхностный сток, а в местах полного затопления почвенных емкостей образуется и подпертый поверхностный сток;

в) открытые малопроницаемые горные склоны с глинистыми почвами; здесь преобладает подвешенный поверхностный сток; часть воды, попадающей по вертикальным макропорам в дренирующий слой, образует контактный сток; в засушливых районах со слабым кольматажем доля контактного стока увеличивается.

Как показывают экспериментальные исследования, поверхностный сток с открытых горных склонов аккумулируется в толще мощных скелетных отложений, образовавшихся в результате осыпания и сноса продуктов выветривания; воды, поглощенные в делювиальном шлейфе, поступают в русловую сеть в течение нескольких часов, а иногда суток и более.

В процессе движения дождевых вод по склону наблюдается переход контактного стока в поверхностный и наоборот; иногда такой переход происходит неоднократно.

На рис. 9.4 представлена карта районирования территории СССР по преобладающим видам дождевого стока по А. Н. Бефани и Н. Ф. Бефани. Всего выделено 10 областей, каждой из которых присущи свои виды потерь стока, а значит, и механизмы формирования паводочного стока.

Область I — безлесные или частично залесенные территории с глубоким стоянием уровней грунтовых вод и хорошо расчлененным рельефом. Сток формируется от ливней с интенсивностью, превышающей впитывающую способность почв (подвешенный сток); потери определяются главным образом впитыванием в почву.

Область II охватывает плоские слабо расчлененные равнины. Сток здесь, как и в области I, подвешенный, но сильно зарегулирован в депрессиях. Потери слагаются из поверхностного задержания и поверхностного впитывания.

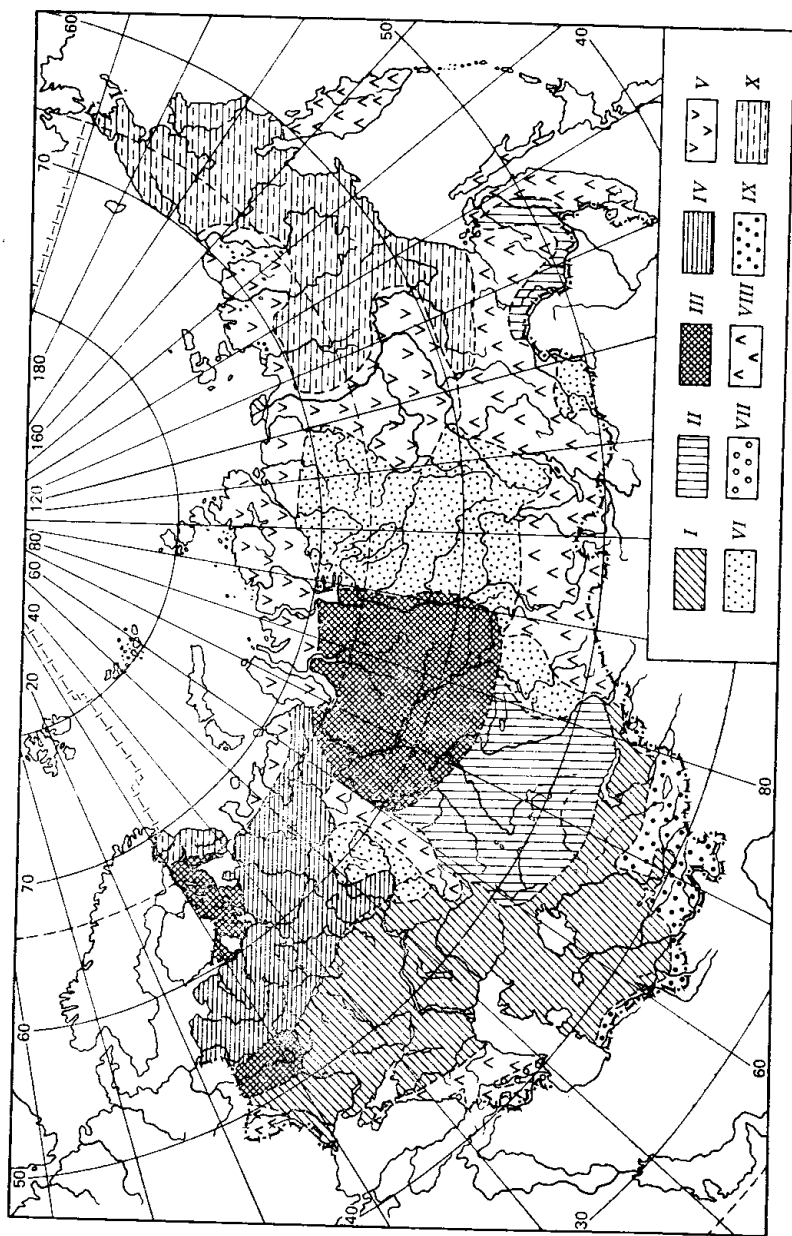


Рис. 9.4. Области паводочного стока (по А. Н. Бефани)

Область III характеризуется высоким стоянием грунтовых вод. Паводки образуются обильными дождями, вызывающими подтопление низких мест, а затем сброс вод с подтопленных участков. Потери равны слою осадков на неподтопленной площади. На возвышенностях возможен ливневый сток, однако он обычно несинхронен с подпертым стоком низменностей.

Область IV — это макрорегион смешанного стока, включающий в себя подпертый сток низменностей и синхронную ему долю ливневого стока с возвышенностей.

Область V — равнинная тундра, характеризуется формами стекания, переходными от подповерхностного к поверхностному. Склоновый сток сильно зарегулирован; потери обуславливаются главным образом поверхностным задержанием в сумме с затратами на восполнение ранее освобожденных почвенных емкостей.

Область VI имеет наиболее сложный генезис паводков, включающих ряд форм равнинного и горного притока воды в русловую сеть.

Область VII — низменности, переходящие в предгорья; здесь преобладает ливневый сток в сочетании с синхронной ему долей подпертого стока.

Область VIII — лесистые горы. Паводки имеют сложный генезис, образуются несколькими видами стока: подповерхностный (контактный), подпертый поверхностный, подвешенный ливневый (образуется обычно на безлесных склонах с тяжелыми почвами). Разные сочетания условий и факторов стока приводят к формированию паводков четырех типов: чисто контактных, контактных в сочетании с поверхностными подпертыми, контактных в сочетании с ливневыми (подвешенными), сложных, образуемых всеми тремя видами стекания воды (контактных, поверхностных подпертых и ливневых). Потери паводочного стока слагаются из инфильтрации в подстилающий относительный водоупор и почвенного задержания, т. е. количества воды, расходуемой на восполнение свободной почвенной емкости. Ливневая составляющая стока определяется потерями на инфильтрацию в почву, а подпертая — инфильтрацией в подстилающий водоупор в сочетании с динамикой площади подтопления.

Область IX — горы Средней Азии. Паводки контактные в сочетании с ливневым и селевым притоками воды с малых площадей.

Область X — горная тундра. Объединяет черты областей VIII и V. Приведенное выше районирование показывает, с одной стороны, исключительное многообразие паводков по генезису, с другой — их определенную географическую приуроченность, наличие некоторых общих особенностей их формирования на обширных территориях регионального уровня.

9.3. УРАВНЕНИЕ ВОДНОГО БАЛАНСА И МОДЕЛИ СЛОЯ ПАВОДОЧНОГО СТОКА

Уравнение водного баланса бассейна за период дождевого стока: $Y=X-P$, где Y — слой дождевого стока от осадков X ; P — потери, в данном случае — средний по площади бассейна слой воды, остающийся на поверхности и в почвогрунтах, так как испарением за время склонового стока обычно пренебрегают. Уравнение водного баланса можно конкретизировать в зависимости от характера склонового стока.

При чисто поверхностном стоке (области I и II):

$$Y=U_{\text{пов}}=X-P_{\text{ит}}-P_3-P_{\text{сп}}, \quad (9.10)$$

где $U_{\text{пов}}$ — поверхностный сток; $P_{\text{ит}}$ — инфильтрация; P_3 — поверхностное задержание за время дождя T и $P_{\text{сп}}$ — потери на спаде, т. е. инфильтрационные потери после конца дождя, во время склонового стекания. Разность $X-P_{\text{ит}}-P_3$ называют слоем водообразования S . Уравнение водного баланса в случае подповерхностного стока (области VIII, IX, X):

$$Y=S_k-P_{\text{сп}}=X-P_{\text{ит}}-H_3, \quad (9.11)$$

где Y — суммарный слой стока; S_k — слой водообразования над подстилающим водоупором, $S_k=X-P_{\text{ит}}-H_3$; $P_{\text{ит}}$ и $P_{\text{сп}}$ — потери на инфильтрацию в подстилающий относительный водоупор за время дождя и время спада стока; H_3 — почвенное задержание дождевых вод; $P_{\text{ит}}=P_{\text{ит}}+P_{\text{сп}}$ — общие потери на инфильтрацию. Почвенное задержание H_3 — это слой воды, идущий на увлажнение почвы от предпаводочной влажности до наименьшей влагоемкости (НВ).

Слой почвенного задержания H_3 может быть выражен формулой, полученной по экспериментальным данным $H_3=H_{\text{п}}(a-bI_{\text{в}})$, где $H_{\text{п}}$ — мощность рыхлых отложений; a и b — почвенные параметры, определяемые экспериментально; $I_{\text{в}}$ — индекс увлажнения почвы (индекс почвенной влажности W). Мощность рыхлых отложений на горных склонах сильно колеблется от 0 до нескольких метров. Поэтому малые осадки почти полностью аккумулируются, с ростом осадков задерживающая способность почвы восполняется на все больших площадях, а осредненная по бассейну емкость задержания H_3 постепенно приближается к своему некоторому предельному значению. Следовательно, слой почвенного задержания H_3 зависит не только от предшествующего увлажнения почвогрунта, но и от самого слоя осадков.

Поверхностное задержание P_3 представляет собой слой воды, расходующийся на заполнение бессточных депрессий рельефа и микрорельефа, которое может стать основным элементом потерь на плоских равнинах с тяжелыми почвами. При уклонах более 0,05 оно становится ничтожным, так как депрессии прорабатываются и становятся полузамкнутыми емкостями временного задержания. Количество задержанной на поверхности воды зависит

(потенциально) от емкости бессточных депрессий и от слоя воды, поступившей на бассейн, за вычетом впитывания в почву: $X-P_{\text{ит}}$.

В любом речном бассейне имеется множество бессточных углублений разных размеров, поэтому учет потерь воды на их заполнение возможен только в обобщенном виде, например, с помощью общей площади луж и их средней глубины. При отсутствии такого рода данных прибегают к довольно грубой схематизации этого явления. Широкое распространение в практике гидрологических прогнозов получила экспоненциальная формула Е. Г. Попова, в основу которой положено представление о некоторой функции $\varphi(s)$, выражающей распределение площадей бессточных углублений в зависимости от их глубины s . Из допущения о показательном виде этой функции выводится формула

$$P_3=P_{\text{макс}} \left(1-e^{-\frac{X-P_{\text{ит}}}{P_{\text{макс}}}}\right), \quad (9.12)$$

где $P_{\text{макс}}$ — максимальная задерживающая способность поверхности водосбора, зависящая от уклона I и характера поверхности. По А. Н. Бефани:

$$P_{\text{макс}} \approx V_{\text{м}}(1-aI)^{1,25}, \quad (9.13)$$

где $V_{\text{м}}$ и a — параметры, определяемые по экспериментальным данным; $P_{\text{макс}}$ представляет собой геоморфологическую характеристику бассейна, связанную с уклоном.

Поверхностное впитывание ливневых вод на естественных склонах — очень сложный процесс. Он складывается из гравитационного, капиллярного и пленочного движений воды, зависящих от свойств неоднородной фильтрационной среды, от особенностей капельного поступления воды, неравномерно восполняющего инфильтрационную способность.

Впитывающая способность почвы определяется микро- и макропористостью, которые связаны со структурой почвы, наличием в ней пор аэрации, вызванных деятельностью биологических агентов, и механическим составом. Интегральным показателем впитывающей способности является генетический тип почвы в комплексе с механическим составом. Важный фактор, от которого зависит инфильтрация, — влажность почвы. Скорость поступления воды в сухую почву больше, чем в увлажненную, что объясняется убыванием сил капиллярного всасывания с ростом влажности и физическим изменением почвенных агрегатов. Влажность почвы влияет на инфильтрацию до момента насыщения ее водой, после этого инфильтрация зависит от физического состояния и структуры грунта. Интенсивность дождя по-разному влияет на интенсивность впитывания. С одной стороны, с ее ростом увеличивается крупность капель и динамическое давление на площадь поверхности, а также глубина слоя воды на поверхности. С другой стороны, с увеличением интенсивности дождя происходит более

интенсивное разрушение почвенных агрегатов, что ухудшает структуру почвы и уменьшает впитывание.

На интенсивность впитывания влияют также микрорельеф, уклон, шероховатость поверхности склона, растительность и сельскохозяйственное использование земель.

Теория инфильтрации разрабатывалась многими авторами и на основе различных теоретических подходов разработан ряд математических моделей инфильтрации. Наиболее распространенные из них представляют процесс инфильтрации схемой, в основе которой лежит понятие о так называемой кривой инфильтрации — зависимости интенсивности впитывания от времени. Считается, что стокообразование имеет место только тогда, когда интенсивность дождя превышает интенсивность инфильтрации, соответствующую текущему значению по этой кривой.

Двучленная степенная функция времени, предложенная Г. А. Алексеевым, А. Н. Бефани и др.:

$$k_t = k_0 + \frac{A}{t^n}, \quad (9.14)$$

где k_t — интенсивность инфильтрации в момент t от начала процесса; k_0 — установившаяся интенсивность инфильтрации (при $t \rightarrow \infty$); A — параметр впитывания; n — показатель редукции впитывания. Параметр A зависит от индекса увлажнения почвы, $A = A_0 \exp(-mI_w)$, где I_w — индекс увлажнения; A_0 и m — параметры, зависящие от вида почв и поверхностей (m — квазиконстанта).

Двучленная показательная функция (Е. Г. Попов, К. П. Воскресенский и др.):

$$k_t = (k_n - k_0) e^{-ct}, \quad (9.15)$$

где k_n — начальная интенсивность инфильтрации при $t=0$; c — параметр редукции. Параметр k_n связан с почвенной влажностью или ее индексом I_w .

Формулы, выражающие интенсивность инфильтрации через количество инфильтрации за время t или количество дождя за то же время:

а) формула Литчи, Доуди и Бергмана:

$$k_t = k_0 + \frac{(W_t - W_0) k_0 H}{\Sigma k_t}, \quad (9.16)$$

где W_t — влажность почвы в момент t ; W_0 — то же в начале инфильтрации; Σk_t — суммарная инфильтрация за время t ; H — капиллярный напор;

б) двучленная функция осадков

$$k_t = k_0 + \frac{A_x}{x_t^u}, \quad (9.17)$$

где x_t — слой накопления осадков к моменту t ; A_x и u — параметры.

Приведенные формулы выражают инфильтрационную способность почвы, т. е. дают интенсивность инфильтрации, полностью обеспеченную водоподачей. Ю. Б. Виноградов считает, что такая схема имеет смысл только в условиях полного затопления почвы водой. В случае же лимитированного и прерывистого поступления дождевой воды, как это обычно и имеет место в природных условиях, процесс инфильтрации утрачивает свой убывающий тренд и приобретает два свойства: стационарность (после предварительного смачивания почвы, отображаемого слоем начальных потерь) и зависимость от интенсивности дождя I . Эта зависимость может быть выражена соотношением:

$$f = f_0^* [1 - \exp(-I/f_0^*)],$$

где f — интенсивность инфильтрации; f_0^* — инфильтрационный параметр, определяемый по экспериментальным данным. Этот подход, по-видимому, более правильно отражает процесс инфильтрации в природных условиях, однако для его применения требуется разработка методики определения слоя начальных потерь.

Практически удобнее использовать двучленную степенную функцию (9.14), по которой инфильтрационная кривая получается по данным о стоке от искусственных или естественных дождей. Опыт обобщения экспериментальных данных показал пригодность как степенной, так и показательной функции инфильтрации. Некоторого предпочтения (по Н. Ф. Бефани) заслуживает степенная функция, лучше описывающая начальные участки инфильтрационных кривых.

Суммарные потери на инфильтрацию $P_{ит}$ за время дождя T можно вычислить по формуле (9.14) или (9.15)

$$P_{ит} = \int_0^T k(t) dt. \quad (9.18)$$

Слой потерь на инфильтрацию в фазе склонового стока $P_{сп}$ кроме фильтрационных параметров зависит от продолжительности спада и площади затопления склонов стекающими водами, определение которой возможно при очень грубых допущениях. По ряду регионов приближенно принимают $P_{сп}$ постоянной. В степной и лесостепной зонах потери спада невелики и на практике их не учитывают, выражая общий слой потерь ($P_{ит} + P_{сп}$) по формуле (9.18).

Инфильтрационные потери в подстилающий относительный водоупор $P_{н}$ в выражении (9.11) могут быть оценены по формуле (9.14); применяют и упрощенные формулы:

$$P_T = k_0 T \text{ и } P_{сп} = \beta k_0 \tau_k,$$

где $\beta = 0,25$ и τ_k — продолжительность спада дренажного стока.

Таким образом, материалы экспериментальных исследований и теоретические схемы реализуются в виде некоторых эмпирических формул и различных моделей, отражающих основные физи-

ческие закономерности инфильтрации для определенной однородной почвы. Однако параметры формул и непосредственные экспериментальные исследования не могут отразить все многообразие природных условий, определяющих инфильтрацию: рельеф, ход

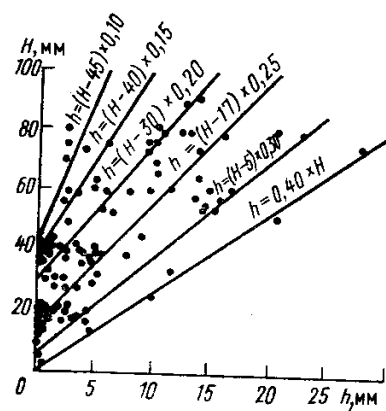


Рис. 9.5. Зависимость слоя дождевого стока (h) от слоя осадков (H)

интенсивности осадков, растительность, влажность почвогрунтов и т. п. Очень трудная задача — переход от точечных значений к расчетным интенсивностям осадков и инфильтрации для водосбора в целом, который может явиться источником грубых ошибок. Поэтому в практике расчетов более широко распространен другой способ определения слоя паводочного стока — через коэффициент стока. Этот способ более грубый, но дает устойчивые оценки, поскольку он опирается на многочисленные сетевые и специальные наблюдения за осадками и паводками в раз-

личных районах. Коэффициент стока α понимается в данном случае как отношение стока осадков H или только к стокообразующим осадкам $H - H_0$, где H_0 — слой начальных потерь, зависящий от предшествующего увлажнения. Слои стока определяются по гидрографам или расходам за паводок, а средний слой осадков — по картам изогет дождя или по измерениям в пунктах, расположенных на водосборе. Объемный коэффициент α и слой начальных потерь H_0 устанавливаются в результате графической обработки данных как параметры зависимости $h = \alpha(H - H_0)$ (рис. 9.5).

9.4. СКОРОСТИ И ВРЕМЯ ДОБЕГАНИЯ ДОЖДЕВЫХ ВОД ПО СКЛОНАМ

Такой способ представления слоя стока за паводок наиболее приемлем в объемных формулах максимального стока. В схемах расчета, опирающихся на определение максимальной интенсивности склонового стока, объемный коэффициент характеризует потери очень приближенно: считается, что для фазы подъема паводка он завышен, а для фазы спада — занижен, в области максимальных значений — примерно равен среднему значению коэффициента стока.

В процессе стекания дождевой воды по склонам и по русловой сети бассейна неравномерный гребенчатый ход осадков трансформируется в более плавный гидрограф стока (рис. 9.6). Степень

трансформации определяется бассейновым временем добега единичных объемов воды, зависящим от скоростей склонового стока и руслового добега.

При определении максимальных расходов на малых водосборах большое значение приобретает время склонового добега, которое по величине может быть сопоставимо с временем руслового добега, а на очень малых водотоках даже превосходить последнее. Склоновый сток, как уже говорилось, может существовать в нескольких формах, в том числе и одновременно на одном склоне, может переходить из одной формы в другую в процессе движения воды по склону и под влиянием изменения интенсивности дождя.

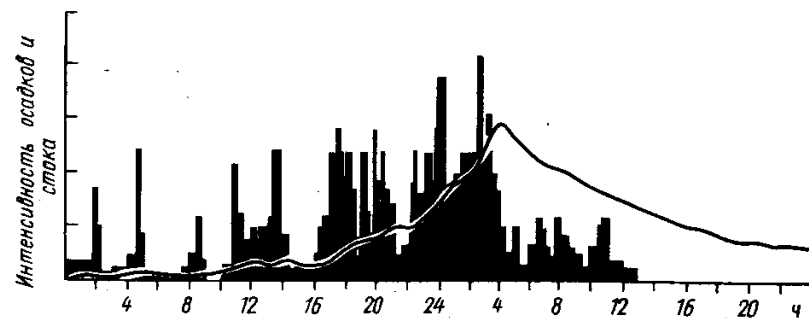


Рис. 9.6. Пример трансформации многопикового дождя в плавный паводок ($F = 0,56 \text{ км}^2$)

При изучении механизмов формирования дождевых паводков наибольшее внимание привлекал и лучше других изучен поверхностный склоновый сток ливневого типа («подвешенный»), более доступный для наблюдений, измерений и экспериментов. Поверхностное стекание со склонов происходит в большинстве случаев в виде отдельных ручейков, которые постоянно взаимодействуют между собой. Глубина и скорость их течения увеличиваются по мере удаления от водораздельной границы водосбора. На некотором сравнительно значительном удалении от водораздела эти ручейки, сливаясь друг с другом, образуют более крупные потоки воды, формирующие первичные морфологические образования на поверхности склонов (тальвеги, склоновые ложбины, лощины, овраги и пр.), которые уже начинают определять направление стока по склону. Математическое описание склонового стока в таком «ручейковом» виде очень затруднительно, поэтому в настоящее время применяют для этого модели, основанные на уравнениях, близких по своей структуре к уравнениям движения сплошного потока, при выводе которых делается ряд упрощающих допущений.

Характер стекания по поверхности склонов очень сложен, скорости стекания и добега по ручейковой сети и тальвежно-рус-

ловой сети склонов зависят от шероховатости, уклонов, хода интенсивности дождей, слоя стекающей воды и глубины наполнения ручьев, тальвегов и русел. Режим движения воды на склонах может быть ламинарным, турбулентным или переходным.

Существующие расчетные формулы продолжительности склонового добегаания воды $\tau_{ск}$ получены при следующих допущениях:

а) движение воды происходит в виде слоя, равномерно распределенного по поверхности склона, имеющего постоянную шероховатость;

б) водообразование рассматривается лишь как функция времени;

в) движение по склону подчиняется уравнениям динамического равновесия и неразрывности, которые могут быть выражены в виде формул:

$$v = mi_{ск}^{n_1} h^{n_2},$$

$$(n_2 + 1)v \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = a_{\tau}, \quad (9.19)$$

где v — скорость течения по склону, м/с; h — слой стекающей воды; $i_{ск}$ — уклон склона, ‰; m — коэффициент, характеризующий шероховатость склона; n_1 и n_2 — параметры, зависящие от режима течения; a_{τ} — интенсивность водоотдачи, мм/мин.

Совместное решение уравнений (9.19) позволяет получить формулу, выражающую продолжительность склонового добегаания в зависимости от максимального модуля притока со склонов и характеристик склона — средней длины l (м), уклона $i_{ск}$ и шероховатости склона m . Такие решения приводятся в работах Бефани, Алексеева, Чегодаева, Ростомова. При внешнем различии полученные этими авторами зависимости могут быть представлены единой формулой

$$\tau_{ск} = \frac{l^{n_3}}{mi_{ск}^{n_1} a_{\tau}^{n_2}} = \frac{l^{n_3}}{mi_{ск}^{n_1} (q_0/16,67)^{n_2}}. \quad (9.20)$$

Параметры формул n_1 , n_2 , n_3 и m , рекомендуемые разными авторами, довольно близки между собой, поэтому при одних и тех же характеристиках склона и максимальной интенсивности притока величины $\tau_{ск}$, вычисленные по формулам вида (9.20), отличаются незначительно. Это позволило рекомендовать формулу (9.20) в качестве расчетной в официальных нормах с едиными параметрами:

$$\tau_{ск} = \frac{l^{1/2}}{mi_{ск}^{1/4} a_{\tau}^{1/2}}. \quad (9.21)$$

При оценке времени добегаания поверхностного стока с равнинных склонов следует иметь в виду эффект временного задержа-

ния. При стекании по склону сначала вода преимущественно задерживается в депрессиях ниже порогов слива (безвозвратное изъятие), затем на фоне продолжающегося увеличения площади безвозвратного задержания более интенсивно растет временная аккумуляция в проточных микроемкостях. После заполнения бесточных емкостей наблюдается только временная аккумуляция, формирующая ручейковую сеть. Любому наполнению ручейковой сети отвечает определенный объем временного задержания и ручейковой аккумуляции.

Теоретические исследования показывают, что во многих бассейнах значительная часть времени стекания дождевых вод обуславливается продолжительностью истощения запасов воды, временно накапливающихся в неровностях бассейна. Отношение общего количества аккумулярованной на склоне воды W к скорости ее расходования Q имеет размерность времени и может служить характеристикой времени добегаания τ . Вычисленные по данным наблюдений величины этого отношения показывают, что они часто во много раз превышают продолжительность ручейкового стекания. Таким образом, поверхностное регулирование стока существенно замедляет стекание по склонам до первичной гидрографической сети. Поэтому при плоском рельефе необходим учет временного задержания на склонах, который приводит к дополнительной редукации максимальной ординаты гидрографа.

Как было уже отмечено, только на открытых склонах при глубоком залегании грунтовых вод все паводочные воды стекают по поверхности склонов. В большинстве регионов и повсеместно в горах правилом является существование двух волн добегаания — по поверхности и в почвогрунте. В горных бассейнах при прохождении высоких паводков наблюдаются обильные поверхностные потоки воды наряду с мощными выходами контактного стока у подножия склонов, а также «перемежающиеся» потоки, текущие по поверхности, а затем «проваливающиеся» в почвогрунты, а ниже по склону вновь выходящие на поверхность. Движение в почвогрунте происходит отдельными потоками в естественных дренах, жилах и других макропорах. Экспериментальное изучение скоростей добегаания контактных вод показала турбулентность их стока:

$$v_{к} = v_0 i^{0,5}, \quad (9.22)$$

где i — уклон склона; v_0 — скорость течения при $i=1$, зависящая от строения грунта.

Сопоставление скоростей поверхностного и дренажно-контактного стока показывает, что поверхностные скорости примерно в 10 раз больше. Коэффициенты фильтрации горизонтов мелких и неоднородных песков составляют около 10 м/сут, что на крутых склонах дает скорости на три порядка меньше поверхностных. Это показывает, что по режиму контактный сток несравненно ближе к поверхностному, чем к грунтовому.

Большая разница в скоростях добегаания склоновых поверхностных и подповерхностных вод усложняется поверхностной и почвенной временной аккумуляцией, различной для контактного и поверхностного подпертого стока. Поэтому модели максимального модуля склонового стока, отражающие тот или иной тип стекания, являются идеализацией, более или менее соответствующей природным процессам при преобладании этого типа над другими.

На равнинах с неоднородным рельефом, наличием болот и большим диапазоном глубин залегания грунтовых вод подпертый поверхностный сток преобладает на подтопляемых низменностях; он сопровождается подвешенным поверхностным на возвышенностях, подпертым внутрипочвенным в лесах и стоком болотных вод. Поэтому формула максимального модуля склонового стока здесь должна иметь многочленный вид:

$$q = f_{п.п} q_{п.п} + f_{п} q_{п} + f_{б} q_{б} + f_{в} q_{в},$$

где $q_{п.п}$, $q_{п}$, $q_{б}$, $q_{в}$ — соответственно синхронные частные модули поверхностного подпертого, подвешенного поверхностного, болотного и внутрипочвенного стока, а коэффициенты f — доли общей площади, охваченные каждым из перечисленных видов стока.

Для горных районов следует также принять общее выражение в виде суммы синхронных модулей притока разного происхождения:

$$q = f_{к} q_{к} + f_{к.н} q_{к.н} + f_{п} q_{п} + f_{п.п} q_{п.п}, \text{ где } q_{к}, q_{к.н}, q_{п} \text{ и } q_{п.п} —$$

соответственно модули стока контактного безнапорного контактного напорного, поверхностного подвешенного и подповерхностного подпертого. В разных горных странах в зависимости от конкретных условий стокообразования та или иная форма стока может стать преобладающей или образовать иную комбинацию форм.

Аналогично изохронам поверхностного склонового стекания можно представить систему склоновых изохрон для подповерхностного стока. Считая, что эти два вида стока не связаны, можно записать

$$q(t) = q_{п} + q_{под} = \int_0^t a_{t-\tau_{п}} \frac{\partial f}{\partial \tau_{п}} d\tau + \int_0^t \tilde{a}_{t-\tau_{под}} \frac{\partial f}{\partial \tau_{под}} d\tau, \quad (9.23)$$

где $q_{п}$ и $q_{под}$ — модуль поверхностного и подповерхностного стока; a_t и \tilde{a}_t — соответственно интенсивность поверхностного и подповерхностного водообразования; $\partial f / \partial \tau_{п}$ — функция поверхностного добегаания; $\partial f / \partial \tau_{под}$ — функция подповерхностного добегаания. Продолжая детализацию видов склонового стекания, можно отдельными интегралами выразить каждый вид стока (поверхностного и подповерхностного), однако такое построение — не более чем условная схема, помогающая лишь наглядно иллюстрировать принцип суммирования элементарных объемов воды, одновремен-

но добегающих до замыкающего створа. Вообще схема изохрон отражает динамику притока со склонов не полностью, поскольку для поверхностного стекания существенным фактором является временная поверхностная аккумуляция на склоне, для подповерхностных видов — регулирование подземными емкостями, поверхностный подпертый сток сдвинут во времени по отношению к поверхностному подвешенному и т. д.

Из сказанного следует, что склоновый сток в целом с помощью метода изохрон отображается очень приближенно, особенно при его сложном и неоднородном генезисе, характерном, в частности, для лесной зоны. Поэтому расчетные схемы, основанные на схеме изохрон или генетической формуле, необходимо привязывать к имеющемуся материалу гидрометрических наблюдений.

9.5. СКОРОСТИ ДОБЕГАНИЯ ПО РУСЛОВОЙ СЕТИ И ОБЩАЯ СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОГРАФА ПАВОДКА

Наибольшая трудность при определении скорости руслового добегаания относится к случаям расчета максимальных расходов при отсутствии наблюдений и полевых исследований. При проведении полевого обследования водосбора с определением уклонов и глубин потока по меткам глубоких вод и визуальным определениям шероховатости значение скоростей течения можно вычислить по формулам Шези — Маннинга или Шези — Павловского:

$$v = \frac{1}{n} h_{ср}^{2/3} i^{1/2} \text{ или } v = \frac{1}{n} h_{ср}^y \sqrt{h_{ср} i}, \quad (9.24)$$

где $h_{ср}$ — средняя глубина живого сечения потока, м; i — средний уклон в долях единицы; $1/n$ — обратное значение коэффициента шероховатости по шкале Срибного; y — показатель степени, зависящий от $1/n$ и $h_{ср}$, приближенно принимаемый при $h_{ср} < 1$ равным $1,5\sqrt{n}$ и при $h_{ср} > 1$ равным $1,3\sqrt{n}$.

Однако для расчета максимального расхода требуется не скорость течения v , а скорость добегаания воды паводка u . Соотношение между v и u носит сложный характер, чисто теоретический анализ довольно затруднителен, имея в виду изменение формы сечения, шероховатости и уклона для большого участка реки и неполноту данных, неопределенность выбора коэффициента шероховатости. Правильное соотношение между u и v можно получить лишь при сравнении средней скорости добегаания пиков паводков на участке и скорости течения, осредненной по длине участка. На основании фактических данных Р. А. Нежиховский построил кривую обеспеченности отношения u/v , по которой установлено, что эта величина может изменяться от 0,4 до 2,2, в среднем $(u/v) = 1,0$. Принимая во внимание, что любая река состоит из значительного числа разнородных в отношении морфометрии и гидравлики участков, допустимо принять в целом для реки скорость добегаания u и среднюю скорость течения v практически одинаковыми.

Для расчета скоростей добегаания на неизученных реках разработано и предложено множество методов, и это обилие предложений в конечном счете связано с ограниченностью данных о средней скорости течения по длине реки. Большинство существующих эмпирических или полуэмпирических формул увязывает скорость добегаания с расходом в замыкающем створе и средневзвешенным или средним уклоном реки i

$$v = a Q^\alpha i^\beta \quad (9.25)$$

При этом в части способов скорость добегаания определяется обратным путем, исходя из расчетной схемы максимального расхода, в других основой для определения параметра a служат фактические скорости перемещения гребней паводков на сравнительно бесприточных участках рек. Параметры α и β зависят от характера схематизации поперечного сечения реки. Наибольшее распространение получила из этой группы формула Г. А. Алексева:

$$v = a_{\text{ср}} Q_{\text{макс}}^{0,25} i_{\text{ср-взв.}}^{0,33} \quad (9.26)$$

где $a_{\text{ср}} = 0,15 (1/20n)^{0,75}$, в среднем $a_{\text{ср}} \approx 0,15$.

Н. В. Лалыкин определил скорости перемещения пиков паводков и половодий по большому числу рек СССР и в результате обобщения обширного материала получил следующую формулу для u :

$$u = 14,7 \left(\frac{10^6}{F} \right)^{0,1} \alpha \sqrt[3]{Qi}, \quad (9.27)$$

где F — площадь бассейна до замыкающего створа; i — уклон, ‰; Q — максимальный расход в замыкающем створе; α — эмпирический коэффициент, который колеблется от 0,4 для крупных рек до 1,1—1,4 для небольших беспойменных рек. Я. А. Мольчак показал, что уравнение (9.27) может быть преобразовано в $u = a Q^{0,28} i^{0,33}$.

В современной нормативной методике расчета максимальных дождевых расходов малых рек по формуле предельной интенсивности за основу принята формула Г. А. Алексева (9.26).

Поступление воды в гидрографическую сеть и движение водных масс по речным руслам составляет завершающую стадию формирования стока. Вернемся к генетической формуле стока (8.15), записав ее в виде выражения для модуля стока в замыкающем створе:

$$q_t = \int_0^t q_{\text{ск}, t-\tau_p} \frac{\partial f}{\partial \tau_p} d\tau_p \quad (9.28)$$

где f — площадь водосбора в долях от единицы. Выражение $\partial f / \partial \tau$ является характеристикой бассейна, определяемой только его формой и положением изохрон. Поскольку согласно основно-

му допущению метода изохрон последние являются неподвижными, эта характеристика одинакова для всех паводков и будет выражать собой в обобщенном виде преобразование русловой сети бассейна склонового притока в русловой сток в замыкающем створе. Это выражение называют кривой добегаания или функцией влияния $p(\tau)$ русловой сети. Обозначим $q_t = x_{\text{вых}}(t)$ и $q_{\text{ск}, t-\tau_p} = x_{\text{вх}}(t-\tau)$, тогда (9.28) можно переписать:

$$x_{\text{вых}}(t) = \int_0^t x_{\text{вх}}(t-\tau) p(\tau) d\tau \quad (9.29)$$

Это выражение носит в математике название интеграла Дюамеля. Преобразуем (9.29) подстановкой $\theta = t - \tau$: $x_{\text{вых}}(t) = \int_t^0 x_{\text{вх}}(\theta) p(t-\theta) d\theta$ и заменим обозначение переменной интегрирования θ на t , что не изменяет величины интеграла:

$$x_{\text{вых}}(t) = \int_0^t x_{\text{вх}}(\tau) p(t-\tau) d\tau \quad (9.30)$$

который отличается от (9.29) только порядком суммирования. Интеграл Дюамеля, где $x_{\text{вх}}(t)$ — входная, а $x_{\text{вых}}(t)$ — выходная функция, является при нулевых начальных условиях $x_{\text{вх}}(0) = x_{\text{вых}}(0) = 0$ решением обыкновенного линейного дифференциального уравнения с постоянными коэффициентами

$$a_0 \frac{d^n x_{\text{вых}}}{dt^n} + a_1 \frac{d^{n-1} x_{\text{вых}}}{dt^{n-1}} + \dots + a_n x_{\text{вых}} = x_{\text{вх}} \quad (9.31)$$

Иначе говоря, интеграл Дюамеля описывает общую линейную зависимость между входной и выходной функцией при нулевых начальных условиях. Интеграл Дюамеля является исходным математическим выражением для моделирования гидрографов паводков по графику поступления воды на водосбор, рассматриваемому как входная функция $x_{\text{вх}}(t)$. Задача сводится, по существу, к установлению функции влияния $p(\tau)$. Если решать задачу последовательно, то требуется вначале трансформировать график водоподдачи на поверхность склонов $a(t)$ в гидрограф склонового стока $q_{\text{ск}}(t)$, а затем по формуле (9.28) трансформировать последний в русловой сток в замыкающем створе. Однако такой путь является затруднительным, если вспомнить все те условия, к которым приходится прибегать при расчете склонового стока (в частности, при его многослойной структуре, поверхностном и подповерхностном временном задержании и т. п.). Непосредственное измерение склонового стока с тем, чтобы его можно было рассматривать как выходную функцию при подборе, $p(\tau)$ возможно только в порядке исключения в экспериментальных условиях. Поэтому в практике гидрологических расчетов и прогнозов получил

развитие другой подход к моделированию гидрографов паводков, заключающийся в рассмотрении бассейна как системы с неизменяемыми параметрами, для определения которых используются наблюдения на входе и выходе системы. На входе мы имеем график водопоступления $a(t)$ (осадки минус потери), на выходе — гидрограф в замыкающем створе, а интеграл Дюамеля можно рассматривать как простейший оператор, преобразующий входную в выходную функцию

$$Q(t) = \int_0^t a(t-\tau) p(\tau) d\tau. \quad (9.32)$$

В такой постановке задачи решение возможно несколькими методами: изохрон («бассейновых»), аппроксимирующей функции и методом единичного гидрографа.

В методе изохрон практически кривая $\partial F/\partial \tau$ устанавливается наведением на карте русловой сети бассейна линий равного добега до замыкающего створа, т. е. изохрон. Если каждую межизохронную площадь выразить в долях от общей площади бассейна и данные нанести на график в осях τ и $\Delta F/F$, то получится так называемая ареограмма бассейна. Сглаженная ареографическая кривая и принимается в методе изохрон за кривую времени добега. Такой прием, вытекающий из формулы (9.32), предполагает, что можно не учитывать склоновую трансформацию, считая, что образующаяся на склоне вода сбрасывается в русла мгновенно. Такое допущение более или менее приемлемо для сравнительно больших бассейнов, когда можно назначить шаг изохрон $\Delta \tau$ достаточно широким, таким, чтобы $\tau_{ск} < \Delta \tau$. В некоторых случаях прибегают к построению двойной системы изохрон — для русловой сети и для склонов. Вычисление гидрографа стока в этом случае состоит в том, что эффективные осадки (разница осадки минус потери) вначале преобразуются в склоновый сток, а полученный гидрограф склонового притока — в русловой сток.

К недостаткам метода изохрон относится также неучет руслопойменного водообмена ϵ_b , который выражает аккумуляцию воды в пойме на подъеме паводка и отдачу этой воды на спаде; функция ϵ_b определяется соотношением ширины поймы и русла. Учет в методе изохрон регулирующего влияния русловой емкости и связанного с этим явления расплывания паводочной волны в расчетах максимального дождевого стока довольно сложен и производится в порядке уточнения кривой добега путем подгонки ее ординат к наблюдаемому гидрографу.

Подбор кривой времени добега для бассейна реки из условия наилучшей сходимости рассчитанного и наблюдаемого гидрографа осуществляется на практике довольно часто. Принцип подбора, каким бы он путем не реализовался, основывается на представлении о бассейне реки как о некоей динамической системе с неизвестными параметрами. Посредством подбора в неявном виде компенсируются все погрешности принятой модели, в данном

случае так называемой генетической формулы в виде (9.32). Подбор кривой добега и обобщение результатов этого подбора по многим бассейнам облегчаются, если кривая записывается в виде некоторой функции. На этот счет есть множество предложений. Наиболее удобной является функция гамма-распределения, называемая также кривой добега Калинина и Милюкова:

$$p(\tau) = \frac{1}{\tau_L (n-1)!} \left(\frac{\tau}{\tau_L} \right)^{n-1} \exp(-\tau/\tau_L), \quad (9.33)$$

где τ_L и n — параметры, определяемые путем подбора при наличии наблюдений за входными и выходными функциями.

Метод единичного гидрографа является способом приближенного установления функции влияния по эмпирическим данным, широко применяется для прогнозов и расчетов дождевых паводков за рубежом. Этот метод достаточно подробно изложен в переводной и отечественной литературе (М. Рош, Де Уист, Н. Ф. Бефани и др.), имеет многочисленные модификации и разновидности; здесь мы рассмотрим принципиальную сторону в более привычной терминологии, связанной с методом изохрон.

Представим бассейн с одинаковыми условиями формирования стока и системой изохрон, проведенных через Δt единиц времени; максимальное время добега воды от наиболее удаленной точки до замыкающего створа τ . Пусть на этот бассейн выпал однородный по территории ливень с продолжительностью водообразования $t_b < \Delta t$ и слоем водообразования (осадки минус потери) h мм.

Пользуясь системой изохрон, т. е. зная межизохронные площади $\Delta F_1, \Delta F_2, \dots, \Delta F_n$, можно вычислить средние за Δt расходы в замыкающем створе:

$$Q_1 = k_{разм} h \Delta F_1, Q_2 = k_{разм} h \Delta F_2, \dots, Q_i = k_{разм} h \Delta F_i, \dots, Q_n = k_{разм} h \Delta F_n.$$

Разделим левую и правую части $Q_i = k_{разм} h \Delta F_i$ на $k_{разм} h F$:

$$\frac{Q(t)}{k_{разм} h F} = \frac{Q(t)}{\Sigma Q(t)} = \frac{\Delta F(t)}{F} = \varphi(t), \quad (9.34)$$

где $\varphi(t)$ представляет собой график распределения межизохронных площадей в относительных единицах, построенный с дискретностью Δt . При $\Delta t \rightarrow 0$ ступенчатый график $\varphi(t)$ стремится к непрерывной функции добега $\partial f/\partial \tau$. Следовательно, эмпирически установленный график $\varphi(t)$ будет отличаться от кривой добега стока $\partial f/\partial \tau$ для условий конкретного паводка только деталями внутри расчетного интервала времени Δt . Чем короче расчетный интервал Δt , тем точнее эмпирическая кривая $\varphi(t)$, называемая единичным паводком, отражает кривую добега.

Для удовлетворительного установления кривой $\varphi(t)$ расчетный интервал Δt принимают примерно 1/4—1/5 продолжительности подъема паводка. Практически это устанавливается на основании сравнения продолжительности ливней T и вызванных ими павод-

ков; если при некотором T_0 ливни с продолжительностью $T < T_0$ дают паводки примерно одинаковой продолжительности, за расчетное время принимается $\Delta t \leq T_0$, например $\Delta t = 1$ ч.

Если имеется единичный гидрограф $\varphi(t)$, построенный, например, для продолжительности ливня 1 ч (реально это может быть сделано по любому паводку, вызванному ливнем продолжительностью не более 1 ч), а требуется рассчитать гидрограф от ливня $t_n = 2$ ч, то последний делится на два часовых отрезка со слоями водоотдачи h_1 и h_2 и строится два единичных гидрографа для двух «порций» ливня, проходящих со сдвижкой 1 ч. Для каждого слоя вычисляется $\Sigma Q_i = k_{разм} h_i F$, которую обозначим ω_i , ординаты φ перемножаются на ω_1 и ω_2 (рис. 9.7) и суммируются за одинаковые часы от начала паводка:

$$Q(t=1) = \omega_1 \varphi_1; \quad Q(t=2) = \omega_1 \varphi_2 + \omega_2 \varphi_1; \quad \dots, \quad Q(t) = \omega_1 \varphi_t + \omega_2 \varphi_{t-1}, \dots \quad (9.35)$$

Теперь представим, что ливень состоит из четырех «порций» дождя часовой продолжительности. Тогда

$$\begin{aligned} Q_1 &= \omega_1 \varphi_1 \\ Q_2 &= \omega_1 \varphi_2 + \omega_2 \varphi_1 \\ Q_3 &= \omega_1 \varphi_3 + \omega_2 \varphi_2 + \omega_3 \varphi_1 \\ Q_4 &= \omega_1 \varphi_4 + \omega_2 \varphi_3 + \omega_3 \varphi_2 + \omega_4 \varphi_1 \\ Q_5 &= \omega_1 \varphi_5 + \omega_2 \varphi_4 + \omega_3 \varphi_3 + \omega_4 \varphi_2 \\ &\dots \end{aligned} \quad (9.36)$$

Нет смысла продолжать далее, поскольку совершенно очевидно, что мы получаем вычислительную схему, аналогичную схеме изохрон:

$$Q_t = \sum_{k=1}^{k=t} \omega_k \varphi_{t-k+1} = \sum_{k=1}^{k=t} \varphi_k \omega_{t-k+1}$$

Принципиальная разница между схемой изохрон и методом единичного паводка состоит не в способе представления результатов, а в способе получения графика межизохронных площадей («функции влияния» и «функции добегания»).

Сопоставляя методы изохрон и единичного гидрографа, отметим, что если дождь равномерно распределен по площади, кривая добегания идентична единичному гидрографу. При наличии аккумуляции единичный гидрограф эмпирически отображает трансформацию притока под влиянием не только добегания, но и аккумуляции. Вообще достоинство метода единичного гидрографа состоит в том, что установленная с его помощью кривая добегания в неявном виде отражает все главнейшие особенности процесса формирования стока в бассейне, в том числе на склонах и в первичной гидрографической сети.

Эффективность метода единичного гидрографа зависит от того, насколько стабильна функция $\varphi(t)$ как для изолированного дождя с продолжительностью, равной расчетному интервалу, так и внутримождевых осадков той же длительности. Опыт применения метода показывает, что единичные паводки, сформированные большими и интенсивными ливнями, имеют более устойчивую форму,

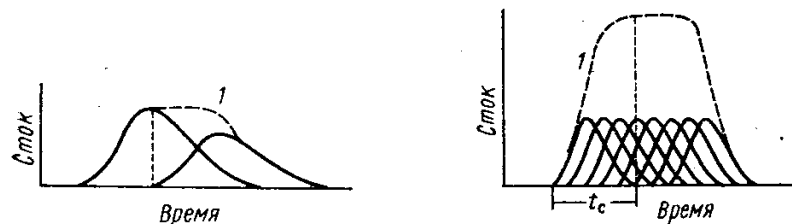


Рис. 9.7. Сопоставление гидрографа паводка по элементарным гидрографам:

1 — результирующий гидрограф

чем паводки, обусловленные небольшими осадками. Чем меньше длительность выпадения «единичных» осадков по сравнению с общей продолжительностью паводка, тем более устойчива форма единичного гидрографа от паводка к паводку. Главное, что определяет устойчивость формы единичного гидрографа, — это равномерное орошение осадками поверхности бассейна, поэтому обычно имеют в виду некоторую верхнюю границу применения метода (в равнинных условиях до 2—5 тыс. км²).

Поскольку распределение осадков во времени и пространстве меняется от паводка к паводку, соответственно разными получаются и единичные гидрографы для разных конкретных паводков. Поэтому функцию $\varphi(t)$ устанавливают в результате осреднения ее путем совмещения по максимальной ординате по 3—5 изолированным паводкам; среднюю продолжительность получают по 5—6 паводкам. Осредненный график $\varphi(t)$, кроме того, иногда сглаживают, чтобы задать его аналитической функцией. Практическое применение метода единичного гидрографа основано на предположении, что каждая порция избыточных осадков (по продолжительности не превышающая расчетный интервал Δt) преобразуется в сток в соответствии с одним и тем же принятым графиком $\varphi(t)$.

9.6. ПРАКТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ РАСЧЕТА МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ ПРИ ОТСУТСТВИИ МАТЕРИАЛОВ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Расчетные формулы для определения максимальных расходов дождевых паводков при отсутствии материалов гидрометрических наблюдений многочисленны и разнообразны как по теоретическим принципам, положенным в их основу, так и по характеру исполь-

зуемых данных. Эти формулы могут быть разделены на 3 основные группы:

1) эмпирические формулы редукционного типа, учитывающие в явной форме редукцию максимальных модулей стока в зависимости от площади водосбора;

2) объемные формулы, выражающие максимальный расход через другие элементы гидрографа (слой, продолжительность и коэффициент формы);

3) формулы предельной интенсивности, вытекающие из схемы изохрон и основанные на редукции максимальной средней интенсивности водоотдачи.

Наиболее распространены редукционные формулы, отражающие факт снижения максимальных модулей стока с увеличением площади водосбора в явном виде:

$$Q_p = q_p F = \frac{B_p}{(F + b)^n} \delta. \quad (9.37)$$

Параметры формул типа (9.37) получаются в результате построения зависимости максимального модуля стока от площади водосбора на двухосной логарифмической клетчатке, на которых они трансформируются в прямолинейные:

$$\lg q_p = \lg B_p - n \lg (F + b). \quad (9.37a)$$

При большом разбросе точек на графике (9.37a) зависимость может быть дифференцирована либо по районам со сходными физико-географическими условиями формирования стока, либо по величине ведущего фактора. Чаще всего ограничиваются дифференциацией параметра n по сравнительно большим районам. Параметр B_p , представляющий собой в записи (9.37) максимальный модуль стока с «элементарного» водосбора ($F \rightarrow 0$), картографируется в виде изолиний по величинам, полученным с помощью обратного пересчета по (9.37) для бассейнов, имеющих ряд наблюдений. В формуле (9.37) величина δ означает коэффициент понижения за счет озер, болот и др., который в разных эмпирических формулах может определяться неодинаково. Параметр b позволяет учитывать снижение редукции в зоне малых площадей водосборов ($b \geq 1$). Достоинство редукционной схемы заключается в простоте, контролируемости погрешностей, что является следствием привязки параметров к гидрометрическим данным, и отсутствия вероятностных проблем, которые возникают из-за композиционного эффекта при применении более сложных формул.

Недостатком редукционной схемы является ограничение области ее применения в диапазоне малых площадей водосборов. Объяснение этому можно получить в генетической формуле стока: при малых площадях водосбора более значительную роль в снижении максимальных расходов играет склоновая трансформация стока, а для больших водосборов — в русловой сети. Границу между «большими» и «малыми» водосборами в этом смысле мож-

но установить только эмпирически, условно приняв некоторое значение критической площади $F_{кр}$, ниже которой применение региональной зависимости (9.37a) становится неэффективным из-за большого разброса точек на графике вида $\lg q_p = f[\lg (F + 1)]$.

Объемные формулы в общем виде рассматривались в разд. 8.4. Из объемных формул для максимумов дождевых паводков наиболее известна и долго применялась формула Д. Л. Соколовского (1943). Д. Л. Соколовский выразил продолжительность паводка T через время подъема t_n , обозначив γ отношение $t_{сп}/t_n$, откуда $T = t_n(1 + \gamma)$, $t_{сп}$ — время спада, отношение $K_\phi / (1 + \gamma) = f$ назовем коэффициентом формы по Соколовскому. Поэтому обычно записываемую объемную формулу в виде (8.19) можно переписать:

$$Q_p = k_{разм} \frac{h_p F}{t_n} f.$$

При t_n в часах, h_p (мм) коэффициент размерности $k_{разм} = 0,28$. Слой стока выражается с помощью линейных зависимостей (рис. 9.5) от слоя осадков H за расчетный интервал времени: $h_p = \alpha(H_T - H_0)$, где H_0 — слой осадков, идущих на первоначальное увлажнение. Учитывается также снижающее влияние озер через коэффициент δ_1 и лесов и болот через коэффициент δ_2 . Формула Д. Л. Соколовского:

$$Q_p = \frac{0,28\alpha(H_T - H_0)}{t_n} f \delta_1 \delta_2 F.$$

Продолжительность времени подъема t_n вычисляется через продолжительность руслового добегания τ_p : $t_n = k_n \tau_p$, где k_n — эмпирический коэффициент, $k_n \geq 1,0$. Слой осадков H_T может быть определен по кривым редукции; интервал T , за который вычисляются осадки, принимается в зависимости от времени руслового добегания τ_p . Для малых бассейнов с $\tau_p < 10-15$ ч $T = \tau_p$, для больших с τ_p от 15 до 48 ч $T = 24$ ч и $\tau_p > 48$ ч $T = 36$ ч. Коэффициенты стока α и слой начального увлажнения H_0 районированы. Коэффициент формы f вычисляется, исходя из параболической схематизации гидрографа и типизированного соотношения γ .

Формула предельной интенсивности является самым широко применяемым методом расчета максимального расхода для малых водосборов. Эта формула может быть получена из схемы изохрон в виде

$$q_p = 16,67 \bar{a}_{\tau_0, p}. \quad (9.38)$$

Здесь \bar{a}_{τ_0} — максимальная интенсивность водоотдачи за время добегания воды по склонам и русловой сети. Если представить \bar{a}_{τ_0} как произведение максимальной интенсивности дождя $\bar{I}_{\max, \tau, p}$ на коэффициент стока ϕ и учесть регулирующее влияние

поверхности бассейна через коэффициент δ , то (9.38) можно записать как

$$Q_p = 16,67 \varphi \bar{I}_{\max, \tau, P} F \delta. \quad (9.39)$$

Мы уже обсуждали сложность отдельного учета склоновой и русловой трансформации в реальных условиях малоизученных и неизученных бассейнов. Поэтому в формуле предельной интенсивности учитывается трансформация интенсивности водообразования бассейном «в целом». Коэффициент стока φ понимается здесь как отношение слоя стока за паводок к слою осадков за расчетную продолжительность дождя τ_6 .

Расчетное время добегания определяется разными способами. Одним из самых распространенных является способ определения через русловое время добегания τ_p с помощью эмпирического коэффициента, учитывающего факт $\tau_6 > \tau_p$:

$$\tau_6 = k \tau_p, \quad k \geq 1,0. \quad (9.40)$$

Другой способ состоит в непосредственном учете времени склонового добегания

$$\tau_6 = \tau_p + \tau_{ск}. \quad (9.41)$$

Разновидностью этого способа является формула вида

$$\tau_6 = a \tau_p^b + \tau_{ск}, \quad (9.42)$$

где a и b — эмпирические параметры, учитывающие косвенно факторы бассейнового регулирования (аккумуляция воды в пойме, склоновое задержание и пр.).

Применение формул предельной интенсивности в расчетной практике СССР имеет большую историю начиная с метода М. М. Протодяконова, введенного как нормативный для транспортного строительства в 1931 г. Позднее это направление развивалось Н. Н. Чегодаевым и Е. В. Болдаковым. Непосредственным предшественником современных нормативных методов расчета максимальных расходов дождевых вод малых рек был метод Г. А. Алексева (1963, 1966), широко применявшийся в 60-е годы и получивший детальное освещение по многим регионам в связи с составлением справочника «Ресурсы поверхностных вод СССР». В основу расчетной схемы положена формула предельной интенсивности в следующей записи:

$$Q_p = q_p F = 16,67 r \varphi H_p \bar{\psi}(\tau_6) F, \quad (9.43)$$

в которой по сравнению с более общим видом (9.39) величина максимальной средней интенсивности дождя заданной обеспеченности выражена как $\bar{I}_{\max, \tau, P} = H_p \bar{\psi}(\tau)$ в соответствии с методом ГГИ 1963 г. Коэффициент понижения r учитывает регулирующее влияние озер, прудов и водохранилищ. Принципиальным моментом формулы Г. А. Алексева является понятие о сборном коэф-

фициенте $\varphi = \varphi_1 \varphi_2$, суммарно отражающем, по замыслу автора, коэффициент стока φ_1 от наибольшего слоя осадков $H_p = \bar{I}_p \tau$ за расчетную продолжительность дождя τ_6 ; коэффициент φ_2 , учитывающий редуцирование интенсивности осадков по площади бассейна, и φ_2 — коэффициент, зависящий от регулирующего влияния бассейна (склонов и русловой сети). Расчетное время добегания понимается как бассейновое время добегания $\tau_6 > \tau_p$ и определяется с помощью региональных зависимостей вида $\tau_6 = k \tau_p$. При этом скорость руслового добегания вычисляется по упрощенной формуле Шези-Маннинга в редакции (9.26). Сборный коэффициент φ определяется для каждого бассейна, имеющего ряд наблюдений, обратным вычислением:

$$\varphi = \frac{Q_p}{16,67 r H_p \bar{\psi}(\tau_6) F}. \quad (9.43a)$$

По совокупности подобных вычислений φ производится его географическое обобщение (районирование).

Таким образом, для создания региональной методики надо получить зависимость $\tau_6 = f(\tau_p)$ и произвести районирование сборного коэффициента φ .

Положительной стороной метода Г. А. Алексева является привязка вычисленных по модели величин $Q_p^{(выч)}$ к определяемым по фактическим данным $Q_p^{(факт)}$ с помощью сборного коэффициента φ . Недостатком метода является нечеткость в определении критической площади бассейна, до которой можно применять формулу (9.43), и, следовательно, неясность в вопросе, какие бассейны можно брать при вычислении φ по фактическим данным по (9.43a). Это очень важно, поскольку формула предельной интенсивности правомерна для малых водосборов, для которых заведомо $\tau < t_b$. Для больших бассейнов действует другая закономерность убывания модуля стока с ростом τ , в которой редуцирование интенсивности осадков не играет существенной роли. Поэтому определенный по (9.43) φ для большого бассейна отражает, кроме вкладываемого в него физического смысла, и несоответствие принятой модели реальному процессу образования паводка. Это несоответствие, очевидно, имеет место в любом случае, однако размеры его неодинаковы для бассейнов с большой и малой площадью водосбора.

В методе ГГИ 1970 г., включенном в СН 435-72, используется формула предельной интенсивности для водосборов с площадями менее 50—200 км². За основу принята формула предельной интенсивности в обычной редакции (9.38)—(9.39), привязанная к обеспеченности $P=1\%$:

$$q_{1\%} = 16,67 \varphi \bar{\psi}(\tau_6) H_{1\%}. \quad (9.44)$$

Переход к другим обеспеченностям, P производится с помощью коэффициента λ_p , районированного для территории СССР.

Содержательными элементами этой методики являются определение коэффициента стока и времени бассейнового добега τ_6 . Фактические данные показывают, что использование соотношения $\tau_6 = \tau_p + \tau_{ск}$ в формулах предельной интенсивности приводит к существенному преувеличению расчетных модулей стока из-за неучета явления бассейнового регулирования стока, поэтому в качестве расчетной принята зависимость

$$\tau_6 = 1,2\tau_p^{1,1} + \tau_{ск} \quad (9.45)$$

В (9.45) параметры установлены по материалам фактических наблюдений. Коэффициент стока φ в формуле (9.44) определяется как отношение равнообеспеченных значений водоотдачи $\bar{a}_{\max}(\tau_6)$, вычисленных для различных категорий почв, к водоотдаче для непроницаемой почвы.

Максимальная средняя водоотдача для различных категорий почв получена путем совмещения интегральных кривых хода дождя расчетной обеспеченности с кривыми впитывания для соответствующей категории почв по методике Н. Н. Чегодаева.

Коэффициенты стока φ дифференцированы по следующим признакам: категория почвогрунтов, точный слой осадков 1%-й обеспеченности и площадь водосбора.

В методе ГГИ 1970 г. существенно упрощены вычислительные процедуры с помощью введения некоторых условных величин, что позволяет избежать последовательных приближений по формуле (9.26).

Вернемся к формуле (9.21) и запишем максимальную среднюю интенсивность водоотдачи на склоне как $\bar{a}_{\max, \tau_{ск}, 1\%} = \varphi H_{1\%} \bar{\psi}(\tau_{ск})$, а

$$\tau_{ск} = \frac{\bar{l}^{1/2}}{m_{ск} i_{ск}^{1/4} (\varphi H_{1\%})^{1/2} [\bar{\psi}(\tau_{ск})]^{1/2}} \quad (9.46)$$

Откуда

$$\tau_{ск} \sqrt{\bar{\psi}(\tau_{ск})} = \frac{\bar{l}^{1/2}}{m_{ск} i_{ск}^{1/4} (\varphi H_{1\%})^{1/2}} = \Phi_{ск} \quad (9.47)$$

Величина $\Phi_{ск}$ называется гидроморфометрической характеристикой склона. Средняя длина склонов вычисляется по эмпирической формуле: $\bar{l} = 1/1,8\rho$, где ρ — густота гидрографической сети; за уклон склонов принимается средний уклон водосбора i_b (‰). По-

скольку $\Phi_{ск} = \tau_{ск} \sqrt{\bar{\psi}(\tau_{ск})}$, можно номографировать соотношение между $\tau_{ск}$ и $\Phi_{ск}$, задавая различные $\tau_{ск}$ при фиксированной кривой редукции $\bar{\psi}(\tau)$, а затем табулировать эту номограмму $\tau = \tau$ (номер кривой, $\Phi_{ск}$).

Подобный смысл имеет гидроморфометрическая характеристика русла Φ_p . Если записать скорость руслового добега v (м/мин) и упрощенную формулу Шези-Маннинга в редакции

Г. А. Алексеева (9.26) с учетом другой размерности характеристики шероховатости

$$v = m_p Q^{1/4} i_p^{1/3} = m_p i_p^{1/3} [16,67 \varphi H_{1\%} \bar{\psi}(\tau_6) F]^{1/4} \quad (9.48)$$

то

$$\tau_p = \frac{1000L}{m_p i_p^{1/3} F^{1/4} (\varphi H_{1\%})^{1/4} [16,67 \bar{\psi}(\tau_6)]^{1/4}} \quad (9.49)$$

$$\tau_p [16,67 \bar{\psi}(\tau_6)]^{1/4} = \frac{1000L}{m_p i_p^{1/3} F^{1/4} (\varphi H_{1\%})^{1/4}} = \Phi_p \quad (9.50)$$

Введем обозначение:

$$A_{1\%} = \frac{q_{1\%}}{\varphi H_{1\%}} = 16,67 \bar{\psi}(\tau_6) \quad (9.51)$$

(см. формулу (9.44)). Вернемся к формуле (9.45) и преобразуем ее таким образом:

$$\tau_p = \left(\frac{\tau_6 - \tau_{ск}}{1,2} \right)^{0,91} \quad (9.45a)$$

Имея соотношения (9.50), (9.51) и (9.45a), можно получить номограмму, связывающую $A_{1\%}$, Φ_p и $\tau_{ск}$ для зафиксированной кривой редукции $\bar{\psi}(\tau)$. Для этого надо задаться некоторым $\tau_{ск}$ (например, $\tau_{ск} = 30$ мин) и рядом значений τ_6 (например, 5, 10, 20, ..., 1440). При зафиксированном $\tau_{ск}$ вычисляется для каждого τ_6 : $A_{1\%} = 16,67 \bar{\psi}(\tau_6)$, τ_p по (9.45a) и $\Phi_p = \tau_p [16,67 \bar{\psi}(\tau_6)]^{1/4}$ по (9.50).

Затем задается другое $\tau_{ск}$ и процесс повторяется. В результате можно получить номограмму, связываемую $A_{1\%}$, Φ_p и $\tau_{ск}$, т. е. $A_{1\%} = A(\Phi_p, \tau_{ск})$ для зафиксированной кривой редукции осадков. Сводная зависимость, охватывающая все районы кривых редукции $\bar{\psi}(\tau)$, представлена в табличном виде $A_{1\%} = f$ (номер района, Φ_p , $\tau_{ск}$). Вычисление производится по рабочей формуле

$$Q_{\max, p} = q_p F = A_{1\%} \varphi H_{1\%} \delta \lambda_p F \quad (9.52)$$

Сначала определяется $\varphi H_{1\%}$, затем $\Phi_{ск}$ и Φ_p . По номеру района $\bar{\psi}(\tau)$ и $\Phi_{ск}$ можно определить $\tau_{ск}$. По Φ_p , $\tau_{ск}$ и номеру кривой определяется $A_{1\%}$. Затем вычисляется $q_{1\%} = A_{1\%} \varphi H_{1\%} \delta$ и с помощью коэффициента λ_p — расход требуемой обеспеченности.

9.7. РАСЧЕТ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ ПО СНиП 2.01.14-83

В действующих нормах предусмотрен расчет по формуле предельной интенсивности для малых бассейнов: в тундровой и лесной зонах с площадью водосбора менее 50 км², в прочих районах — менее 100 км² (кроме Крыма, где в качестве критической приня-

та площадь 200 км²). Формула предельной интенсивности стока принята в редакции:

$$Q_P = 16,67\bar{\psi}(\tau_6) \varphi N_{1\%} \delta \lambda_P F, \quad (9.53)$$

где φ — сборный коэффициент стока, определяемый на основании фактических данных по малым рекам обратным вычислением:

$$\varphi = \frac{q_{1\%}}{16,67\bar{\psi}(\tau_6) N_{1\%}}. \quad (9.54)$$

Определение φ указанным способом является единственным принципиальным отличием методики СНиП от метода ГГИ 1970 г.: если в последнем φ выполнял роль коэффициента стока, то в СНиП принимает на себя также функции привязки вычисленных по принятой модели величин модуля стока к фактическим данным.

Основными исходными данными при разработке рекомендаций по определению сборного параметра φ явились материалы гидрометрических наблюдений на гидрологически изученных реках с площадями водосборов менее 500 км². Порядок обработки материалов был принят следующим:

1) по однородным в гидрологическом отношении районам строилась зависимость $q_{1\%} = f(F)$ и по этой зависимости модули стока 1%-й обеспеченности приводились к стандартной площади $F = 10$ км²;

2) по каждому однородному району строилась зависимость $\tau_p = f(F)$ и определялись значения τ_p (мин), соответствующие площади $F = 10$ км²; определялось среднее время склонового добега $\tau_{ск}$ и рассчитывалось бассейновое время добега τ_6 по (9.45);

3) по кривым редукции осадков определялись значения $16,67\bar{\psi}(\tau_6)$, представляющие собой согласно (9.51) максимальный модуль стока с условной площади водосбора $F = 10$ км², выраженной в долях от произведения $\varphi N_{1\%}$;

4) для каждого рассматриваемого водосбора определены $N_{1\%}$ и рассчитаны значения φ_{10} :

$$\varphi_{10} = \frac{q'_{1\%}}{16,67\bar{\psi}(\tau_6) N_{1\%}}, \quad (9.55)$$

где $q'_{1\%}$ — модуль стока, приведенный к площади $F = 10$ км².

Проведенные исследования зависимости φ_{10} от уклона водосбора, а также от типов почв и их механического состава показали, что учет этих факторов крайне необходим. При этом было выявлено, что значения сборных коэффициентов φ_{10} для одних и тех же почвогрунтов в разных природных зонах существенно различны. Основой для обобщения материалов явились зависимости φ_{10} от среднего уклона водосбора $i_{в\%}$. В окончательном виде:

расчетная формула принята в виде

$$\varphi = \frac{c_2}{(F+1)^{n_2}} \varphi_0 \left(\frac{i_{в}}{50} \right)^{n_2}. \quad (9.56)$$

Параметр φ_0 представляет собой сборный коэффициент стока для стандартного водосбора с площадью $F = 10$ км² и средним уклоном $i_{в} = 50\%$ в данной природной зоне, имеющего определенный тип почв и их механический состав; c_2 — эмпирический коэффициент, для лесной и лесотундровой зон принимается равным 1,2, а во всех остальных случаях — 1,3. Показатель n_2 для лесной и лесотундровой зон равен 0,07, для остальных зон — 0,11. При $i_{в} > 150\%$ коэффициент φ определяется по (9.56) как при $i_{в} = 150\%$ независимо от $i_{в}$.

Исследования, выполненные при разработке рекомендаций по определению φ в горных районах, показали, что непосредственной связи этого коэффициента со средним уклоном водосбора не имеется из-за пестроты условий формирования стока. Поэтому величины дифференцированы схематично по горным странам (Кавказ, Кавказ, горы Средней Азии) и типам почв.

Рабочая формула для определения максимальных расходов неизученных рек принята в таком же виде, как в методе ГГИ 1970 г., только с изменением обозначения $A_{1\%}$ на $q'_{1\%}$:

$$Q_P = q'_{1\%} \varphi N_{1\%} \delta \lambda_P F, \quad (9.52a)$$

где δ — коэффициент, учитывающий снижение максимального стока рек, зарегулированных проточными озерами [см. формулу (8.7)]. За исключением определения коэффициента φ , расчет по (9.52a) аналогичен расчету по (9.52). При расчете по формуле (9.52a) следует иметь в виду значительную вероятность грубых ошибок (100% и более), по данным поверочных расчетов, примерно в 20% случаев.

При наличии реки-аналога для равнинных рек (редкий случай, поскольку речь идет о водосборах менее 100 км²) сборный коэффициент φ следует определить по (9.54), используя данные аналога — φ_a , а затем привести к условиям рассматриваемого водосбора, используя параметры формулы (9.56):

$$\varphi = \varphi_a \left(\frac{i_{в}}{i_{в,a}} \right)^{n_2} \left(\frac{F_a + 1}{F + 1} \right)^{n_2}. \quad (9.57)$$

Для водосборов с площадью более 50—100 км² в СНиП 2.01.14-83 предлагается редукционная формула

$$Q_P = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^{n_2} \delta \delta_2 \lambda_P F, \quad (9.58)$$

где q_{200} — модуль максимального мгновенного расхода воды ежегодной вероятности превышения $P = 1\%$ при $\delta = \delta_2 = 1$, приведенный к площади водосбора $F = 200$ км²; δ_2 — коэффициент, учитывающий снижение максимального расхода заболоченных бассейнов

(см. формулу 8.29), n_3 — показатель степени редукции, районирован для территории СССР. Параметр q_{200} картографирован в виде изолиний, при наличии рек-аналогов определяется по данным аналогов обратным вычислением по (9.58). Для горных районов значения q_{200} следует уточнять по графикам связи $q_{200} = f(H_B)$, где H_B — средняя высота водосбора. Точность этой формулы оценивается величиной $\pm 25\%$.

9.8. РАСЧЕТНЫЕ ГИДРОГРАФЫ ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ ПРИ ОТСУТСТВИИ МАТЕРИАЛОВ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЯ

В практике строительного проектирования СССР при построении расчетных гидрографов в условиях отсутствия гидрометрических данных применяются, как и в случае построения гидрографов паводка, два способа: по модели наблюденного гидрографа реки-аналога и с помощью геометрической схематизации формы гидрографа. Эти способы изложены в разд. 8.6. Особенности заключаются в определении расчетного слоя дождевого паводка. При площади водосбора менее 50 км^2 , но более 1 км^2 и отсутствии рек-аналогов расчетный слой дождевого стока определяется по формуле

$$h_p = \varphi H_{1\%} \lambda_p. \quad (9.59)$$

Коэффициент λ_p для перехода от 1% к другим обеспеченностям районирован и внутри районов дифференцирован в зависимости от площади водосбора (прил. 29 СНиП 2.01.14-83). Для малых водосборов $F < 1 \text{ км}^2$ в степной и лесостепной зонах дополнительно учитывается редукция осадков с осредненным временем $\tau_6 = 150$ мин: $h_p = \varphi H_{1\%} \psi(\tau_6 = 150 \text{ мин})$, где $\psi(150 \text{ мин})$ берется по соответствующей типовой кривой, обозначенной номером района.

Расчетные слои дождевого стока для водосборов с площадью более 50 км^2 определяются по данным соседних рек интерполяцией. Для некоторых степных районов юга ЕТС, кроме того, разработаны поправки на разницу в площадях водосбора рассматриваемого водосбора и водосбора-аналога. При расчете гидрографа дождевого паводка методом геометрической схематизации для рек с площадью водосбора менее 200 км^2 с продолжительностью подъема 1 сут и менее расчетная продолжительность подъема t_{II} определяется с учетом размерности в часах как

$$t_{II} = \frac{0,28 \lambda_p}{q_p} \text{ или в минутах } t_{II} = \frac{16,67 \lambda_p}{q_p}, \quad (9.60)$$

где q_p — модуль мгновенного максимального расхода. Коэффициент несимметричности K_s следует принимать по рекам-аналогам, а при их отсутствии допускается принимать равным $0,30$; для малых водотоков $F < 1 \text{ км}^2$ в степной и полупустынной зоне $K_s = 0,20$.

В практике зарубежных стран при построении гидрографов дождевых паводков, как уже упоминалось, широко используется метод единичного гидрографа. После получения единичного гидрографа для рассматриваемого бассейна первым шагом при построении гидрографа стока за расчетный или наблюденный ливень является оценка потерь дождевых осадков, которые затем вычитаются из общего количества осадков, в результате чего получают количество избыточных осадков. Избыточные осадки эквивалентны слою (объему) поверхностного стока, сформированного ливнем. В этом процессе суммарные дождевые осадки сначала разделяются на приращения осадков равной продолжительности Δt , на которой основано построение данного единичного гидрографа (см. разд. 9.5). Из каждого приращения суммарных осадков («порций» с продолжительностью Δt) вычитаются соответствующие потери за единицу времени Δt , в результате чего получают график хода избыточных осадков (осадки минус потери). Единичного метода вычисления объема избыточных осадков, который был бы принят повсеместно, в настоящее время не существует. Часто применяют для этого постоянный для всего ливня коэффициент стока (отношение слоя поверхностного стока к слою осадков). Иногда используют значение постоянной интенсивности инфильтрации в течение ливня, значение которой выбирается таким (подгонкой), чтобы после вычитания слоев потерь из каждого приращения слоя осадков сумма приращений слоев избыточных осадков была бы равна слою поверхностного стока. Более точным является способ коэффициента стока, изменяющегося по времени $\alpha(t)$ в зависимости от индекса увлажненности бассейна или кривых инфильтрационной способности. При расчете гидрографов наблюденных или прогнозируемых паводков (т. е. конкретных, хронологически определенных) успех зависит от устойчивости функции $\varphi(t)$ относительно условий формирования стока: то, что единичный гидрограф точно воспроизводит гидрограф отдельного крупного паводка, еще не означает, что он дает истинные значения моделируемого паводка (из-за отклонения условий формирования этого паводка от того, по которому получена функция $\varphi(t)$).

При моделировании гидрографа паводка расчетной вероятности, кроме учета устойчивости $\varphi(t)$, возникает принципиальная проблема из-за всевозможного сочетания условий подстилающей поверхности (слой потерь, коэффициент стока) и величины осадков, приводящая к композиции их функций распределения вероятностей. Кроме того, к различному суммарному эффекту может привести и распределение интенсивности ливня внутри его общей продолжительности.

В практическом применении метода единичного паводка эту проблему решают упрощенно. По М. Рошу, достаточно выбрать ливень, который признают опасным в результате статистического изучения совокупности ливней (по слою, интенсивности, редукции по площади), т. е. оценив вероятность такого ливня P . Для по-

строения расчетного гидрографа условия формирования стока (потери, базисный сток) принимаются средними, а ливень — заданной обеспеченности (т. е. принимается некоторая модель ливня заданной обеспеченности, в которой зафиксированы общий слой осадков и распределение их по расчетным интервалам Δt в виде графика $h(\Delta t_i)$).

Изложенный выше характер использования метода единичного гидрографа относится к случаям, когда имеются достаточно продолжительные ряды наблюдений за стоком и осадками.

При недостаточности или отсутствии материалов гидрометрических наблюдений метод единичного гидрографа называется «синтетическим единичным гидрографом». Синтетические единичные гидрографы обычно строятся в безразмерной форме, чтобы их можно было применить к бассейнам разного размера с различными морфометрическими и физико-географическими характеристиками. Сущность приемов обобщения состоит в подборе аппроксимирующей функции (типовой кривой), параметры которой можно определить по региональным эмпирическим зависимостям, либо типизируется форма гидрографа, а элементы его устанавливаются по эмпирическим формулам.

9.9. О МАТЕМАТИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ГИДРОГРАФОВ

Для того чтобы понять смысл моделирования гидрографов в расчетах стока, вернемся к так называемому композиционному моделированию гидрографов (разд. 3.5.2). Идея композиционного моделирования состоит в том, чтобы охватить возможное разнообразие гидрографов путем сочетания объемов паводков с различной формой гидрографа и определить вероятности этих сочетаний. Преимущества такого подхода в явном виде выступают, когда принятая модель образования паводков (различного объема и формы) позволяет имитировать псевдореальной ряд гидрографов с тем, чтобы можно было простейшими балансовыми методами оценить вероятность безаварийной работы гидротехнического узла или сооружения при его предполагаемых характеристиках. Композиционное моделирование гидрографов в изложенном виде представляет собой образец стохастического подхода, целью которого является оценка вероятности гидрографов редкой повторяемости.

Рассмотрим теперь смысл динамического подхода к моделированию гидрографов паводков (половодий). Задачей такого моделирования является вычисление гидрографа стока в замыкающем створе водосбора при заданном ходе водоподдачи (поступления воды на водосбор) для дождей паводков и весеннего половодья. Входом модели является поступление воды на водосбор от жидких осадков либо водоотдачи из снежного покрова.

Если известен ход водообразования на склонах, то надо трансформировать этот ход в склоновый сток, а склоновый сток — в русловой к замыкающему створу либо (в упрощенном виде) непо-

средственно ход эффективных осадков (осадков за вычетом потери) преобразовать в русловой, например по интегралу Дюамеля или методом единичного гидрографа. Однако для перехода от осадков (водоотдачи из снега) к стоку нужно сначала исключить из них потери. Определение потерь является наиболее сложной проблемой при моделировании как дождевых паводков, так и весеннего половодья. Решение этой проблемы требует дополнительной разнообразной и достаточно детальной информации, организация переработки которой также создает необходимость определенной расчетной схемы, основанной на физических закономерностях процессов, определяющих потери, т. е. математической модели. Аналогичное положение имеет место и при расчете водоотдачи из снега. Большую трудность представляет получение сведений о начальном увлажнении. Таких материалов обычно нет и их приходится тоже моделировать (рассчитывать) по данным о ходе метеоэлементов предшествующего периода.

Задачу преобразования осадков в сток следовало бы в принципе решать для изученных водосборов таким образом: на основе анализа материалов наблюдений над метеоэлементами, гидрофизическими характеристиками почв, склоновым и русловым стоком детально изучаются физические явления, составляющие сложный процесс формирования стока, и разрабатываются соответствующие закономерности, выражаемые в математической форме (уравнения, неравенства и т. п.).

Затем детально изучаются физико-географические характеристики водосбора, обобщаемые в виде некоторых числовых значений, которые служат параметрами уравнений — постоянных или изменяющихся во времени по данному закону. Тогда, зная начальное увлажнение водосбора, ход осадков и других метеоэлементов, характеристики которых входят в упомянутые уравнения, можно было бы рассчитать ход стока в замыкающем створе. Такой идеальной чисто физический подход не является, по мнению М. С. Грушевского, осуществимым. Причины этого следующие: сложность процесса формирования стока, пестрая мозаика физико-географических условий на отдельных участках водосбора, определяющих разнообразие гидравлических характеристик склонов и гидросети, инфильтрационных свойств поверхности водосбора, также неравномерность выпадения дождевых осадков (или снеготаяния) по площади водосбора. Все это не позволяет не только иметь детальный учет гидрометеорологических условий по каждому характерному участку на водосборе, но и даже и получить достаточно надежную усредненную по площади информацию. Осреднение гидрометеорологических данных или отнесение их к характерным участкам или распространение данных по одной станции наблюдения на весь водосбор (или участок) для конкретного бассейна всегда вносят элемент несоответствия реальным величинам принимаемым в расчет входным данным модели. Аналогичная ситуация имеет место и с параметрами модели, определяемыми как функции физико-географических условий водосбора

(шероховатость, уклоны, инфильтрационная способность почвогрунтов, аккумуляционные свойства поверхности и т. п.). Невозможность прямого измерения таких параметров приводит к необходимости их оценки обратным путем, по каким-либо взаимосвязанным данным, поддающимся измерению. Кроме того, надо также иметь в виду, что значения этих параметров не являются независимыми от структуры самой модели и принятой пространственно-временной дискретизации. Несовершенство структуры самой модели (из-за неполноты знаний, вынужденных допущений, упрощений, гипотетичности некоторых соотношений и т. п.) также приводит к необходимости оценки параметров обратным путем, которые играют здесь роль параметров подгонки. В общем виде постановка задачи оценки параметров некоторой модели M , структура которой задана с точностью до определяемых параметров, выглядит следующим образом. Если задать значения параметров $a = [a_1, \dots, a_m]$ модели, то она позволит по входным величинам $X = [x_1, \dots, x_n]$ определить выходную величину Y — это задача прямого расчета по модели. Если же имеется N наблюдаемых реализаций моделируемого явления, причем известно, что входному воздействию X_i соответствует выходная величина Y_i , то может быть поставлена обратная задача. Она состоит в таком выборе значений a параметров модели, чтобы для наблюдаемых реализаций входных воздействий X_i рассчитанные на модели выходные величины $Y = M(X_i, a)$ наилучшим образом соответствовали наблюдаемым значениям Y_i . Для формализации задачи требуется определить численную меру этого соответствия, т. е. критерий качества, зависящий от набора параметров модели. Наиболее часто используется критерий качества в виде

$$K_t = \int_0^t [Q_{\phi}(\tau) - Q_{\text{расч}}(\tau, a)]^2 d\tau,$$

где Q_{ϕ} и $Q_{\text{расч}}$ — соответственно ординаты гидрографа наблюдаемые и расчетные.

Определение численных значений параметров модели называется идентификацией параметров. При идентификации параметров обычно применяют методы оптимизации, используя критерий качества $K_t \rightarrow \min$. Поскольку модели представляют собой сложную логическую расчетную процедуру, при увеличении числа параметров резко возрастают вычислительные трудности; при большом числе параметров и ограниченности исходных данных возникает неустойчивость значений этих параметров, особенно при существовании между ними взаимных влияний. Как правило, чем сложнее и детальнее модель, тем большее число параметров определяется с помощью методов оптимизации.

Предположим, что все проблемы создания динамической модели паводка или половодья по конкретной реке успешно решены, проведена подгонка параметров (калибровка модели) по m лет гидрометрических наблюдений, по оставшимся $n - m$ лет проведе-

на проверка модели (верификация), показавшая хорошие результаты. На входе модели — данные, характеризующие ход выпадения жидких осадков (или водоотдачи из снега) и ход потерь; модель представляет собой некоторый сложный оператор пересчета исходных метеоданных в ход водоподачи, а затем водоподачи в сток.

Если продолжительность периода метеорологических наблюдений больше продолжительности стокового ряда, то можно применить модель для восстановления гидрографов паводков (половодья) за годы наличия метеоданных. В рамках динамического подхода большего для решения задачи расчета гидрографа получить почти не удается. Иногда динамическую модель предполагается возможным использовать следующим образом: на входе рассчитать ход $P\%$ -го ливня и смоделировать соответственно паводок $P\%$ -й обеспеченности. Это упрощенный подход к расчету, который часто применяется в зарубежной практике при использовании метода единичного гидрографа: условия потерь принимаются ординарными, а слой ливня берется заданной обеспеченности (например, $P=1\%$). Даже если допустить правомерность такого подхода, то для его реализации требуется рассчитать еще ход ливня 1% -й обеспеченности. Здесь опять возможно упрощение: взять ход ливня по одному из наблюдаемых экстремальных ливней или использовать несколько таких моделей хода дождя.

Вообще, установление расчетного хода осадков по интервалам времени — довольно сложная задача. Сравнивая по записям плювиографов наблюдаемые фигуры дождей, нетрудно убедиться, что изменение интенсивности в ходе дождя бесконечно разнообразно и неповторимо. Поэтому задача определения повторяемости того или иного дождя, слой и продолжительность которого имеют одинаковую повторяемость, трудно формализуется и математически вряд ли может быть решена. Поэтому остается только типизировать ход дождя и в качестве расчетного распределения брать тот тип, который наиболее часто приводит к высоким паводкам.

Основной недостаток этих упрощенных способов все же не в грубой схематизации хода расчетного ливня, а в допущении постоянства потерь, искажающем вероятность максимальных расходов и других характеристик гидрографа. Расчетный ход ливня действительно трудно представить, не зная целевой установки на хозяйственный результат, как это имеет место при проектировании, например, расчетного гидрографа паводка и половодья. Еще сложнее будет обстоять дело при попытке строгого решения задачи, т. е. учета хода не только осадков, но и потерь.

Разумным выходом из этих затруднений, дающим безукоризненное с вероятностной точки зрения решение, является динамико-стохастическое моделирование гидрографов.

Динамико-стохастические модели стока отличаются от динамических моделей тем, что на их входе задаются не временные ряды метеозаписей, а их стохастические характеристики. Идеальным случаем было бы здесь иметь стохастическую модель, позволяю-

щую генерировать многомерный временной ряд метеоэлементов, служащих входом в динамическую модель стока. Тогда смоделированный псевдвременной ряд метеоэлементов с помощью динамической модели можно было бы преобразовать в псевдвременной ряд паводков (половодий) и распорядиться с ним так же, как и в случае статистического композиционного моделирования.

Стохастическое моделирование метеоэлементов, призванное обеспечить входную имитационную информацию динамической модели стока гидрографа половодья или паводка, — очень сложная задача, если учесть всю ту необходимую информацию, которая нужна при детальном учете потерь стока. По существу, надо суметь смоделировать, по выражению Ю. Б. Виноградова, «погоду» с суточным (внутрисуточным) ходом температуры, влажности, осадков и др.

Без такого стохастического блока применить модель гидрографа паводка (половодья) к расчетным задачам проектирования, по-видимому, можно с помощью различного рода допущений, однако вряд ли в этом есть какой-то практический смысл, если учесть трудоемкость создания динамических моделей, а также хорошую разработанность традиционных приемов, ориентированных именно на такого рода «прикидки» типа расчетного гидрографа с жестко заданными параметрами по максимальной ординате и суммарным объемам.

Создание динамико-стохастических моделей началось с работ Иглсона. В модели Иглсона (1971) использовано допущение о постоянстве потерь стока и учтено распределение вероятности продолжительности ливневых осадков и их сумм за ливень. В дальнейшем Иглсон (1978) построил развитую динамико-стохастическую модель стока, где потерям (инфильтрации и испарению) уделялось основное внимание. В этой модели повторяемость осадков описывается процессом Пуассона, распределение сумм осадков за дождь — гамма-распределением, интенсивность осадков и продолжительность бездождных периодов — экспоненциальными зависимостями.

Другим примером может служить модель, разработанная Л. Г. Игнатъевой под руководством Л. С. Кучмента для р. Ясенок ($F=21,7$ км²) на территории Нижнедевицкой станции, удовлетворяющая требованиям расчетной практики с точки зрения постановки задачи моделирования псевдвременного ряда гидрографов. Стохастический блок обеспечивает моделирование продолжительности бездождных периодов t_b и дефицита влажности воздуха в эти периоды d_b , описываемых соответственно экспоненциальным распределением и гамма-распределением; моделируются также продолжительность дождя t_r и сумма осадков за дождь H_0 — по экспоненциальному закону и гамма-распределению. Формы гидрографа дождей типизированы. Анализ имеющихся материалов по объекту исследования показал, что процесс выпадения осадков можно рассматривать как стационарный случайный процесс, отдельные события которого (выпадение осадков) независимы меж-

ду собой. Связь между суммой осадков за дождь H_0 и их средней интенсивностью (или продолжительностью t_r) выражена слабо. На основании этого анализа принято допущение, что можно моделировать независимо друг от друга и от предшествующей ситуации последовательности t_b , d_b , t_r , H_0 по их функциям распределения. Эти величины и являются входными в динамический блок, обеспечивающий расчет гидрографов. Расчет ведется отдельно для каждого летне-осеннего сезона, что позволяет произвести статистическую обработку смоделированных последовательностей паводков без дополнительных затруднений вероятностного характера.

Имеющиеся к настоящему времени результаты по применению динамико-стохастического моделирования стока пока что лишь показывают на перспективность такого подхода в расчетах стока. Для реального внедрения таких моделей в практику проектирования предстоит большая работа по выбору способов стохастического описания метеорологических элементов и допустимого упрощения динамических блоков, соответствующего реально располагаемой гидрометеорологической информации.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА РЕЧНОЙ СТОК

Оценка изменений речного стока под влиянием хозяйственной деятельности — один из аспектов проблемы контроля состояния водных ресурсов, значение которой в связи с увеличением антропогенной нагрузки на природную среду постоянно возрастает. Поэтому оценка происшедших изменений может рассматриваться как самостоятельная задача расчетов стока. Результаты такой оценки должны учитываться при планировании размещения производительных сил и в водохозяйственном проектировании.

С другой стороны, учет происшедших изменений в ряде случаев необходим при производстве обычных расчетов стока:

а) при наличии гидрометрических наблюдений из-за того, что имеющийся ряд частично или полностью искажен хозяйственной деятельностью;

б) при отсутствии наблюдений стандартные приемы расчетов, опирающиеся на географические обобщения, в условиях измененного режима становятся неэффективными.

Наконец, возможна и часто возникает прогнозная постановка задачи: оценить ожидаемые изменения в характеристиках речного стока под влиянием предполагаемых в некоторой перспективе хозяйственных мероприятий на водосборе или русле реки. В последнем случае указанная задача тесно смыкается с водохозяйственными расчетами, одной из целей которых является разработка проектного режима установки или водохозяйственной системы с учетом ограничений экологического и санитарного характера, а также интересов водопользователей и водопотребителей, базирующихся на ресурсах неизмененного речного стока.

В зависимости от имеющейся гидрометеорологической информации для оценки влияния хозяйственной деятельности реально применяются две группы методов, которые с известной долей условности можно назвать статистическими и балансовыми.

К статистическим методам относят приемы и способы восстановления естественного стока за период с нарушенным водным режимом с помощью уравнений регрессии, связывающих величину стока в рассматриваемом створе:

а) со стоком одной или группы рек-аналогов, режим которых находится в естественном состоянии;

б) со стоком неизмененного хозяйственной деятельностью участка бассейна или частных площадей бассейна;

в) с метеорологическими факторами.

Восстановленные ряды сравниваются с фактическими и на основе этого выявляется и оценивается изменение речного стока,

вызванное хозяйственной деятельностью. Статистические методы требуют более или менее продолжительного ряда наблюдений в период ненарушенного режима. В основе подхода лежит представление о правомерности экстраполяции корреляционных связей между стоком и стокоформирующими факторами, полученных за естественный период, на период с режимом, нарушенным влиянием хозяйственной деятельности.

К балансовым относят те методы и приемы исследований, которые предусматривают отдельный учет каждого вида хозяйственной деятельности. В основе этого лежит анализ изменения элементов водного баланса под влиянием хозяйственной деятельности с применением принципа сохранения водных масс, выражаемого уравнением водного баланса.

Применение статистического подхода затрудняется неустойчивостью корреляционных связей при рядах наблюдений малой продолжительности. Слабой стороной водно-балансовых методов является необходимость использования разнообразной водохозяйственной информации, часто ненадежной или неполной.

10.1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВРЕМЕНИ НАЧАЛА ВЛИЯНИЯ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА СТОК. ОЦЕНКА ОДНОРОДНОСТИ РЯДОВ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Наиболее простой способ установления начала изменений водного режима под влиянием хозяйственной деятельности — анализ сведений о сроках ввода в эксплуатацию отдельных объектов и начале осуществления различных мероприятий, оказывающих воздействие на режим поверхностных и подземных вод, а также о масштабах и характере развития хозяйственной деятельности на водосборе. Применение этого способа эффективно только в случае создания крупных водохранилищ, осуществлении значительных межбассейновых перебросок стока или проведении других мероприятий, вызывающих резкие и глубокие изменения водного режима.

При некоторых хозяйственных мероприятиях (мелиорации, распашки целинных земель, смены приемов агротехники, вырубки и насаждения лесов, урбанизации и т. п.) преобразование речного стока происходит более или менее постепенно и выявляется не сразу, затушевываясь естественными колебаниями стока. В этих случаях, даже располагая достоверным фактическим материалом о хозяйственной деятельности на водосборе и представляя физические причины, нарушающие однородность условий формирования стока, трудно или невозможно установить начало значимых изменений речного стока.

При наличии достаточно продолжительных гидрометрических наблюдений решение этого вопроса возможно с помощью статистических методов. Смысл приемов анализа в этом случае состоит в сравнении стока в рассматриваемом створе за весь период наблюдений со стоком рек-аналогов, находящихся в естественных

условиях, либо с временным ходом стокообразующих факторов, не подвергнувшихся влиянию хозяйственной деятельности. Наиболее простой и наглядный — графоаналитический метод, состоящий в построении графиков связи между ежегодными значениями характерных расходов воды или между ординатами интегральных кривых стока анализируемого ряда и ряда-аналога.

При этом последний выступает как контрольный водосбор, не измененный хозяйственной деятельностью.

Практически этот прием реализуется следующим образом. Подбирается створ-аналог, строится график связи ежегодных значений исследуемой характеристики стока (например, среднегодовые расходы воды, которые для удобства анализа можно выразить в виде слоя или модуля стока). Основным требованием к створу-аналогу является сходство природно-климатических условий колебаний стока, количественной мерой которого может быть коэффициент корреляции между расходами воды в исследуемом и контрольном створах за совместный период наблюдений при

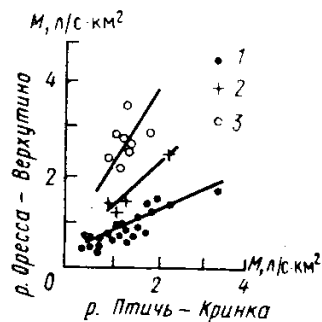


Рис. 10.1. Связь минимальных суточных летних модулей стока:
1 — 1926—1937, 1947—1960; 2 — 1961—1964; 3 — 1965—1972 гг.

отсутствии хозяйственной деятельности. Коэффициент корреляции R должен быть не менее 0,8 и иметь достаточную надежность оценки: $R \geq 2\sigma_R$, где σ_R — среднеквадратическая ошибка. При высокой тесноте связи уже в самом графике иногда содержится достаточно полная информация о начале существенного преобразования условий формирования стока (рис. 10.1) — изменение стока р. Орессы из-за мелиоративных работ, начавшихся в 1955 г. При значительном разбросе точек вокруг основной линии связи анализ становится затруднительным и может дать неубедительные результаты. В этих случаях более полезным может оказаться построение графика связи ординат интегральных кривых (прием так называемой двойной интегральной кривой): за совместный период наблюдений на контрольном и исследуемом створах строят кривые

$$S_t(x) = \sum_{i=1}^t x_i \quad \text{и} \quad S_t(y) = \sum_{i=1}^t y_i,$$

а затем строится график связи $S_t(x)$ и $S_t(y)$. На рис. 10.2 приведен пример установления начала изменений водного режима р. Поли (в Мещерской низменности) под влиянием изъятий подземных вод.

Сущность изложенных приемов не меняется, если в качестве контрольного временного ряда привлекается ряд наблюдений од-

ного из элементов водного баланса, например годовые осадки или суммарный приток с части бассейна, где сток не нарушен хозяйственной деятельностью $\Sigma Q_{пр}$. Единственным требованием к контрольному створу является его высокая синхронность с исследуемым рядом в период неизменного стока.

Другая группа приемов использует графическое сравнение временного хода стока в исследуемом створе с ходом стокоформиру-

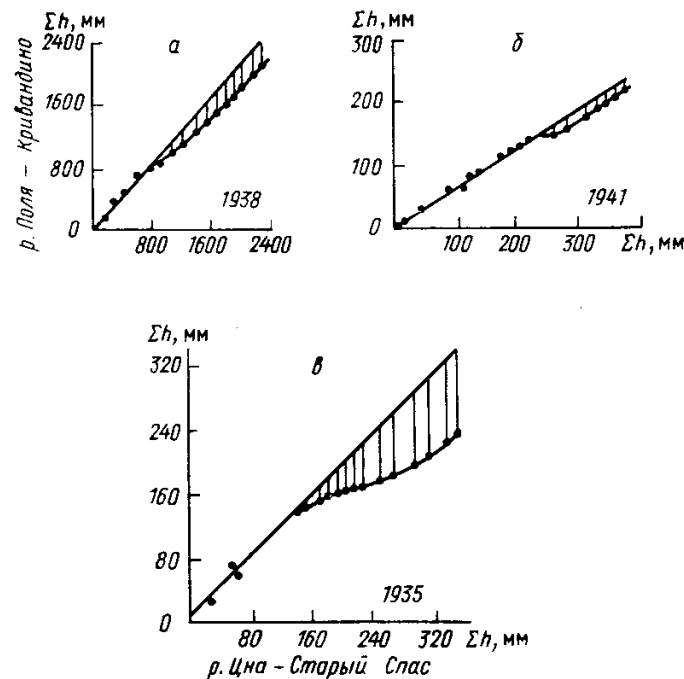


Рис. 10.2. Связь последовательно суммированных значений стока рек Поли и Цны (аналог):
а — годовой сток; б — сток весеннего половодья; в — подземный сток в летнюю межень

ющих факторов или элементов водного баланса с одновременным анализом развития хозяйственной деятельности в бассейне реки. Один из приемов анализа — построение хронологического графика так называемого коэффициента индикации α . Для водосборов горных районов, где можно выделить зону формирования с естественными характеристиками стока, в качестве коэффициента индикации используется отношение

$$\alpha = \frac{\Sigma Q_{пр}}{Q_{зам}}, \quad (10.1)$$

где $\Sigma Q_{пр}$ — характеристика притока из зоны формирования; $Q_{зам}$ — сток в замыкающем створе.

Для равнинных водосборов, водные ресурсы которых формируются и используются на всей территории бассейна, в качестве коэффициента индикации могут быть использованы величины

$$\alpha = \frac{P_{\text{год}}}{Q_{\text{зам}}} \quad \text{или} \quad \alpha = \frac{S + P_{\text{вес}}}{Q_{\text{зам}}}, \quad (10.2)$$

где $P_{\text{год}}$ — годовые осадки; $S + P_{\text{вес}}$ — максимальные снегозапасы, сложенные с осадками за период весеннего половодья (рис. 10.3).

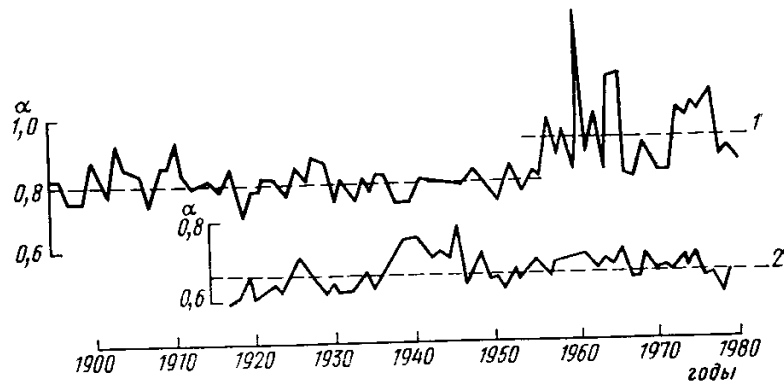


Рис. 10.3. Временной ход коэффициента индикации α : 1 — Днепр — г. Каховка, 2 — Сев. Двина — г. Усть-Пинега

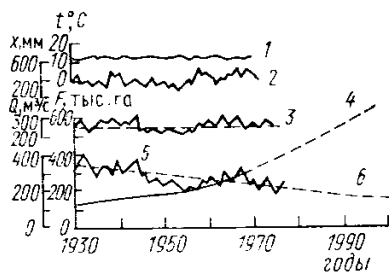


Рис. 10.4. Комплексный график температуры воздуха (1), осадков (2), притока воды с гор (3), динамики площади орошаемых земель (4), годового стока р. Терек у ст. Каргалинский (5) за 1930—1976 гг.; 6 — линия тренда годового стока

Другим способом анализа может быть построение комплексного графика хода стока, стокообразующих факторов и динамики развития хозяйственной деятельности в бассейне. Примером такого построения может служить рис. 10.4, где показана расчетная ситуация в условиях начала хозяйственной деятельности до открытия гидрометрических наблюдений, т. е. когда коэффициент α не позволяет оценить начало нарушений, зато показывает наличие тренда, вызванного монотонностью нарастания антропогенного воздействия.

Нарушение гидрологического режима по графикам связи или

с помощью коэффициентов индикации следует подтвердить статистическими приемами анализа, используя критерии однородности.

В качестве статистических средств оценки однородности рядов применяют критерий Фишера F (для выборочных дисперсий) и критерий Стьюдента t (для выборочных средних). Оценка однородности ряда начинается с оценки однородности выборочных дисперсий:

а) рассчитывается статистика

$$F = \frac{\tilde{\sigma}_x^2}{\tilde{\sigma}_y^2}, \quad (10.3)$$

где $\tilde{\sigma}_x^2$ и $\tilde{\sigma}_y^2$ — выборочные дисперсии отрезков ряда n_x и n_y , проверяемых на однородность; в числителе берется большая из дисперсий;

б) назначается уровень значимости α ; при оценке однородности гидрологических характеристик используются уровни значимости от 1 до 20%;

в) по табулированной функции $F_{n_x, n_y}(\alpha)$ находится критическое значение F_α ; если $F > F_\alpha$, гипотеза однородности отвергается, при $F \leq F_\alpha$ — принимается.

Если гипотеза однородности выборочных дисперсий проходит, выполняется оценка однородности выборочных средних по критерию Стьюдента. Для этого вычисляется статистика t :

$$t = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sqrt{n_x \tilde{\sigma}_x^2 + n_y \tilde{\sigma}_y^2}} \sqrt{\frac{n_x n_y (n_x + n_y - 2)}{n_x + n_y}}, \quad (10.4)$$

где \bar{x} , \bar{y} — выборочные средние сравниваемых рядов; n_x и n_y — объемы выборок. Статистика t при условии равенства дисперсий и средних подчиняется распределению Стьюдента с $(n_x + n_y - 2)$ степенями свободы. Если разница между выборочными средними достаточно велика, то гипотеза однородности будет отвергнута ($t > t_\alpha$), если эта разница статистически незначима и может быть объяснена чисто случайными причинами, то $t < t_\alpha$.

На F - и t -распределение оказывает значительное влияние внутрирядная связность. А. В. Рождественским и А. В. Сахарюком сделано уточнение F - и t -распределений в зависимости от коэффициента корреляции между смежными членами ряда r_1 ; уточненные таблицы F_α и t_α приведены в «Пособии по определению расчетных гидрологических характеристик».

Следует иметь в виду, что критерии Фишера и Стьюдента предназначены для проверки гипотез о равенстве дисперсий и средних для случайных величин, имеющих нормальное или хотя бы близкое к нормальному распределение. Из числа статистических критериев однородности, не требующих предположений о распределении вероятностей исследуемых рядов, обратим внимание на критерий Колмогорова—Смирнова, выгодно отличающийся от других критериев наглядностью, простотой вычислений и относительно высокой мощностью. Этот критерий основан на сравнении

эмпирических кривых обеспеченности с помощью статистики:

$$\lambda^* = \sqrt{\frac{n_x n_y}{n_x + n_y}} \max |P_{n_x}(x) - P_{n_y}(y)|, \quad (10.5)$$

при $\lambda^* > \lambda(\alpha)$, где $\lambda(\alpha)$ — квантиль обеспеченности α λ -распределения Колмогорова, гипотеза однородности отвергается, если $\lambda^* < \lambda(\alpha)$, расхождение между эмпирическими кривыми обеспеченности $P_{n_x}(x)$ и $P_{n_y}(y)$ может быть признано несущественным.

При использовании перечисленных (и любых других) статистических критериев не следует забывать, что принятие гипотезы однородности не означает ни ее доказательства, ни неверности гипотезы неоднородности, а показывает лишь отсутствие явных противоречий между этой гипотезой и имеющимся рядом наблюдений.

Общий недостаток критериев однородности для рассматриваемой гидрологической задачи — их низкая мощность при имеющейся длине стоковых рядов. Если учесть также ряд других осложнений, связанных с циклической структурой многолетних колебаний стока, то следует признать статистические критерии вспомогательным средством и при анализе влияния хозяйственной деятельности на однородность ряда более полагаться на возможности генетических методов.

10.2. СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ВЛИЯНИЯ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА РЕЧНОЙ СТОК

Для всех статистических методов оценки влияния хозяйственной деятельности на сток характерно использование линейной регрессии; различия состоят лишь в наборе аргументов для восстановления естественного стока.

Метод гидрологической аналогии предполагает возможность подобрать один или несколько бассейнов-аналогов. Предъявляются обычные требования к тесноте связи и устойчивости параметров уравнения регрессии при приведении оценок ряда к многолетнему периоду и восстановлению рядов (см. разд. 2.7). Восстановленный по уравнению регрессии сток $Q_{\text{восст}}$ сравнивается с фактически наблюдаемым Q_n за интересующий нас период: $\Delta Q_{\text{хоз}} = Q_n - Q_{\text{восст}}$.

Оценка случайной ошибки определения $\Delta Q_{\text{хоз}}$ производится по формуле

$$\sigma_{\Delta Q_{\text{хоз}}} = \sqrt{\frac{\sigma_{Q_{\text{восст}}}^2 + \sigma_{Q_n}^2}{n}}, \quad (10.6)$$

где $\sigma_{Q_{\text{восст}}}$ — ошибка уравнения регрессии; σ_{Q_n} — средняя квадратическая погрешность гидрометрического определения Q_n ; n — число лет, для которого определяется $\Delta Q_{\text{хоз}}$. Результаты оценки изменений стока $\Delta Q_{\text{хоз}}$ считаются надежными, если их абсолют-

ное значение в 2 раза превышает погрешность определения (по принятой доверительной вероятности $p=95\%$), т. е. $\Delta Q_{\text{хоз}} \geq 2\sigma_{\Delta Q_{\text{хоз}}}$.

Оценка изменений стока по естественному притоку из зоны формирования. Наиболее простой оценки, когда удается получить тесную корреляционную зависимость за период с неизменным водным режимом между стоком в рассматриваемом створе и в створе, замыкающем часть бассейна, не подверженного влиянию интенсивной хозяйственной деятельности $Q_{\text{пр}}$ (приток из зоны формирования). Принципиальной разницы нет, если используется сумма притоков по нескольким створам, контролирующим сток неизменной части бассейна $\Sigma Q_{\text{пр}}$.

Возможно применение более сложного варианта построения зависимости, когда кроме притока из зоны формирования учитываются метеорологические характеристики в зоне использования стока, в которой происходит интенсивное расходование водных ресурсов (особенно в южных районах — Средней Азии, Казахстане, на Кавказе). Многочисленные исследования показали, что для южных горных районов применительно к годовому стоку или стоку за вегетационный период наиболее эффективно использование зависимостей вида

$$Q = f(\Sigma Q_{\text{пр}}, P, d) \text{ или } Q = f(\Sigma Q_{\text{пр}}, P, t), \quad (10.7)$$

где P — осадки; d — дефицит влажности воздуха; t — температура воздуха.

Например, И. А. Шикломановым проведены расчеты изменения стока р. Куры до г. Мингечаура под влиянием хозяйственной деятельности за периоды 1961—1970 и 1971—1975 гг. по отношению к предшествующему условно естественному периоду 1929—1960 гг. Получено уравнение регрессии: $Q = 1,48 \Sigma Q_{\text{пр}} + 0,15 P - 15,8 t + 143$ при коэффициенте множественной корреляции $R = 0,932$, по которому за 1961—1970 и 1971—1975 гг. восстановлен естественный сток и вычислено его изменение $\Delta Q_{\text{хоз}}$ под влиянием комплекса факторов хозяйственной деятельности.

Зависимости вида (10.7) не всегда имеют достаточную тесноту связи для надежного восстановления стока, поэтому в некоторых случаях вводят фактор хозяйственной деятельности, устанавливаемый на основе анализа водохозяйственной обстановки в бассейне и выражаемый численно. В зависимости от конкретных условий это могут быть площади орошаемых земель, объемы водозаборов, площади осушенных земель и т. п.

Оценка изменений стока по метеорологическим факторам производится в основном для годового и весеннего стока равнинных рек, водные ресурсы которых формируются и используются на всей территории бассейна. Для восстановления стока весеннего половодья на реках ЕТС применяются зависимости типа $Q_{\text{вес}} = f(S + P_{\text{вес}})$, $Q_{\text{вес}} = f[(S + P_{\text{вес}}), U]$, $Q_{\text{вес}} = f[(S + P_{\text{вес}}), U, L]$ или $Q_{\text{вес}} = f[(S + P_{\text{вес}}), L, U]$, хорошо разработанные в практике долгосрочных прогнозов весеннего половодья (здесь Q — слой или

объем весеннего половодья; S — максимальный запас воды в снежном покрове; $P_{\text{вес}}$ — осадки за период весеннего половодья; U — увлажнение почв водосбора; L — глубина промерзания почв). Для водосборов лесостепной и степной зон ЕТС и Северного Казахстана также может использоваться зависимость: $Q_{\text{вес}} = f(S + P_{\text{вес}}, P_{X-XI}, d, t_{\text{вес}})$, где P_{X-XI} — осадки за октябрь—ноябрь предшествующего года и d — дефицит влажности воздуха за июнь—сентябрь предшествующего года.

Для восстановления годового стока рек зоны избыточного увлажнения используются его зависимости от годовых осадков и средней годовой температуры воздуха за период наблюдений с неизменным водным режимом. Для зоны недостаточного увлажнения восстановление годового стока производится по его зависимости от весеннего стока; последний же восстанавливается по метеорологическим факторам.

Метод линейного тренда применяется для оценки изменения годового, сезонного и месячного стока рек, в бассейнах которых наблюдается более или менее устойчивый рост влияния хозяйственной деятельности, например из-за постепенного увеличения площади орошаемых земель.

Уравнение линейного тренда имеет вид

$$Q_t = \bar{Q} + \alpha(t - \bar{t}), \quad (10.8)$$

где Q_t — расчетный сток в момент времени t ; \bar{Q} — средний сток за период наблюдений, в котором выделяется тренд; α — угловой коэффициент; \bar{t} — порядковый номер срединного члена стокового ряда, для первого члена $t=1$, для последнего $t=n$. Параметр α оценивается методом наименьших квадратов, т. е. (10.8) можно рассматривать как уравнение регрессии Q по t .

В качестве примера приведем исследование влияния хозяйственной деятельности на годовой сток р. Терек у ст-цы Каргалинской в 1930—1976 гг. Водные ресурсы Терека в основном используются для орошения засушливых земель; по комплексному графику рис. 10.4 видно, что причиной направленного снижения его стока является увеличение площади орошаемых земель, поскольку ход естественных факторов не обнаруживает устойчивых тенденций.

Уравнение линейного тренда для годового стока Терека получено в виде $Q_t = 273 - 2,77(t - 24)$. В целом за рассматриваемый период 1930—1976 гг. сток снизился на $128 \text{ м}^3/\text{с}$, или на 39% первоначального значения.

10.3. ВОДНО-БАЛАНСОВЫЕ МЕТОДЫ УЧЕТА ВЛИЯНИЯ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА РЕЧНОЙ СТОК

В основе этих методов лежит изучение изменений элементов водного баланса под влиянием хозяйственной деятельности в пределах речного бассейна, его участка или русла реки за различные промежутки времени (многолетний период, год, сезон, месяц и т. д.).

Наиболее полные результаты исследований могут быть получены, когда одновременно с изменением элементов водного баланса изучаются изменения всего комплекса процессов, определяющих формирование водного режима реки.

Водно-балансовый подход к выявлению и учету хозяйственной деятельности на речной сток реализуется с помощью уравнений водного баланса речного бассейна или русла в нескольких разновидностях в зависимости от характера антропогенного воздействия.

10.3.1. Метод руслового водного баланса

Изменения стока в результате антропогенных факторов, которые практически не влияют на условия формирования стока на водосборе (переброски стока, промышленно-коммунальное водопотребление), могут быть установлены с помощью метода руслового водного баланса. Для этого нужны, кроме данных гидрометрических наблюдений, сведения о заборах и сбросах, которые собирают и систематизируют органы Минводхоза в рамках единой общегосударственной системы учета вод и их использования в народном хозяйстве. При наличии надежных данных о хозяйственной деятельности в пределах участка реки восстановление естественных значений стока в замыкающем створе может быть произведено по простейшему балансовому соотношению

$$Q_{\text{восст}} = Q_{\text{изм}} - \left(\sum^n Q_c - \sum^m Q_s \right), \quad (10.9)$$

где Q_c и Q_s — расходы воды, отводимой в реку n сбросами и забираемой из реки m водозаборами; $Q_{\text{изм}}$ — сток, измеренный в замыкающем створе. Величина $\sum Q_c$ характеризует увеличение водности реки в рассматриваемом створе и может состоять из расходов воды, перебросанной из соседних рек или возвращенной после использования собственных речных вод, отведенных в реку после использования подземных вод, забранных из водоносных горизонтов, дренируемых или не дренируемых рекой и т. п. Величина $\sum Q_s$ показывает уменьшение водности реки в замыкающем створе и может состоять из расходов воды, забранной непосредственно из русла или уходящей подземным путем к водозаборным сооружениям, расположенным в соседних речных бассейнах.

Оценка точности восстановленных значений естественного стока производится по формуле

$$\sigma_{Q_{\text{восст}}} = \sqrt{\sum \sigma_{Q_i}^2}, \quad (10.10)$$

где σ_Q — погрешности определения $Q_{\text{изм}}$, Q_c и Q_s . Следовательно, все проблемы определения размеров изменения речного стока под влиянием хозяйственной деятельности, не оказывающей воздействия на условия его формирования на водосборе, упираются

в организацию учета вод, в первую очередь в оснащенность предприятий-водопользователей измерительными средствами и надлежащий контроль государственными органами. Выполненный ГГИ анализ погрешностей данных учета использования вод показал, что в большинстве случаев они довольно значительны и составляют от 15 до 70% и более от величины заборов воды. Обеспеченность измерительными средствами водозаборов предприятий важнейших отраслей народного хозяйства по состоянию на 1980 г. не превышала 50—60%, а сбросов — 0—25%. На многих предприятиях учет потребляемой воды ведется по количеству перерабатываемого сырья или продукции, по затратам электроэнергии, мощности насосов и времени их работы и т. п. Неудовлетворительное состояние учета использования вод отмечено в постановлении ЦК КПСС и СМ СССР от 27 января 1988 г. «О первоочередных мерах по улучшению использования водных ресурсов в стране».

Для оперативного контроля за водными ресурсами и степенью их использования, а также для проверки надежности данных государственного учета вод (ГУВ) используется метод учетного водного баланса (УВБ). УВБ могут быть составлены по участкам рек, контурам городов, промышленных узлов и т. д. УВБ для участка реки представляет одну из форм руслового водного баланса и решается относительно безвозвратного водопотребления, т. е. разности между суммарным забором Q_3 и суммарным сбросом Q_c воды. Безвозвратное водопотребление $Q_{б.вп}$ может быть определено, с одной стороны, гидрологическим путем по разности стока в замыкающих створах с учетом естественного притока и потерь воды на участке, а с другой — по данным ГУВ, получаемым от водопользователей как разность заборов и сбросов воды на этом же участке.

Сопоставление двух значений $Q_{б.вп}$, полученных указанными способами, позволяет устанавливать степень соответствия гидрологических (балансовых) и отчетных данных об использовании воды. Расчет УВБ сводится к определению невязки $Q_{нев}$ между значениями безвозвратного водопотребления, найденными по гидрологическим Q_r и учетным Q_y данным: $Q_{нев} = Q_r - Q_y$. Средняя квадратическая погрешность $Q_{нев}$ оценивается как $\sigma_{нев} = \sqrt{\sigma_r^2 + \sigma_y^2}$, где σ_r^2 — суммарная ошибка естественных составляющих уравнения водного баланса; σ_y — погрешность определения суммарных расходов водозаборов и сбросов.

Надежными считаются данные, если $Q_{нев}$ не выходит за границы доверительного интервала $|Q_{нев}| \leq 2\sigma_{нев}$. Для суждения о надежности расчета Q_r используется условие $Q_r > 2\sigma_r$. Реализация метода учетного водного баланса предполагает проведение полевых гидрологических работ с контрольными измерениями расходов воды и обследованием систем водоснабжения и водоотведения.

Метод руслового водного баланса (РВБ) может обеспечить количественную оценку неизученного элемента хозяйственной дея-

тельности, трудно поддающегося гидрометрическому учету (например, разбор воды на орошение индивидуальных участков, фильтрация воды в соседний бассейн вследствие образования депрессионной воронки). В простейшем случае для участка реки уравнение РВБ можно записать:

$$Q_в - Q_н + Q_{б.п} - Q_3 + Q_c \pm Q_{ост} = 0, \quad (10.11)$$

где $Q_в$ и $Q_н$ — расходы воды в верхнем и нижнем створах; $Q_{б.п}$ — расходы бокового притока; Q_3 и Q_c — заборы и сбросы; $Q_{ост}$ — остаточный член уравнения, учитывающий погрешности определения составляющих РВБ и неучтенные виды изменения стока на рассматриваемом участке. Если гидрологическая и водохозяйственная ситуация таковы, что суммарная погрешность учтенных составляющих пренебрежимо мала по сравнению с выявленной величиной балансовой невязки (остаточного члена $Q_{ост}$), то метод РВБ в данных условиях будет эффективен. Надежность оценки неизвестного члена РВБ проверяется по критерию $|Q_{ост}| > 2\sigma_{сумм}$.

Уравнение РВБ (10.11) в общем случае правомерно только для коротких интервалов времени (сутки, декада), поэтому используется в методе гидрометрических съемок.

Для продолжительных интервалов времени (месяц, квартал, сезон) приходится использовать детальные уравнения РВБ вида

$$Q_в - Q_н + Q_{б.п} - Q_3 + Q_c - Q_{и.т} + Q_{ос} \pm Q_{л} + Q_{сн} \pm Q_{р.р} \pm Q_{б.р} \pm Q_{ф} \pm Q_{ост} = 0, \quad (10.12)$$

где $Q_{и.т}$ — испарение с водной поверхности и транспирация влаги растительностью в зоне затопления и подтопления; $Q_{ос}$ — поступление воды от осадков, неучтенное в $Q_в$ и $Q_{б.п}$; $Q_{л}$ — потери воды на льдообразование и поступление воды от таяния льда; $Q_{сн}$ — поступление воды от таяния снега, неучтенное $Q_в$ и $Q_{б.п}$; $Q_{б.р}$ и $Q_{р.р}$ — расходы воды берегового и руслового регулирования; $Q_{ф}$ — фильтрационный отток русловых вод. Успех применения РВБ в виде равенства (10.12) зависит от значимости перечисленных выше элементов водного баланса по сравнению с гидрометрически определяемыми $Q_в$, $Q_н$, $Q_{б.п}$, Q_3 , Q_c .

10.3.2. Метод водного баланса речного водосбора

В бассейнах, где значительное развитие получили факторы хозяйственной деятельности, влияющие на условия формирования стока, используются методы, основанные на учете изменения элементов водного баланса водосборов под влиянием различных видов хозяйственной деятельности. Оценка изменения стока заключается в определении изменений запасов воды в бассейне ΔS и суммарного испарения с его поверхности ΔE :

$$\Delta Q_{хоз} = \Delta S + \Delta E. \quad (10.13)$$

Изменение испарения в бассейне — постоянно действующий фактор, влияющий на водный режим реки и ее водные ресурсы. Изменение запасов воды в бассейне в результате заполнения водохранилищ, расходования воды на насыщение грунтов ложа и береговой зоны водохранилищ, на насыщение почвогрунтов орошаемых участков и другие происходит в течение определенного периода времени.

Основной методический подход при оценке ΔS и ΔE заключается в составлении и сравнительном анализе уравнения водного баланса водосбора или его участка для естественных и нарушенных условий.

Для прогноза годового и сезонного речного стока, соответствующего определенному уровню хозяйственного освоения водосбора, используется уравнение

$$Q_{\text{прог}} = Q_{\text{ест}} + \Delta Q_{\text{вод}} + \Delta Q_{\text{ор}} + \Delta Q_{\text{пер}} + \Delta Q_{\text{пр.-к.}} + \Delta Q_{\text{с.-х.}} + \Delta Q_{\text{б}} + \Delta Q_{\text{л}} + \Delta Q_{\text{агр}}, \quad (10.14)$$

где $Q_{\text{прог}}$ — прогнозируемый сток; $Q_{\text{ест}}$ — естественный сток в замыкающем створе; $\Delta Q_{\text{вод}}$, $\Delta Q_{\text{ор}}$, $\Delta Q_{\text{пер}}$, $\Delta Q_{\text{пр.-к.}}$, $\Delta Q_{\text{с.-х.}}$, $\Delta Q_{\text{б}}$, $\Delta Q_{\text{л}}$, $\Delta Q_{\text{агр}}$ — прогнозные значения изменений стока под влиянием отдельных факторов хозяйственной деятельности при заданном уровне их развития, (водохранилищ, орошения, перебросок, промышленно-коммунального и сельскохозяйственного водопотребления, осушения болот и заболоченных земель, вырубок леса и лесовосстановления, агролесомелиоративных мероприятий). Оценка возможных в перспективе изменений стока под влиянием хозяйственной деятельности выполняется по уравнению

$$\Delta Q_{\text{хоз}} = Q_{\text{прог}} - Q_{\text{ест}}. \quad (10.15)$$

Прогноз изменения стока под влиянием промышленно-коммунального и сельскохозяйственного водопотребления выполняется по данным о планируемых водозаборах и сбросах воды в этих отраслях народного хозяйства или по существующим нормативам водопотребления и водоотведения.

Прогноз изменения водности рек под влиянием факторов хозяйственной деятельности, изменяющих условия формирования стока, заключается в оценке возможных в перспективе изменений составляющих водного баланса водосбора в результате осуществления планируемых водохозяйственных мероприятий.

Перспективная оценка изменения стока под влиянием хозяйственной деятельности может быть выполнена для лет различной водности. При расчетах для средних условий в качестве исходной информации принимаются средние многолетние значения гидрометеорологических элементов. Значение $Q_{\text{ест}}$ в формуле (10.14) принимается равным норме стока за естественный (условно-естественный) период или за весь период наблюдений с учетом его восстановленных значений:

$$Q_{\text{прог}} = \bar{Q}_{\text{ест}} + \Sigma \Delta Q, \quad (10.15a)$$

где $\Sigma \Delta Q$ — среднемноголетняя сумма всех изменений стока.

Для расчета измененного (прогнозируемого) стока рек в маловодные и многоводные годы сначала следует определить величину неизмененного стока заданной обеспеченности $Q_{\text{ест}, P}$ по данным наблюдений за естественный или за весь период наблюдений с учетом восстановленных значений стока. Если прогнозируемые изменения стока связаны с безвозвратными потерями на водопотребление и водоотведение, не зависящими от гидрометеорологических условий, то $Q_{\text{прог}, P} = Q_{\text{ест}, P} + \Sigma \Delta Q$. Постоянство ΔQ возможно в редких случаях. Для промышленно-коммунального и сельскохозяйственного водопотребления в маловодные годы с высокой температурой воздуха и малым количеством осадков безвозвратные потери стока увеличиваются на 15—20%, а в многоводные годы эти потери на столько же снижаются. Если изменения связаны с водностью года (это особенно характерно для всех видов изменений водного баланса на водосборе), тогда сумма $\Sigma \Delta Q$ на перспективу может быть представлена только функцией распределения вероятностей $P(\Sigma \Delta Q)$. Сложение двух распределенных по вероятностям величин $Q_{\text{ест}}$ и $\Sigma \Delta Q$ — композиционная задача, решение которой в условиях неполноты данных и больших их погрешностей чрезвычайно затруднено. Поэтому для ориентировочной оценки снижение стока под влиянием отдельных видов хозяйственной деятельности в исключительно маловодные годы ($P=95\%$) принимают с обеспеченностью 5%, а в исключительно многоводные ($P=5\%$) — с обеспеченностью 95%. Смысл этого допущения состоит в предположении тесной обратной зависимости потерь стока под влиянием хозяйственной деятельности от водности года.

Надежность восстановления речного стока и определения его антропогенных изменений оценивается среднеквадратической погрешностью:

$$\sigma_{Q_{\text{восст}}} = \sqrt{\sum \sigma_{\Delta Q}^2}, \quad (10.16)$$

где $\sigma_{\Delta Q}$ — среднеквадратические погрешности каждого элемента уравнения (10.14). Результаты оценки изменений стока $\Delta Q_{\text{хоз}}$ считаются надежными, если $|\Delta Q_{\text{хоз}}| > 2\sigma_{\Delta Q_{\text{хоз}}}$.

Применение метода водного баланса речного бассейна имеет значительную специфику в зависимости от характера антропогенного воздействия. В последующих разделах рассматривается оценка влияния наиболее значимых видов хозяйственной деятельности на речной сток преимущественно в рамках водно-балансового подхода, к которому относят не только методы, основанные на непосредственном применении уравнения водного баланса, но также те способы и приемы, в основе которых лежат географические принципы обобщения водно-балансовых данных.

Оценка влияния водохранилищ на речной сток. При сооружении речных водохранилищ, когда дополнительному затоплению и подтоплению подвергаются большие массивы земель, изменение суммарного испарения в бассейне становится постоянно действующим

шим фактором. Кроме того, происходит изменение испарения с территорий в нижних бьефах водохранилищ, ранее затопляемых в периоды высокой водности. Объем суммарных изменений испарения в бассейне ΔE складывается из потерь на испарение с зоны затопления E_3 , с зоны подтопления E_n и уменьшения испарения с участков поймы, затопляемых до создания водохранилища $E_{н.б.}$:

$$\Delta E = E_3 + E_n + E_{н.б.} \quad (10.17)$$

Слой потерь на испарение с зоны затопления E_3' (мм) представляет собой изменение водного баланса участка территории, занятого водохранилищем:

$$E_3' = E_3' - P' + Q_3' \quad (10.18)$$

где E_3' — испарение с водной поверхности; P' — осадки на водную поверхность; Q_3' — сток с затопленной территории, который был бы в естественных условиях.

Объем потерь на испарение с зоны затопления вычисляется как $E_3 = E_3'(F_3 - F_p)$, где F_3 и F_p — площади водного зеркала водохранилища и русла реки в естественных условиях.

К площади подтопления относятся участки суши, прилегающие к контуру водохранилища, где в результате его создания произошел подъем уровня грунтовых вод. Рассматриваются только те участки, где глубина залегания грунтовых вод не более 2—2,5 м. Площадь подтопления F_n определяется по проектным данным или материалам специальных исследований. Для равнинных водохранилищ F_n составляет не более 5—7% площади водной поверхности F_3 . Потери с зон подтопления определяются разностью испарения до и после создания водохранилища, обусловленной повышением уровня грунтовых вод:

$$E_n'' = E_n' - E_c' \quad (10.19)$$

где E_n'' — слой потерь с зоны подтопления, E_n' — слой испарения с зоны подтопления и E_c' — слой испарения с поверхности до создания водохранилища. Величина E_n определяется по данным специальных наблюдений. В качестве приближенного решения для районов достаточного и избыточного увлажнения принимают $E_n' = E_3'$, а для районов недостаточного увлажнения $E_n' = \frac{2}{3} E_3'$. Объем потерь на испарение с зоны подтопления определяется по формуле $E_n = E_n'' F_n$. В случае отсутствия данных о площадях подтопления потери E_n можно приближенно принимать равными 4—10% величины E_3 . Для горных водохранилищ $E_n = 0$.

Уменьшение испарения в нижних бьефах водохранилищ $E_{н.б.}$

в условиях регулирования речного стока определяется по выражению

$$E_{н.б.} = (E_c' - E_b') (F_{н.б.} - F_p) \quad (10.20)$$

где $F_{н.б.}$ — площадь водной поверхности реки ниже данного водохранилища до следующего водохранилища каскада или до первого крупного притока; F_p — площадь водной поверхности реки на том же участке в естественных условиях (при том же расходе воды во входном створе водохранилища); E_c' — испарение с участков поймы, затопляемых в половодье до создания водохранилища. Величина $E_{н.б.}$ играет значимую роль при оценке влияния создания водохранилищ на сток крупных рек в зоне недостаточного увлажнения.

При определении ΔE для среднего многолетнего периода с использованием в качестве исходной информации средних многолетних значений отдельных гидрометеорологических элементов и обобщенных гидрогеологических материалов средняя площадь затопления F_3 принимаются приближенно, исходя из площади водного зеркала при нормальном подпорном уровне ($F_{нпу}$) с введением коэффициентов k_n и k_3 :

$$F_3 = k_n k_3 F_{нпу} \quad (10.21)$$

где $k_n = F_3 / F_{нпу}$ зависит от характера регулирования (при суточном и недельном $k_n = 1,0$; при сезонном $k_n = 0,8—0,9$), $k_3 = F_3 / F_3$ зависит от типа водохранилища (озерное $k_3 = 1,0$, озерно-долинное — 0,8—0,9, долинно-руслевое — 0,7—0,8, русловое — 0,6—0,7). Средние потери определяются по формуле $\bar{E}_3 = \bar{E}_3 - \bar{E}_c$.

При сооружении водохранилищ сток в замыкающем створе уменьшается также за счет аккумуляции воды в чаше водохранилища $S_{акк}$ и пополнения запасов подземных вод $S_{п.в.}$: $S = S_{акк} + S_{п.в.}$

Уменьшение стока реки в замыкающем створе за счет аккумуляции воды в чаше водохранилища в период его наполнения $S_{акк}$ принимается по данным водных балансов водохранилищ. При расчетах на перспективу, а также при отсутствии данных по водным балансам $S_{акк}$ рассчитывается приближенно в зависимости от величины общего объема водохранилища при НПУ $S_{общ.}$:

$$S_{акк} = k_n S_{общ.} \quad (10.22)$$

где k_n — коэффициент наполнения водохранилища за рассматриваемый период; если уровень постоянно равен НПУ, то $k_n = 1,0$ (суточное и недельное регулирование), при сезонном регулировании — 0,7—0,9, при многолетнем — 0,5—0,7. Для проектируемых водохранилищ оценка $S_{акк}$ производится по кривой объемов в соответствии с устанавливаемым режимом наполнения.

Потери воды на пополнение запасов подземных вод $S_{п.в.}$ складываются из затрат на насыщение зоны аэрации ложа водохра-

нилица $S_{л}$ и объемов воды, поступающей в берега S_6 : $S_{п.в.} = S_{л} + S_6$.

Величина $S_{л}$ рассчитывается по формуле

$$S_{л} = H_{л} \mu_{л} F_{л}, \quad (10.23)$$

где $H_{л}$ — средняя мощность зоны аэрации (м), определяется по гидрогеологическим картам; $\mu_{л}$ — коэффициент водоотдачи, принимается в зависимости от характеристики почвогрунтов зоны аэрации ложа водохранилища до его сооружения. Насыщение зоны аэрации происходит, как правило, в первые 10—20 дней после заполнения ложа водохранилища.

Более сложно определяются объемы воды, формирующие искусственные запасы подземных вод в районах, прилегающих к водохранилищам S_6 . Детальное определение этой величины производится гидрогеологическими методами по данным специальных исследований. Ориентировочная ее оценка для крупных равнинных водохранилищ может быть сделана по эмпирической формуле, предложенной И. А. Шикломановым:

$$S_6 = 0,5 k_{п} S_{общ} \mu_6 H_6^{0,6}, \quad (10.24)$$

где μ_6 — коэффициент водоотдачи почвогрунтов на прилегающих к водохранилищу территориях; H_6 — средняя глубина грунтовых вод на этих территориях в естественных условиях. В расчетах принимается, что поступление воды в берега происходит 8—10 лет после наполнения водохранилища, постепенно уменьшаясь: в первый год — 30% суммарного объема S_6 , во второй — 20, а в последующие годы 15, 10, 6, 5, 4 и 2%.

При установившемся режиме регулирования и подземных вод оценка изменений стока под влиянием сооружения водохранилища $\Delta Q_{хоз} = \Delta S + \Delta E$ сводится к оценке $\Delta S = \Delta S_{акк}$ и $\Delta E = E_3 + E_{п} + E_{н.б.}$. Например, следует оценить изменение стока р. Волги в 1975 г. в результате сооружения Куйбышевского водохранилища. Затраты на насыщение ложа водохранилища и фильтрация в берега происходили в 1955—1964 гг., следовательно, принимаются $\Delta S_{п.в.} = 0$.

Объем потерь на испарение ΔE составил в 1975 г. 1,67 км³, сработка водохранилища в этом году $\Delta S = 12,51$ км³. Суммарное изменение $\Delta Q_{хоз} = 12,51 - 1,67 = 10,84$ км³.

В начальный период работы водохранилища и при оценках изменений стока на перспективу приходится учитывать все элементы ΔS и ΔE .

Пример. Оценить изменение стока Ангары на перспективу при сооружении Богучанского водохранилища (полный объем 58,1 км³, полезный 2,3, мертвый 55,8 км³, площадь зеркала 2330 км²).

Слой дополнительных потерь на испарение определяется по формуле (10.18) — 114 мм. Площадь затопления определяется с использованием коэффициентов $k_{п}$ и k_3 по выражению (10.21) и составляет 1864 км². Объем дополнительных потерь $E_3 = 0,21$ км³.

Объем дополнительных потерь с подтопленных территорий можно принять 5—10% от E_3 , т. е. 0,01—0,02 км³; $\Delta E = E_3 + E_{п} = 0,22 - 0,23$ км³.

На заполнение мертвого объема водохранилища $S_{акк}$ пойдет 55,8 км³ воды. Объем $S_{п.в.} = S_{л} + S_6$ определяется по формулам (10.23) и (10.24). По гидрогеологическим данным, средняя глубина грунтовых вод $H_{ор} = 5$ м и коэффициент водоотдачи грунтов зоны аэрации $\mu = 0,10$, откуда $S_{л} = 1,1$ км³ и $S_6 = 6$ км³.

Следовательно, временные потери ΔS речного стока составят $55,8 + 1,1 + 6,0 = 62,9$ км³ (разовое изъятие) и ежегодные потери — $0,22 - 0,23$ км³.

Оценка влияния орошения на речной сток. При наличии экспериментальных наблюдений за всеми элементами водного баланса на типичных орошаемых массивах, расположенных в различных частях водосбора, применяется детальная схема оценки влияния орошения на сток, основанная на уравнениях водного баланса водосбора (или его участка) до и после развития орошения и обеспечивающих его инженерно-технических мероприятий. Эта схема позволяет рассчитать полное и безвозвратное водопотребление на орошение, возвратные воды, изменение запасов воды в зоне аэрации, величины снижения непродуктивного испарения и другие характеристики, имеющие значение не только для оценки изменений стока, но и для эффективного использования оросительных систем и планирования рационального использования водных ресурсов.

Расчет изменения стока, равного величине безвозвратного водопотребления на орошение, выполняется по отдельным водно-балансовым участкам, выделяемым с учетом расположения гидрометрических створов, мест заборов и сбросов излишков оросительной воды, поверхностного и подземного строений водосбора. В целом для бассейна величина безвозвратного водопотребления на орошение определяется суммированием его значений для участков.

В общем случае безвозвратное водопотребление на орошение для замыкающего створа водно-балансового участка $\Delta Q_{ор}$ может быть записано:

$$\Delta Q_{ор} = Q_{бр} - Q_{в} + \Delta E, \quad (10.25)$$

где $Q_{бр}$ — суммарный водозабор на орошение; $Q_{в}$ — суммарный сток возвратных вод от орошения; ΔE — изменение испарения, обусловленное заменой растительности на участках орошения (разность испарения с площадей, занятых орошаемыми культурами, и испарения с тех же площадей, занятых их предшественниками при естественных условиях увлажнения).

При использовании вод реки для орошения участков в соседних бассейнах изменение стока $\Delta Q_{ор} = Q_{бр}$, а при использовании вод других водосборов (или артезианских вод) в рассматриваемом бассейне его сток повышается на объем возвратного стока.

В детальных схемах расчета изменений стока под влиянием

оросительных мероприятий полный водозабор на орошение определяется по отчетным данным служб эксплуатации управлений оросительных систем или территориальных управлений мелиорации и водного хозяйства. При отсутствии такого рода данных водопотребление определяется расчетным путем в соответствии с типом регулирования водного режима почвы. Выделяют три основных типа:

регулярное орошение, когда с помощью вегетационных поливов поддерживаются оптимальные влагозапасы в активном слое почвы на протяжении всего периода вегетации сельскохозяйственных растений;

влагозарядковое (в том числе лиманное) орошение с глубоким разовым промачиванием грунтов;

орошение по чекам (на рисовых оросительных системах), поддерживающее влагонасыщение, соответствующее полной влагоемкости в толще почвогрунтов.

При регулярном орошении оценка $Q_{бр}$ (млн м³) складывается из оросительной нормы M (мм), водопотребления на невегетационные поливы (влагозарядковые и промывочные) $M_{невег}$ (мм), потерь на полях, обусловленных способом полива $z_{п}$ (мм), а также потерь в водопроводящей и водораспределительной сети z_0 (млн м³) и холостых сбросов из каналов q (млн м³):

$$Q_{бр} = f_{ор} (M + M_{невег} + z_{п}) 10^{-5} + z_0 + q, \quad (10.26)$$

где $f_{ор}$ — площадь орошения, га.

Для определения составляющих уравнения (10.26) разработаны специальные приемы расчета, изложенные в ряде методических указаний, рекомендаций и инструкций по инженерным изысканиям и проектированию оросительных систем и сетей.

Водопотребление $Q_{бр}$ на площадях лиманного орошения определяется в зависимости от нормы орошения, обусловленной весенними влагозапасами в расчетном слое почвы. Водопотребление $Q_{бр}$ на рисовых оросительных системах оценивается по оросительной норме, определяемой по уравнению водного баланса рисовой карты.

Суммарный сток возвратных вод с орошаемых земель $Q_{в}$ включает в себя поверхностную $Q_{в.п}$ и грунтовую составляющие $Q_{в.г}$: $Q_{в} = Q_{в.п} + Q_{в.г}$. Поверхностная составляющая определяется гидрометрическим способом в местах пропуска поверхностного стока как $Q_{в.п} = Q_{п} - Q'_{п}$, где $Q_{п}$ — поверхностный сток с орошаемых и $Q'_{п}$ — с неорошаемых угодий.

Грунтовая составляющая $Q_{в.г}$ рассчитывается методами гидрогеодинамики с использованием режимных наблюдений за уровнями грунтовых вод.

В целом расчет суммарного возвратного стока представляет собой очень сложную задачу, поэтому рекомендуется определять $Q_{в.г}$ с помощью специально организуемых наблюдений на орошаемых землях методом водного баланса территории.

При определении изменения испарения ΔE , обусловленного заменой растительности на участках орошения, используются методы измерения и расчета суммарного испарения с различных поверхностей на водосборах, излагаемые в «Рекомендациях по расчету испарения с поверхности суши».

Упрощенные методы оценки изменения стока под влиянием орошения применяются при недостаточности данных наблюдений, а также при рассмотрении различных вариантов развития орошения. При высоких значениях коэффициентов полезного действия водопроводящей и водораспределительной сетей изменение стока принимается равным водозабору, оцениваемому приближенно по оросительной норме нетто $M_{нт}$ (мм):

$$\Delta Q = \frac{M_{нт}}{КПД_{к} КПД_{с}} f_{ор} \cdot 10^{-5}, \quad (10.27)$$

где $КПД_{к}$ и $КПД_{с}$ — коэффициенты полезного действия оросительной сети и различных способов полива; $f_{ор}$ — площадь орошаемых земель, тыс. га. Для оценки $M_{нт}$ используются упрощенные расчетные методики, разработанные для отдельных регионов. В первом приближении оросительные нормы нетто могут быть определены по картам распределения этой величины. $КПД_{к}$ определяются приближенно по результатам обобщения опыта орошения в данном регионе или по результатам проектирования (в которых должны быть определены потери в водопроводящей и водораспределительной сети и холостые сбросы из каналов q). $КПД_{с}$ в зависимости от способа полива (бороздковое, лиманное, чековое и др.) изменяется от 0,5 до 0,9.

При низких КПД отдельно определяются $Q_{бр}$ и $Q_{в}$, величина ΔE учитывается только при проектировании орошения на площадях, занятых влаголюбивой растительностью, т. е. $\Delta Q_{ор} \approx Q_{бр} - Q_{в}$:

$$Q_{бр} = \frac{M_{нт}}{КПД_{к} \cdot КПД_{с}} f_{ор} \cdot 10^{-5},$$

$$Q_{в} = \varphi \left[Q_{бр} (1 - КПД_{к}) + \frac{M_{нт}}{КПД_{с}} f_{ор} \cdot 10^{-5} \right], \quad (10.28)$$

где φ — коэффициент возвратного стока, отражающий изменение стока с орошаемых земель по пути его движения к водоприемнику, зависит от степени дренирования территории и соотношения площади орошаемых земель и транзитной зоны.

Оценка влияния осушения болот и заболоченных земель на речной сток. Осушение болот и заболоченных земель приводит к изменению объема годового стока ΔQ за счет изменения суммарного испарения на осушенных территориях ΔE и сработки вековых запасов подземных вод ΔS : $\Delta Q = \Delta E + \Delta S$. Увеличение годового стока за счет сработки вековых запасов грунтовых вод является единовременным и происходит в период проведения мелиоративных работ и в течение 3—5 лет после их завершения. Объем сработки вековых запасов грунтовых вод с мелиорированных

водосборов рассчитывается как $\Delta S = h_6 F_{6.ос} + h_c F_c$, где h_6 и h_c — слои сработки болотных вод и грунтовых вод с осушенных водосборов; $F_{6.ос}$ — площадь осушенных болот; F_c — площадь прилегающих к болоту суходолов, находящихся под влиянием осушения.

Изменение суммарного испарения является постоянно действующим фактором, влияющим на годовой сток рек и их водные ресурсы. Объем потерь воды за счет изменения испарения в бассейне определяется по формуле

$$\Delta E = (E_6 - E_{6.ос}) F_{ос} \cdot 10^{-6}, \quad (10.29)$$

где E_6 , $E_{6.ос}$ — соответственно испарение с неосушенных и осушенных болот, мм; $F_{ос}$ — площадь осушенных земель, км². Расчет испарения с естественных и осушенных болот производится для теплого периода года по данным специальных наблюдений. В случае отсутствия таковых расчет среднего многолетнего испарения с естественных болот определяется по формуле

$$\bar{E}_6 = \beta m \bar{E}_0, \quad (10.30)$$

где \bar{E}_0 — средняя многолетняя испаряемость, определяемая по данным метеостанций; m — коэффициент перехода от испаряемости, определяемой по данным метеостанций, к испаряемости, рассчитанной по данным наблюдений на болотной метеоплощадке; β — эмпирический коэффициент, равный отношению измеренного испарения с естественных болот к рассчитанному.

Испарение с осушенных и освоенных болот определяется по зависимости

$$\bar{E}_{6.ос} = K \bar{E}_6. \quad (10.31)$$

Значения коэффициентов m , β , K дифференцированы по типам болот и характеру их освоения.

Недостаточность комплексных водно-балансовых исследований на болотах и заболоченных землях, а также на осушенных территориях в различных природных зонах СССР привела к необходимости разработки региональных рекомендаций по учету влияния осушительных мелиораций. Например, для Припятского Полесья Украины учет изменений годового и сезонного стока (в долях от среднего значения) рекомендуется производить по уравнению $K_{изм} = K f_{ос} + c$, где K и c — эмпирические параметры (районированы); $f_{ос}$ — площадь осушения в долях общей площади болот в бассейне.

Расчеты изменения максимального стока талых и дождевых вод ведутся с помощью так называемого коэффициента преобразования $\Pi_{макс} = M_0(P) / M(P)$, где $M_0(P)$ — модуль максимального стока расчетной обеспеченности с осушенного массива; $M(P)$ — то же с массива в неосушенном состоянии. Коэффициент $\Pi_{макс}$ определяется по данным параллельных наблюдений за стоком на естественных и осушенных массивах, а в случае их отсутствия — по данным рек-аналогов.

Влияние вырубок и восстановления лесов на речной сток. В результате вырубок и восстановления лесов изменяются их характеристики и основные элементы водного баланса лесных участков — испарение и сток. Эти изменения происходят непре-

рывно на протяжении 120-летнего периода роста нового леса. В старых лесах характеристики стабилизируются, годичный прирост древесины примерно равен объему ежегодно отмирающих деревьев (рис. 10.5). При оценке влияния вырубок и восстановления лесов на годовой и сезонный сток за расчетную единицу времени принимают 10-летнюю ступень роста леса, которая соответствует одному классу возраста для мягколиственных пород деревьев (березы, осины, липы и др.) и половине класса возраста для хвойных, широколиственных и твердолиственных древостоев (сосны, кедр, ели, пихты, лиственницы, дуба, клена, вяза, ясеня и др.). При лесных таксациях (проводятся каждые 5—10 лет) участки леса разделяются по возрастному и видовому составу древостоев и дается суммарная площадь этих участков с определенными характеристиками леса (в га и % всей площади лесов от лесного фонда административных районов и областей).

Расчет изменений годового и сезонного стока производится в два этапа. Сначала определяется изменение стока с залесенных участков под влиянием его возрастной структуры по десятилетиям:

$$\Delta y_i = k_{y_1} f_1 + k_{y_2} f_2 + \dots + k_{y_n} f_n - 1,00, \quad (10.32)$$

где Δy_i — среднее значение изменения суммарного стока в долях нормы стока за i -е десятилетие; k_{y_1}, \dots, k_{y_n} — коэффициенты влияния возраста леса на сток в 1 ... n -м десятилетии; f_1, \dots, f_n — площади лесов разного возраста в долях всей площади леса, определяются по данным лесных таксаций, $\sum f_i = 1,0$.

Затем, на втором этапе, определяется изменение стока рек данного бассейна за i -е десятилетие:

$$\Delta Q_i = \Delta y_i \gamma \bar{Q}, \quad (10.33)$$

где $\Delta y_i \gamma$ — изменение стока рек за i -е десятилетие в долях нормы стока \bar{Q} под влиянием сложившейся структуры лесов в данном десятилетии; γ — лесистость бассейна в долях от площади бассейна.

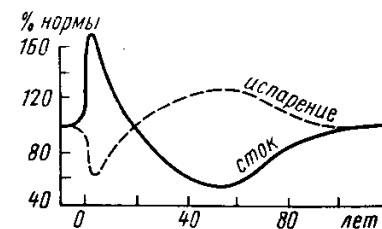


Рис. 10.5. Влияние возраста восстанавливающегося леса на ход испарения и стока (по О. Н. Крестовскому)

Величины k в выражении (10.32), представляющие собой сток с участков леса разного возраста, отнесенный к районной норме стока, получены О. И. Крестовским для подзон средней и южной тайги и подзоны широколиственных лесов ЕТС в отношении годового, весеннего и межлетнего, а также для годового стока отдельных районов АТС.

Оценка влияния агролесомелиоративных мероприятий на речной сток. В результате проведения агролесомелиоративных мероприятий происходит изменение речного стока за счет уменьшения склонового и увеличения грунтового стока. При разработке методики оценки изменений годового стока В. Е. Водогрецким за основу принято уравнение водного баланса водосбора за многолетний период, в соответствии с которым при неизменных средних осадках величине суммы изменений поверхностной и подземной составляющей стока должно соответствовать такое же изменение суммарного испарения на водосборе. В наиболее общем виде формулы для расчета изменений среднего многолетнего стока ΔY (мм) записываются в виде:

$$\Delta Y = \sum_{i=1}^n \Delta Y_{c,if_i} + \sum_{i=1}^n \Delta Y_{гр,if_i}, \quad (10.34)$$

$$\Delta Y = \sum \Delta E_{if_i}, \quad (10.35)$$

где \sum — суммарное изменение стока на n участках с преобразованным стоком; ΔY_c — уменьшение слоя склонового стока с различных поверхностей (поле, лес, лесные полосы); $\Delta Y_{гр}$ — увеличение грунтового стока; f_i — площади отдельных угодий в долях от общей площади бассейна; ΔE — изменение суммарного испарения на сельхозугодьях после агролесомелиоративных мероприятий.

Оценка изменения поверхностной составляющей стока производится на основании построения и анализа зависимостей вида

$$\alpha_c = \psi(U_t, I), \quad (10.36)$$

где α_c — коэффициент склонового зимне-весеннего стока; U_t — показатель (индекс), характеризующий степень увлаженности в метровом слое и промерзаемости почвогрунтов в период, предшествующий стоку; I — уклон склона; индекс U_t , по существу, является показателем водопроницаемости почвогрунтов.

Зависимости вида (10.36) построены по данным водно-балансовых станций и опытных стационаров, расположенных в пределах отдельных природных зон, и используются для сопоставления средних значений коэффициентов зимне-весеннего стока для залежных, распаханых под зябь и залесенных склонов (при одинаковых U_t и I). На основе этого выявляется изменение склонового стока в результате распашки, а также соотношение стока:

с безлесных и залесенных склонов. Оценка влияния лесных полос на склоновый сток производится на основании зависимости последнего от залесенности водосборов. Уменьшение склонового стока на 1% залесенности оказалось равным 1% при перекрестном расположении лесных полос на склоне и 1,4% при расположении их поперек склонов.

Оценка изменений грунтовой составляющей стока производится на основании построения и анализа зависимостей вида

$$\alpha' = \psi(H_{гр}), \quad (10.37)$$

где $H_{гр}$ — глубина залегания уровня грунтовых вод; α' — коэффициент питания грунтовых вод атмосферными осадками; $\alpha' = W/X$ (здесь W — питание грунтовых вод за год, мм; X — годовые осадки, мм).

Зависимости вида (10.37) построены для различных природных зон отдельно для залежных, распаханых и лесных склонов. Изменения в питании грунтовых вод под влиянием распашки и залесенности вычислены по разности между значениями $W = \alpha'X$, определенными с помощью зависимостей (10.37) для разных видов угодий.

Расчет возможного уменьшения склонового и увеличения грунтового стока для конкретных водосборов или их частей производится по формулам, структура которых основана на принципе векового осреднения главных факторов, влияющих на величину изменения склонового и грунтового стока, а именно: осадков (годовых и зимне-весенних), доли площадей под угодьями с учетом различий в почвах, уклонах склонов и глубин до уровня грунтовых вод, площадей с различной агротехникой и т. д.

Кроме того, В. Е. Водогрецким осуществлена дифференциация зависимостей вида (10.36) и (10.37) для лет различной водности, что позволяет вести приближенный учет возможного изменения стока различной обеспеченности.

Оценка влияния леса и лесных полос на испарение произведена также путем сопоставления данных по испарению, вычисленных по зависимостям вида

$$\frac{E_{сумм}}{E_0} = \psi(R/LX), \quad (10.38)$$

построенным для целинных земель, лиственных, сосновых и смешанных лесов при различном залегании грунтовых вод. Здесь $E_{сумм}$ — суммарное испарение; E_0 — испаряемость; R/LX — радиационный индекс. По графикам зависимостей вида (10.38) для равнозначных индексов вычислены $E_{ц}$ (для целины), $E_{л}$ (для леса) и возможные изменения в испарении $\Delta E_{л}$ при проведении лесомелиоративных мероприятий в лесостепной зоне.

При расчетах годового стока учет влияния агролесомелиорации производится по ряду формул, предложенных для каждой природной зоны, общий вид которых соответствует выражению

(10.34), а изменения склонового и грунтового стока на характерных участках f_i устанавливаются с помощью эмпирических зависимостей:

$$\Delta Y_c = f(X, S+x, M, I), \Delta Y_{гр} = f(X, H_{гр}, M, I), \quad (10.39)$$

где X — годовые осадки; $S+x$ — максимальные запасы воды в снеге, сложенные с осадками во время снеготаяния; M — механический состав почвогрунтов; I — уклоны склонов; $H_{гр}$ — глубина залегания грунтовых вод. К величинам ΔY_c и $\Delta Y_{гр}$ вводятся различные коэффициенты, учитывающие изменение стока на супесчаных и легкосуглинистых почвогрунтах, глубину распашки, водность территории, расположение лесных полос, возраст лесонасаждений и др., а также коэффициенты, учитывающие обеспеченность годового стока (раздельно для каждой составляющей). Изобилие коэффициентов (до 9) и параметров (до 10) в этих формулах заставляют относиться к их применению с большой осторожностью, имея в виду эффект статистической неустойчивости эмпирических зависимостей (см. разд. 4.2).

Применительно к расчетам максимальных расходов и слоев стока весеннего половодья разработана система поправок, отражающих увеличение потерь талого стока на инфильтрацию в почвогрунты в лесостепной и степной зонах в результате агролесомелиораций (уменьшение склонового стока), которое может быть установлено с помощью зависимостей (10.36). Поправки вычисляются по формуле

$$\Delta h_p = h_0 \frac{\Delta Y_n \%}{100} \lambda_p, \quad (10.40)$$

где Δh_p — поправка к слою стока весеннего половодья, мм; h_0 — средний слой весеннего половодья, определенный по карте СНИП; $\Delta Y_n \%$ — изменение слоя весеннего половодья под влиянием агротехнических мероприятий при фактической распаханности водосбора f_n (в долях от единицы); λ_p — переходный коэффициент от поправки в средние по водности годы к поправкам в годы с обеспеченностью весеннего стока P . Изменение слоя стока $\Delta Y_n \%$ рассчитывается как

$$\Delta Y_n \% = \Delta Y_n' \% (F_n - f_n), \quad (10.41)$$

где $\Delta Y_n' \%$ — изменение слоя стока при сплошной распашке водосбора; F_n — средняя районная распаханность водосборов на период построения карты изолиний слоя весеннего половодья (в долях от единицы). Величина $\Delta Y_n' \%$ определяется в зависимости от природной зоны, среднего годового стока, почвогрунтов и уклона склонов.

Коэффициент λ_p дифференцирован довольно схематично на основании сопоставления потерь склонового стока в средние и многоводные годы: для лесостепной зоны $\lambda(P < 25\%) = 0,2-0,3$, для

степной зоны ЕТС — 0,3—0,4, для степной зоны Западной Сибири и Казахстана — 0,6—0,7 (супесчаные и легкосуглинистые грунты) и 0,2—0,7 (суглинистые грунты).

Выполненные к настоящему времени исследования свидетельствуют о незначительности влияния агротехнических мероприятий на максимальный сток весеннего половодья в многоводные годы. Анализ зависимостей слоя и модуля максимального дождевого стока от распаханности водосборов показал нецелесообразность введения поправок на учет влияния земледелия в расчетные характеристики.

Влияние агролесомелиораций на минимальный сток рек оценивается с помощью зависимостей вида (10.37), по которым можно установить изменение коэффициента питания грунтовых вод атмосферными осадками α' . Поправочный коэффициент $\delta_{п,лсп}$ к расчетным величинам минимального стока, учитывающий влияние агромероприятий (π) и лесомелиораций (полезащитное лесоразведение, лсп), определяется по формуле

$$\delta_{п,лсп} = K'_{п,лсп} - K_{п,лсп} + 1,0, \quad (10.42)$$

где $K_{п,лсп}$ — коэффициент, учитывающий изменение питания грунтовых вод атмосферными осадками в условиях, близких к среднерайонным; $K'_{п,лсп}$ — то же при фактической залесенности и распаханности.

Влияние урбанизации на речной сток. Влияние урбанизации на речной сток определяется тремя основными группами факторов.

1. Вовлечение во влагооборот для удовлетворения потребности городского населения и промышленности больших объемов воды, превышающих местные водные ресурсы. Это превышение покрывается за счет переброски вод из-за пределов местного водосбора или забора подземных вод, не дренировавшихся ранее местной гидрографической сетью.

2. Изменения и преобразования ландшафта, нарушающие естественные условия формирования стока. Наиболее заметными факторами являются создание больших водонепроницаемых площадей, изменение местной гидрографической сети (засыпка естественных водотоков, строительство каналов, прудов, водохранилищ) и создание дренажно-канализационных систем, осуществление сосредоточенного сброса вод в водоприемники.

3. Нарушение естественного теплового режима и загрязнение воздушного бассейна, приводящие к изменению режима осадков и испарения.

Годовой сток с городских территорий в общем случае больше, чем с неурбанизированной территории. Увеличение стока в современном городе с развитой промышленностью составляет 10—15%. Это объясняется повышением осадков над городом примерно на 10% и увеличением коэффициента стока (~5%). В районах, где объем годового стока в основном формируется ливневы-

ми осадками, увеличение годового стока с городской территории может достигать, по данным В. В. Куприянова, 100—200%. В некоторых случаях он может также и уменьшаться в результате отвода вод за пределы водосбора.

Годовой сток с городской территории (Q_y) определяется следующим уравнением:

$$Q_y = Q + Q' - Q'' + \alpha_y \Delta P_y \pm \Delta E_y - P_k, \quad (10.43)$$

где Q — годовой сток с территории до урбанизации; Q' — переброска стока из-за пределов водосбора или забор подземных вод, гидравлически не связанных с рекой; Q'' — отвод сбросных вод за пределы водосбора; ΔP_y — увеличение осадков над городом; α_y — годовой коэффициент стока с урбанизированной территории; $\pm \Delta E_y$ — изменение испарения в результате урбанизации; P_k — потери из канализации и водораспределительной сети, точнее, та часть воды, которая просочилась в грунт из трубопроводов и не возвратилась в речную сеть в черте города.

В общем виде уравнение для расчета годового стока с учетом урбанизации части водосбора может быть записано так:

$$Q_{y.6} = Q_0 (1 - f_y) + Q_y f_y, \quad (10.44)$$

где $Q_{y.6}$ — норма годового стока с учетом урбанизации; Q_0 — норма годового стока с неурбанизированного бассейна («зональная»); Q_y — норма стока с урбанизированной территории, определяемая по формуле (10.43); f_y — площадь урбанизированной части в долях от общей площади бассейна.

Расчет гидрологических характеристик для урбанизированных территорий представляет собой чрезвычайно сложную задачу из-за утери естественных связей между факторами формирования и величинами речного стока и требует постановки специальных исследований. Полезно иметь в виду, что методы расчета максимальных расходов дождевых паводков в целях проектирования городских систем водоотведения хорошо развиты и регламентируются соответствующими строительными нормами и правилами (СНиП 2.04.03-85 «Канализация. Наружные сети и сооружения»).

В заключение отметим, что дальнейшее усовершенствование методов оценки и прогноза влияния хозяйственной деятельности на речной сток связано с детальным изучением элементов водного баланса речных бассейнов, особенно испарения с различных угодий, организацией и техническим оснащением системы учета использования вод на различные хозяйственные нужды, а также внедрением в практику расчетов и прогнозов стока методов математического моделирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Учение о речном стоке в процессе своего развития испытало сложную эволюцию методологических концепций, в которой решающими были два момента:

а) раскрытие вероятностного характера колебаний стока во времени, что позволило правильно поставить задачу расчета его характеристик, необходимых практике строительного проектирования, и применить для этих целей адекватный аналитический аппарат теории вероятностей и математической статистики;

б) осознание географической природы стока, что в конечном итоге позволило обеспечить расчетными гидрологическими данными потребности проектирования в условиях недостаточности или отсутствия гидрометрических данных.

Совершенствование методов вероятностных расчетов речного стока и развитие представлений о его географических закономерностях составляло основное содержание истории этой научно-технической дисциплины.

Центральным вопросом в области расчетов речного стока был и остается вопрос усовершенствования и разработки новых методов определения характеристик стока при отсутствии данных гидрометрических наблюдений. Это является объективным отражением потребностей практики гидротехнического и водохозяйственного строительства в СССР, темпы развития которого превосходили и превосходят возможности сетевых гидрометрических наблюдений. Увеличение гидрометрических данных на постоянно растущей сети станций сопровождалось созданием все более совершенных интерполяционных карт параметров стока и эмпирических зависимостей его характеристик от физико-географических факторов. Возможности этого направления, которое иногда называют географо-статистическим, далеко не исчерпаны, однако можно констатировать, что его развитие в 70—80-е годы уже не привело к принципиальному сдвигу в теории и практике расчетов речного стока.

В настоящее время надежды на качественный скачок в развитии гидрологических расчетов связывают с использованием информации о всем комплексе факторов, определяющих пространственно-временную неравномерность стока, с помощью математического моделирования как основного инструмента усвоения этой информации и представления ее в виде, удобном для изучения динамики и имитации процессов речного стока.

Однако, как отмечалось на V Всесоюзном гидрологическом съезде, методы математического моделирования процессов стока до настоящего времени почти ничего не дали практике гидроло-

гических расчетов, оставаясь в основном достоянием их авторов. Такое положение сложилось главным образом из-за недостаточности информации, поступающей с гидрометеорологической сети, включая сеть водно-балансовых станций. Имеющийся опыт моделирования показал, что отсутствует количественная информация о многих сторонах гидрологических явлений и процессов, вследствие чего о самом формировании стока и его особенностях в различных физико-географических условиях существуют только приближенные, в том числе искаженные или даже неверные представления.

Именно математическое моделирование, означающее переход к аналитическому описанию процесса речного стока, остро поставило вопрос о дефиците гидрометеорологической информации, развитии экспериментальной базы для преодоления существующего недопонимания природы речного стока, необходимости полноценного физико-математического описания гидрологических процессов.

Перспективы непосредственного использования методов математического моделирования в практике гидрологических расчетов оцениваются пока даже энтузиастами этого направления весьма сдержанно. Ожидается, что в ближайшие 10—15 лет будут внедрены самые простые модели с сосредоточенными параметрами, а принципиально новые модели расчетов стока, основанные на сложных моделях, будут реализованы на примерах отдельных водосборов, наиболее изученных в гидрометеорологическом отношении.

Следует иметь в виду, что создание и особенно применение математических моделей для расчетов стока более сложно, чем для гидрологических прогнозов. Во-первых, требуется создание стохастического блока, имитирующего входной процесс метеорологических элементов. Во-вторых, применение сложных моделей со множеством параметров подгонки проблематично из-за трудностей привязки последних к конкретным физико-географическим условиям; пока неясны и даже не ставились в качестве научной задачи вопросы географических закономерностей их распределения. Очевидно, что преимущество будут иметь математические модели, параметры которых отображают объективные физико-географические характеристики водосборов, оцениваемые независимо от особенностей той или иной модели, а число оптимизируемых параметров (подгонки) сведено к минимуму (один-два) с тем, чтобы было возможным выработать правила их географической интерполяции, опираясь на сеть хорошо изученных водосборов. Последнее является непременным условием применения математической модели для расчетов стока неизученных водосборов. С другой стороны, только жесткое ограничение параметров подгонки может обеспечить их некоторую устойчивость при небольшой длительности специализированных наблюдений, принимаемых в связи с созданием математической модели процесса стока конкретного водосбора.

ЛИТЕРАТУРА

К введению

- Генеральные доклады V Всесоюзного гидрологического съезда. Л.; 1986. Т. 1. 152 с.
Генеральные доклады V Всесоюзного гидрологического съезда. Л.; 1986. Т. 2. 159 с.

К главе 1

- Борисенков Е. П. Климат и деятельность человека. М., 1982. 130 с.
Кароль И. Л. Введение в динамику климата Земли. Л., 1988. 214 с.
Кондратьев К. Я. Глобальный климат и его изменения. Л., 1987. 231 с.
Природа многолетних колебаний речного стока. Новосибирск, 1976. 336 с.
Раткович Д. Я. Многолетние колебания речного стока. Л., 1976. 254 с.
Сванидзе Г. Г. Математическое моделирование гидрологических рядов. Л., 1977. 293 с.
Шелутко В. А. Статистические модели и методы исследования многолетних колебаний стока. Л., 1984. 159 с.

К главе 2

- Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Гидрологические основы управления речным стоком. М., 1981. 255 с.
Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Гидрологические основы управления водохозяйственными системами. М., 1982. 271 с.
Определение расчетных гидрологических характеристик (СНиП 2.01.14-83). М., 1985. 36 с.
Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Л., 1984. 448 с.
Рождественский А. В. Оценка точности кривых распределения гидрологических характеристик. Л., 1977. 268 с.
Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. Л., 1974. 424 с.

К главе 3

- Гриневиц Г. А., Петелина Н. А., Гриневиц А. Г. Композиционное моделирование гидрографов. М., 1972. 180 с.
Евстигнеев В. М. и др. Расчет речного стока по обобщенным кривым обеспеченности. М., 1975. 128 с.
Методы гидрологических расчетов при водохозяйственном проектировании. Л., 1984. 167 с.

К главе 4

- Антипов А. Н., Корытный Л. М. Географические аспекты гидрологических исследований. Новосибирск, 1981. 174 с.
Кузин П. С., Бабкин В. И. Географические закономерности гидрологического режима рек. Л., 1979. 200 с.
Методологические вопросы современной гидрологии. Л., 1978. 145 с.
Никитин С. П., Земцов В. А. Изменчивость полей гидрологических характеристик в Западной Сибири. Новосибирск, 1986. 204 с.
Расчеты речного стока. М., 1984. 165 с.

К главе 5

- Бабкин В. И., Вуглинский В. С. Водный баланс речных водосборов. Л., 1982. 191 с.
Лебедев А. В. Формирование баланса грунтовых вод на территории СССР. М., 1980. 286 с.
Методы изучения и расчета водного баланса. Л., 1981. 397 с.

К главе 6

- Андреянов В. Г. Внутригодовое распределение речного стока. Л., 1960. 326 с.
 Жаков С. И. Общие закономерности режима тепла и увлажнения на территории СССР. Л., 1982. 230 с.
 Рекомендации по расчетам внутригодового распределения стока при строительном проектировании. Л., 1975. 75 с.
 Швер Ц. А. Закономерности распределения количества осадков на континентах. Л., 1984, 285 с.

К главе 7

- Владимиров А. М. Сток рек в маловодный период года. Л., 1976. 295 с.
 Кирухин В. А., Толстихин Н. И. Региональная гидрогеология. М., 1987. 382 с.
 Ковалевский В. С. Условия формирования и прогнозы естественного режима подземных вод. М., 1973. 152 с.
 Методы расчета низкого стока. Л., 1984. 127 с.

К главе 8

- Виноградов Ю. Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Л., 1988. 312 с.
 Копанев И. Д. Снежный покров на территории СССР. Л., 1978. 180 с.
 Музылев Е. Л. Моделирование стока горных рек и спутниковая информация. М., 1987. 135 с.
 Нежиховский Р. А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. Л., 1971. 476 с.
 Оценка потерь талых вод и прогнозы объема стока половодья. Л., 1985, 189 с.
 Субботин А. И. Структура половодья и территориальные прогнозы весеннего стока рек в Нечерноземной зоне ЕТС. Л., 1978. 98 с.

К главе 9

- Алибегова Ж. Д. Пространственно-временная структура полей жидких осадков. Л., 1985. 228 с.
 Бефани Н. Ф. Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально-общих закономерностей. Л., 1983. 390 с.
 Кучмент Л. С., Демидов В. Н., Мотовилов Ю. Г. Формирование речного стока. М., 1983. 216 с.
 Математическое моделирование в гидрологии//Тр. ГГИ, 1985. Вып. 304. 104 с.
 Расчеты паводочного стока. Методы расчетов на основе мирового опыта. Л., 1978. 303 с.
 Рош М. Гидрология суши. Л., 1971. 183 с.

К главе 10

- Доброумов Б. М., Устюжанин Б. С. Преобразование водных ресурсов и режима рек центра ЕТС. Л., 1980. 221 с.
 Куприянов В. В. Гидрологические аспекты урбанизации. Л., 1977. 183 с.
 Методические рекомендации по учету влияния хозяйственной деятельности на сток малых рек при гидрологических расчетах для водохозяйственного проектирования. Л., 1986. 166 с.
 Методические указания по оценке влияния хозяйственной деятельности на сток средних и больших рек и восстановлению его характеристик. Л., 1986. 78 с.
 Румянцев В. А. и др. Опыт разработки и применения математических моделей бассейнов малых рек. Л., 1985. 93 с.
 Шикломанов И. А. Антропогенные изменения водности рек. Л., 1979. 302 с.
 Шикломанов И. А. Исследование водных ресурсов суши: итоги, проблемы, перспективы. Л., 1988. 152 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|------------|
| Предисловие | 3 |
| Введение | 5 |
| Глава 1. Многолетние колебания речного стока | 20 |
| 1.1. Вероятностный характер процессов речного стока | 20 |
| 1.2. Постановка задачи расчетов стока | 23 |
| 1.3. Особенности статистического анализа колебаний стока | 26 |
| 1.4. Математическое моделирование рядов стока | 30 |
| 1.5. Пространственно-временные закономерности многолетних колебаний стока | 33 |
| 1.6. Учет цикличности многолетних колебаний в расчетах стока | 39 |
| Глава 2. Общие вопросы расчетов речного стока при наличии гидрометрических наблюдений | 45 |
| 2.1. Требования к исходному ряду наблюдений | 45 |
| 2.2. Функции распределения ежегодных вероятностей превышения гидрологических характеристик | 46 |
| 2.3. Методы определения параметров функций распределения вероятностей | 53 |
| 2.4. Точность оценок параметров и квантилей кривых обеспеченности | 56 |
| 2.5. Учет выдающихся значений речного стока | 62 |
| 2.6. Случай фазовой неоднородности рядов характерных расходов воды | 64 |
| 2.7. Приведение параметров функции распределения вероятностей к многолетнему периоду и восстановление коротких рядов по аналогам | 64 |
| 2.8. Требуемая точность оценок расчетных гидрологических характеристик | 71 |
| Глава 3. Отдельные виды расчетов стока по гидрометрическим данным | 73 |
| 3.1. Расчеты годового стока | 74 |
| 3.2. Расчеты внутригодового распределения стока | 91 |
| 3.3. Расчеты минимального стока | 94 |
| 3.4. Особенности расчетов максимальных расходов воды при наличии гидрометрических наблюдений | 101 |
| 3.5. Гидрографы весеннего половодья и дождевых паводков | 108 |
| 3.6. Расчеты наивысших уровней воды рек | 111 |
| Глава 4. Методические основы расчетов речного стока при отсутствии материалов гидрометрических наблюдений | 111 |
| 4.1. Географо-гидрологический метод в расчетах речного стока | 118 |
| 4.2. О надежности практических приемов расчета стока при отсутствии гидрометрических данных | 128 |
| Глава 5. Годовой сток | 128 |
| 5.1. Норма годового стока | 128 |
| 5.2. Изменчивость годового стока. Географические закономерности и методы расчета | 147 |

| | |
|---|-----|
| Глава 6. Внутригодовое распределение стока | 155 |
| 6.1. Основные факторы и географические закономерности внутригодового распределения стока | 156 |
| 6.2. Практические приемы расчетов внутригодового распределения стока при недостаточности или отсутствии гидрометрических наблюдений | 167 |
| 6.3. Построение кривой продолжительности суточных расходов при отсутствии материалов гидрометрических наблюдений | 170 |
| Глава 7. Минимальный сток | 172 |
| 7.1. Факторы формирования и географические закономерности минимального стока | 173 |
| 7.2. Практические приемы расчета характеристик минимального стока при недостаточности или отсутствии гидрометрических данных | 183 |
| Глава 8. Максимальный сток весеннего половодья | 191 |
| 8.1. Факторы формирования и географические закономерности весеннего половодья | 191 |
| 8.2. Практические приемы расчета слоя весеннего половодья при отсутствии гидрометрических наблюдений | 203 |
| 8.3. Факторы формирования максимальных расходов весеннего половодья | 205 |
| 8.4. Практические приемы расчета максимальных расходов весеннего половодья | 215 |
| 8.5. Максимальные расходы талых вод горных рек | 220 |
| 8.6. Расчетные гидрографы весеннего половодья | 224 |
| Глава 9. Максимальный сток дождевых паводков | 226 |
| 9.1. Расчетные характеристики дождей | 227 |
| 9.2. Географические закономерности генезиса дождевых паводков | 234 |
| 9.3. Уравнение водного баланса и модели слоя паводочного стока | 240 |
| 9.4. Скорости и время добегаания дождевых вод по склонам | 244 |
| 9.5. Скорости добегаания по русловой сети и общая схема формирования гидрографа паводка | 249 |
| 9.6. Практические методы расчета максимальных расходов дождевых паводков при отсутствии материалов гидрометрических наблюдений | 255 |
| 9.7. Расчет максимальных расходов дождевых паводков по СНиП 2.01.14-83 | 261 |
| 9.8. Расчетные гидрографы дождевых паводков при отсутствии материалов гидрометрических наблюдений | 264 |
| 9.9. О математическом моделировании гидрографов | 266 |
| Глава 10. Оценка влияния хозяйственной деятельности на речной сток | 272 |
| 10.1. Определение времени начала влияния хозяйственной деятельности на сток. Оценка однородности рядов гидрометрических наблюдений | 273 |
| 10.2. Статистические методы оценки влияния хозяйственной деятельности на речной сток | 278 |
| 10.3. Водно-балансовые методы учета влияния хозяйственной деятельности на речной сток | 280 |
| Заключение | 299 |
| Литература | 301 |