551.48
Ан 62

В.Г. АНДРЕЯНОВ

ВНУТРИГОДОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕЧНОГО СТОКА

Гидрометеоиздат
1960

557.49
А65

Описано

ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ СССР

*ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ*

557.482
А 65

В. Г. АНДРЕЯНОВ

ВНУТРИГОДОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕЧНОГО СТОКА

(ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ И ВОДОХОЗЯЙСТВЕННЫХ РАСЧЕТАХ)

Под редакцией
д-ра техн. наук, проф.
Д. Л. СОКОЛОВСКОГО

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1960

Библиотека Ср. Аз. НИГМИ
№ 4980
Ташкент

551.482.215

АННОТАЦИЯ

В монографии на основе анализа водного и теплового баланса водосборов по сезонам и месяцам года исследуется формирование внутригодового режима речного стока под воздействием определяющих физико-географических факторов. Устанавливаются методические основы и даются практические рекомендации по расчету календарного внутригодового распределения стока при наличии и при отсутствии данных наблюдений. Рассматриваются характеристики внутригодового распределения стока по величинам расходов без учета их календарной последовательности (кривые продолжительности суточных расходов, использования стока, дефицитов стока), приводятся рекомендации по их построению и по применению в водохозяйственных расчетах. На основе обобщения данных по характеристикам внутригодовой неравномерности стока разрабатывается метод расчета сезонного регулирования.

Книга рассчитана на научных работников и специалистов, работающих в области гидрологических и водохозяйственных расчетов, а также может служить в качестве учебного пособия для студентов и аспирантов гидрометеорологических институтов.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение 6

Часть I. **Исследование и расчет формирования внутригодового режима стока**

Глава I. Уравнения водного и теплового баланса водосбора в применении к исследованию и расчету формирования внутригодового режима стока 9
1. Основные положения 9
2. Уравнение водного баланса водосбора 11
3. Тепловой баланс подстилающей (деятельной) поверхности водосбора 14
4. Взаимодействие между компонентами теплового баланса и метеорологическими факторами 20

Глава II. Водный режим почв и суммарное испарение 22
1. Водный режим почв в связи с испарением и стоком 22
2. Суммарное испарение и испаряемость 28
3. Формулы и методы расчета суммарного испарения 29

Глава III. Анализ и расчет внутригодового режима стока на основе уравнений водного и теплового баланса 34
1. Анализ водного баланса водосбора по месяцам года на примере р. Поломети 34
2. Существующие схемы расчета водного баланса водосбора 40
3. Принимаемая схема расчета суммарного испарения с водосбора . . 44
4. Принимаемая схема расчета водного баланса 48

Глава IV. Влияние физико-географических условий на внутригодовой режим стока 55
1. Основные положения 55
2. Климатические факторы 56
3. Почвенно-геологические и геоморфологические условия 57
4. Влияние размеров, формы и рельефа водосбора 60
5. Влияние озер 62
6. Влияние русла, поймы и плавней 75
7. Влияние болот 76
8. Влияние леса 76
9. Влияние хозяйственной деятельности человека 77

Часть II. **Исследование календарного внутригодового распределения стока и методика его расчета**

Глава V. Методические основы исследования и расчета календарного внутригодового распределения стока 79
1. Основные принципы составления расчетного календарного внутригодового распределения стока 79
2. Сезонный сток и его колебания 83

Глава VI. Обзор и анализ существующих методов и приемов составления календарного внутригодового распределения стока 110

Глава VII. Расчетное календарное внутригодовое распределение, равнообеспеченное по стоку критических периодов года 129
1. Обоснование предлагаемой схемы внутригодового распределения стока 129
2. Практическое применение предлагаемого метода при наличии данных наблюдений 139
3. Применение предлагаемого метода при отсутствии данных наблюдений 141
4. Упрощенный метод расчета для неизученных рек 144
5. Суммарное равнообеспеченное распределение стока 146

Стр.

Часть III. **Характеристики внутригодового распределения по величинам расходов и их применение в гидрологических расчетах**

Глава VIII. Система характеристик и параметры внутригодового распределения стока 147
1. Основные положения 147
2. Общая система характеристик внутригодового распределения стока 149
3. Краткий обзор исследований общих параметров внутригодового распределения стока 159

Глава IX. Результаты исследований по основным параметрам внутригодового распределения стока 163
1. Зависимость нормы и изменчивости коэффициента внутригодовой неравномерности стока от физико-географических условий 163
2. Корреляционная связь между коэффициентом внутригодовой неравномерности и водностью года 176
3. Влияние физико-географических условий на коэффициент участия весеннего половодья в формировании годового избытка над среднегодовым расходом 187
4. Корреляционная связь между коэффициентом участия весеннего половодья в формировании годового избытка и коэффициентом внутригодовой неравномерности 190

Глава X. Построение схематизированного типового гидрографа для заданного сочетания водности года и его внутригодовой неравномерности 192
1. Выбор типового года из числа фактических 192
2. Основные положения предлагаемого метода построения типового схематизированного гидрографа для заданных водности года и его внутригодовой неравномерности 195
3. Определение прочих элементов схематизированного гидрографа . . . 197
4. Построение схематизированных гидрографа и календарной интегральной кривой на примере р. Боровки у х. Паники 201

Часть IV. **Кривые продолжительности расходов и использования стока и их применение в водохозяйственных расчетах**

Глава XI. Обзор методов построения кривых продолжительности расходов и использования стока 213
1. Общие сведения по кривым продолжительности расходов и использования стока 213
2. Краткий обзор обобщений по кривым продолжительности расходов и использования стока 218
3. Влияние физико-географических условий на форму кривой продолжительности суточных расходов и кривой использования стока 219
4. Обзор и анализ предложений по аналитическому выражению кривой продолжительности суточных расходов 221

Глава XII. Предлагаемый метод построения кривой продолжительности расходов и кривой использования стока 228
1. Обоснование предлагаемого метода 228
2. Практическое применение предлагаемого метода для расчета ординат кривых продолжительности расходов и использования стока по заданным значениям $k_{мк}$, $k_{мн}$ и $\varphi(1)$ 240
3. Построение кривой продолжительности расходов и кривой использования стока при отсутствии данных наблюдений 242
4. Многолетние изменения кривой продолжительности расходов и кривой использования стока и построение этих кривых для типового года при заданных его водности и внутригодовой зарегулированности . . . 245

Глава XIII. Применение кривых продолжительности расходов и кривых использования стока в водохозяйственных расчетах 248
1. Основные соображения 248
2. Составление водноэнергетических характеристик по кривой продолжительности расходов 251
3. Расчет сезонного регулирования стока по кривым продолжительности расходов и использования стока 256

Часть V. **Методика расчета сезонного регулирования стока на основе характеристик внутригодовой неравномерности стока**

Глава XIV. Обзор исследований в области сезонного регулирования стока 259
1. Общие сведения 259

Стр.

2. Существующие методы расчета сезонного регулирования стока и определения сезонной составляющей емкости при многолетнем регулировании 262
Глава XV. Предлагаемый метод расчета сезонного регулирования стока на основе характеристик внутригодовой неравномерности стока 270
1. Основные положения предлагаемого метода 270
2. Построение графика связи емкость — отдача — обеспеченность отдачи при наличии данных наблюдений 272
3. Аналитическое выражение кривой зависимости емкости сезонного регулирования от расхода отдачи при заданной ее обеспеченности . . 278
4. Зависимость параметров кривой распределения сезонной составляющей емкости многолетнего регулирования от расхода отдачи 282
5. Учет неравномерности отдачи 283
6. Установление параметров кривых распределения показателей режима стока при отсутствии данных наблюдений 285
7. Соображения по учету влияния деятельности человека на режим стока при расчетах сезонного регулирования 297
8. Определение дефицита отдачи за пределами гарантии и полной годовой отдачи 300
Глава XVI. Практическое применение предлагаемого обобщенного метода расчета сезонного регулирования стока 302
1. Состав и последовательность расчетов при отсутствии данных наблюдений 302
2. Районные обобщения графика связи емкость—отдача—обеспеченность отдачи 308
3. Определение суммарной рабочей емкости при многолетнем регулировании 310
Заключение 315
Литература 320

ВВЕДЕНИЕ

Внутригодовой режим речного стока имеет большое значение при гидротехническом проектировании и строительстве, ведущемся в Советском Союзе в больших масштабах и играющем важную роль во всем комплексе мероприятий по развитию народного хозяйства страны. В подавляющем большинстве случаев (за исключением редко встречающегося наличия глубокого многолетнего регулирования) именно внутригодовым режимом стока (с учетом его многолетних изменений) определяются основные параметры водохозяйственного предприятия — гарантированная отдача воды (а следовательно, и гидравлической энергии), максимальный полезно используемый расход (и установленная мощность гидростанции), необходимая емкость регулирования для увеличения гарантированной отдачи до заданной величины при заданной степени гарантии, а следовательно, в значительной мере величины затрат на строительство предприятия и его экономическая эффективность.

При проектировании крупных гидроузлов на больших, хорошо изученных реках водохозяйственные расчеты могут выполняться по всему имеющемуся ряду наблюдений за стоком, и все многообразие многолетних изменений внутригодового режима стока при этом учитывается достаточно полно. При массовом проектировании мелких гидротехнических сооружений, особенно при отсутствии данных наблюдений, водохозяйственные расчеты ведутся по одному маловодному году заданной обеспеченности (иногда также по среднему и многоводному году) обычно с недостаточно обоснованным внутригодовым распределением стока, что часто вызывает значительные просчеты в определении водохозяйственных параметров сооружения, снижение эффективности его работы и излишние затраты на его строительство.

Поэтому для целей массового проектирования гидротехнических сооружений на малых и средних реках как при наличии данных наблюдений, так и особенно при их отсутствии весьма важное значение имеет разработка методов составления расчетных характеристик внутригодового распределения стока, удовлетворяющих как природным соотношениям стока за отдельные части года, так и требованиям проектирования, а также методов водохозяйственных расчетов на основе этих характеристик. Большое значение для общей оценки эффективности использования стока отдельных рек и целых гидрологических районов имеет установление обобщенного показателя внутригодовых колебаний стока (аналогичного коэффициенту вариации, характеризующему в обобщенном виде многолетние колебания годового стока) и включение этого показателя в гидрологические справочники и водохозяйственные кадастры.

Исследование территориальных изменений внутригодового режима стока имеет большое практическое значение для планирования работы гидроэлектростанций в единой энергетической системе.

Разработка методов расчета тех или иных характеристик речного стока должна обязательно основываться на ясном представлении о соответственной стороне процесса формирования речного стока. В частности, методы расчета внутригодового распределения стока должны исходить из анализа формирования внутригодового режима стока под воздействием определяющих физико-географических факторов. Единственным объективным средством исследования в этом случае является внутригодовой водный баланс по месячным (или декадным) интервалам времени. Поскольку один из основных компонентов водного баланса — испарение — вместе с тем является компонентом теплового баланса, для достаточно обоснованного составления и анализа водного баланса водосбора необходимо также, как это показал М. И. Будыко (1955), совместное рассмотрение уравнений водного и теплового баланса. В связи с изложенным первая часть настоящей монографии (главы I—IV) посвящена вопросу исследования закономерностей формирования внутригодового режима стока с привлечением для этого уравнений водного и теплового баланса, а также анализу влияния на режим стока основных физико-географических факторов.

Однако при современном состоянии разработки методики расчетов водного и теплового баланса и развития сетевых наблюдений за компонентами водного и теплового баланса или определяющими их факторами практическое применение этих уравнений не может получить широкого распространения и возможно лишь в отдельных случаях для целей исследования процесса формирования речного стока или при значительно измененных физико-географических условиях водосбора. Поэтому для водосборов, находящихся в естественных или мало измененных физико-географических условиях, в настоящее время должны применяться в качестве основных методы расчета характеристик внутригодового распределения стока, базирующиеся на статистических закономерностях, устанавливаемых по данным наблюдений за стоком за прошедшие годы, но при обязательном попутном учете физических закономерностей формирования речного стока и определяемого этими закономерностями характера влияния основных физико-географических факторов.

Исследованию указанных статистических закономерностей, обоснованию методов расчета характеристик внутригодового распределения стока и методов водохозяйственных расчетов на базе этих характеристик посвящены остальные части монографии.

Во второй части работы (главы V—VII) рассматриваются статистические соотношения между величинами стока за отдельные сезоны года, формулируются требования проектирования к расчетному календарному внутригодовому распределению стока, анализируются (с точки зрения соответствия существующим природным соотношениям между величинами стока за отдельные части года и требованиям проектирования) основные существующие расчетные методы и обосновывается, исходя из указанных условий и требований, предлагаемый метод.

В третьей части (главы VIII—X) рассматривается система характеристик внутригодового распределения стока по величинам расходов (без учета календарной последовательности), устанавливаются общие параметры этих характеристик, выводятся зависимости этих параметров от физико-географических условий и от водности года, приводятся способы приближенного общего учета распределения стока по основным фазам его годового режима и излагаются составленные на основе этих исследований: схема выбора типового года из числа фактических и метод построения типового схематизированного гидрографа для заданной водности года и его внутригодовой неравномерности.

В четвертой части (главы XI—XIII) подвергаются подробному рассмотрению две наиболее известные характеристики из числа приводимых в третьей части: кривая продолжительности суточных расходов и ее интегральное выражение — кривая использования стока, разбираются основные методы их построения при отсутствии данных наблюдений и обосновывается предлагаемый метод. В главе XIII рассматриваются различные виды применения этих характеристик в водохозяйственных расчетах.

Наконец, пятая часть работы (глава XIV—XVI) посвящена методике расчетов сезонного регулирования стока. В ней анализируются существующие приемы расчета, обычно основывающиеся на грубой схематизации внутригодового распределения стока, и обосновывается предлагаемая достаточно точная методика расчета на базе обобщения данных по одной из приводимых в третьей части характеристик внутригодового распределения стока — кривой дефицитов стока до заданного расхода (с учетом восстановления дефицита в периоды паводков).

Во всех частях монографии уделяется внимание вопросам количественного учета влияния на характеристики стока физико-географических условий и хозяйственной деятельности человека, что облегчает практическое применение методов гидрологической аналогии и географической интерполяции при расчетах по неизученным рекам. Изложение сопровождается расчетными графиками, картами изолиний расчетных параметров и таблицами их районных значений, а также поясняется примерами расчетов для конкретных водосборов.

Вопрос о точностях расчета гидрологических характеристик и определяемых по ним водохозяйственных показателей в монографии особо не рассматривается. Этому вопросу специально посвящена обстоятельная работа Я. Ф. Плешкова (1952). В каждом отдельном случае надежность и точность расчетного метода оцениваются путем сопоставления результатов водохозяйственных расчетов по характеристике внутригодового распределения, установленной по рассматриваемому методу, с результатами водохозяйственных расчетов по всему имеющемуся ряду лет.

Настоящая монография составлена по результатам работ автора в Государственном гидрологическом институте в 1946—1959 гг. В указанных работах принимали участие мл. научн. сотрудник Г. Г. Поляк и инж. Н. Я. Глущенко.

ЧАСТЬ I

ИССЛЕДОВАНИЕ И РАСЧЕТ ФОРМИРОВАНИЯ ВНУТРИГОДОВОГО РЕЖИМА СТОКА

ГЛАВА I

УРАВНЕНИЯ ВОДНОГО И ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА ВОДОСБОРА В ПРИМЕНЕНИИ К ИССЛЕДОВАНИЮ И РАСЧЕТУ ФОРМИРОВАНИЯ ВНУТРИГОДОВОГО РЕЖИМА СТОКА

1. Основные положения

Основным средством исследования формирования речного стока как в среднемноголетнем разрезе, так и для отдельных лет, за целый год или за отдельные фазы годового цикла должно являться уравнение водного баланса, вытекающее непосредственно из закона сохранения материи.

Формулировка этого уравнения была дана еще А. И. Воейковым (1882), а методы его решения были разработаны в дальнейшем в трудах Пенка (1896), Оппокова (1904, 1913), Шрейбера (1904), Келлера (1906), Ольдекопа (1911) применительно к задаче по установлению величин среднего годового стока водосборов на основе данных метеорологических наблюдений.

Большое внимание вопросу водного баланса было уделено в работе М. А. Великанова (1925).

В последующем в связи со значительным расширением в СССР гидрометрической сети, накоплением данных по стоку и построением Б. Д. Зайковым и С. Ю. Белинковым (1937) карт среднего годового стока для всей территории СССР способы нахождения среднего многолетнего стока по метеорологическим данным потеряли свое значение для отечественной гидрологии. Однако за рубежом для малоисследованных территорий определение нормы годового стока по уравнению водного баланса до сих пор имеет широкое распространение.

Накопление данных наблюдений — гидрологических, метеорологических и по водному режиму почв — позволили в дальнейшем ряду авторов решить с той или иной степенью приближения вопрос о среднем распределении в году испарения (П. С. Кузин, 1931, 1938; Б. В. Поляков, 1946, 1947). Это дало возможность проводить расчеты водного баланса водосборов по месячным данным в среднемноголетних условиях.

За послевоенные годы большое число аналогичных работ появилось в зарубежных странах (Рослоньский, 1947; Дембский, 1950; Кальвейт, 1953; Торнтвейт и Мазер, 1955, и др.).

В послевоенные годы развитие агролесомелиоративных мероприятий, направленных на крутой подъем сельского хозяйства, стимулировало усиление исследований элементов водного и теплового баланса и водного режима почв на стоковых станциях, в гидрологических лабораториях и геофизических обсерваториях, а также целым рядом специальных экспе-

диций, проводившихся различными организациями всесоюзных и республиканских академий, Гидрометеорологической службы и Министерства сельского хозяйства. Эти экспериментальные исследования и основанные на них научные разработки М. И. Будыко, Т. Г. Берлянд, Л. И. Зубенок, А. М. Алпатьева, А. И. Будаговского, М. М. Абрамовой, С. И. Долгова, Ф. Р. Колясева, А. А. Роде, С. А. Вериго, Л. А. Разумовой, А. В. Процерова, А. Р. Константинова, П. П. Кузьмина, В. В. Романова, Л. Р. Струзера, А. К. Филипповой и др. позволили поставить в порядок дня еще более сложную задачу, выдвигаемую требованиями современного народного хозяйства СССР, а именно, разработку методики исследования и расчета внутригодового режима стока отдельных лет на основе совместного применения уравнения водного и теплового баланса [впервые практическая схема совместного решения уравнений теплового и водного баланса для месячных интервалов времени была предложена М. И. Будыко (1955)].

Настоятельная необходимость разработки такой методики определяется непрерывно возрастающим влиянием гидротехнических, мелиоративных и агротехнических мероприятий на физико-географические условия водосборов и на гидрологический режим рек, в связи с чем все сужается область применения статистических приемов исследования, расчета и прогнозирования внутригодового хода стока, опирающихся на использование данных непосредственных наблюдений за стоком за прошлое время и на метод гидрологической аналогии при отсутствии данных наблюдений.

Своевременность и осуществимость поставленной задачи подтверждается появлением в последнее время ряда работ, посвященных вопросам расчета детального водного баланса по месячным и декадным интервалам времени за отдельные годы (В. Г. Андреянов, 1957а; Г. П. Калинин и Т. Т. Макарова, 1958; С. И. Харченко, 1960).

Общий обзор современного состояния исследований водного и теплового баланса водосборов и компонентов баланса в СССР и за рубежом приводится в предшествующей работе (В. Г. Андреянов, 1959). Ниже в этой главе приводятся основные сведения по уравнениям водного и теплового баланса применительно к задаче изучения и расчета внутригодового режима стока, в главе II — данные по водному режиму почв и по суммарному испарению и в главе III — методы и приемы расчета водного баланса водосборов за отдельные годы по месячным и декадным интервалам, в том числе с привлечением уравнения теплового баланса, поясняемые рядом примеров, и формулируются предложения по уточнению этих методов и приемов в целях их практического применения для исследования и расчета формирования внутригодового режима стока.

На основании излагаемых в главах I—III результатов исследований уже в настоящее время можно считать принципиально осуществимым (хотя еще с невысокой точностью):

1) при наличии данных наблюдений по всем основным компонентам водного баланса (что имеет место пока только на стоковых и аналогичных станциях) составление водного баланса водосбора за отдельные годы по месячным (декадным) интервалам времени для изучения закономерностей формирования внутригодового режима стока и влияния на него различных физико-географических факторов;

2) при наличии данных наблюдений по основным элементам водного баланса, кроме испарения (или же недостаточной надежности последних данных), расчет суммарного испарения с водосбора путем совместного решения уравнений водного и теплового баланса или по одному из физи-

ческих и эмпирических методов, опирающихся на результаты совместного решения этих уравнений и контролируемых по этим результатам;

3) при отсутствии данных по стоку, но при наличии фактических (или предвычисленных) данных по другим компонентам водного баланса, а также по компонентам теплового баланса (или по метеорологическим элементам, позволяющим рассчитать испарение) расчет и прогнозирование внутригодового хода стока путем решения уравнения водного баланса.

Конечно, современное состояние разработки методики решения уравнений водного и теплового баланса и определения расчетным путем их компонентов еще не дает возможности их широкого применения для целей практических расчетов внутригодового распределения стока рек при отсутствии данных наблюдений. Существующие методы наблюдений в отдельных точках за такими элементами, как суммарное испарение, влагозапасы в почве и запасы грунтовых вод, значительно изменяющимися как по площади, так и по времени, не обеспечивают необходимой точности установления соответственных компонентов водного баланса по всему водосбору в целом, даже при наличии наблюдений за определяющими их метеорологическими и гидрологическими элементами.

Поэтому в настоящее время еще неизбежно применение излагаемых в главах V—XIII статистических методов расчета внутригодового распределения стока, основанных на данных наблюдений за прошлые годы по рассчитываемому водосбору, или, в случае их отсутствия, — на данных объекта-аналога, или на формулах, выведенных также на основании обобщения данных наблюдений за предшествующее время.

Вместе с тем уже и сейчас необходимо прибегать к расчету (или предвычислению) внутригодового режима стока путем применения уравнения водного и теплового баланса при осуществленном или намечаемом значительном изменении физико-географических условий на водосборе, когда пользоваться данными наблюдений за прошлые годы уже оказывается невозможным, а внесение в естественный режим стока предположительных поправок недостаточно обоснованно. Аналогичные расчеты могут выполняться для установления региональных типовых характеристик внутригодового режима при различных возможных сочетаниях климатических компонентов водного баланса (осадков, испарения), а также для прогностических целей.

Попутно с выполнением таких расчетов должна уточняться методика решения уравнений водного и теплового баланса и расчета их отдельных компонентов, а также программы и методы необходимых натурных наблюдений — экспериментальных и сетевых.

2. Уравнение водного баланса водосбора

Уравнение водного баланса водосбора за конечный промежуток времени, как и всякое уравнение баланса, может быть записано в общем виде как равенство прихода воды на водосбор (осадки x) сумме ее расходов с водосбора (сток в замыкающем створе y, испарение с поверхности почвы, воды, снега и льда и транспирация с растительности за вычетом конденсации [1] z, затраты воды на пополнение всех ее запасов на водосборе u, утечка воды в смежные водосборы w)

$$x = y + z + u + w. \tag{1.1}$$

[1] Конденсацию иногда присоединяют к приходному компоненту — осадкам x, но поскольку она не учитывается при измерении осадков и вместе с тем рассчитывается совместно с испарением z, правильнее ее отнести к последнему компоненту.

Как это очевидно, члены уравнения x и y могут иметь только положительное значение [если принимать за положительное для приходного члена направление на водосбор, а для расходного — от водосбора, как это, например, предлагает М. И. Будыко (1956) при рассмотрении уравнения теплового баланса]; члены u и w бывают также отрицательными; первый, когда вместо пополнения запасов воды происходит их убыль, второй, когда вместо утечки происходит приток на водосбор. Иногда и член z может иметь отрицательное значение, когда конденсация превышает испарение. В соответствии с этим сложение и вычитание в уравнении (1.1) и в приводимых ниже преобразованных уравнениях должны выполняться алгебраически в соответствии со знаками, присущими тому или иному из указанных компонентов.

При изучении режима стока уравнение (1.1) решается относительно величины y и принимает следующий вид:

$$y = x - z - u - w. \tag{1.1'}$$

Поскольку член уравнения (1.1) u при его положительном значении обозначает пополнение запасов, а при отрицательном — их убыль, он может быть в соответствии с терминологией, принятой в водохозяйственных расчетах, назван аккумуляционным членом.

Аккумуляция может быть подразделена на следующие основные части: на поверхностную $u_{пов}$, включающую накопление и стаивание снега и льда $u_{сн}$, накопление и убыль воды в местных понижениях на водосборе $u_{пов}$ и в русловой системе $u_р$, и на подземную $u_{подз}$, в которой можно выделить изменение запаса почвенных вод (зона аэрации) $u_{почв}$ и грунтовых вод $u_{гр}$. Таким образом,

$$u = u_{пов} + u_{подз} = u_{сн} + u_{пов} + u_р + u_{почв} + u_{гр}. \tag{1.2}$$

При рассмотрении внутригодового режима стока аккумуляционный компонент уравнения водного баланса играет значительную роль, в некоторых случаях даже бóльшую, чем осадки, например, для периода весеннего половодья, когда сток в основном определяется запасами воды, аккумулированными в снеге, $u_{сн}$.

В этом заключается коренное различие уравнения водного баланса для части года по сравнению с уравнением для годового периода. В последнем случае роль компонента u незначительна, а в среднемноголетних условиях может быть принято $u=0$ и уравнение водного баланса получает следующий вид:

$$y = x - z - w. \tag{1.3}$$

Для средних и больших водосборов водообмен со смежными водосборами обычно бывает относительно незначительным. Так, например, по данным, приводимым Б. И. Куделиным (1951), для бассейнов рр. Сожа и Десны водообмен оценивается средней годовой величиной 23 мм, т. е. около 11% от стока, или 4% от осадков, что находится, вообще говоря, в пределах точности расчета водного баланса в современных условиях. Поэтому обычно компонентом w при решении уравнения водного баланса можно пренебречь. В случае необходимости он может быть приближенно установлен по данным специальных гидрогеологических исследований и по данным обобщений, имеющихся в литературе. С уменьшением размеров водосбора относительная (в долях от стока) величина водообмена с соседними бассейнами увеличивается. Как было показано Б. В. Поляковым (1946), причиной этого является то, что при прочих равных условиях величина водообмена уменьшается примерно в соответствии с длиной водораздельной линии, т. е. в первой степени, а сток — в соответствии с площадью водосбора, т. е. во второй степени.

Большое значение для малых водосборов имеет и несовпадение границ подземного и наземного водосборов, примером чему может служить р. Оредеж в Ленинградской области.

В случае неполного дренирования грунтового стока при недостаточно глубоком эрозионном врезе русла реки уравнение водного баланса принимает следующий вид:

$$y = x - z - u - y_1, \tag{1.4}$$

где y_1 — часть грунтового стока, не дренируемая водотоком.

Такие водосборы названы Д. Л. Соколовским *незамкнутыми*, или *висячими*. В частном случае для временных водотоков, совсем не дренирующих грунтовые воды и имеющих лишь поверхностное питание (включая и почвенный сток), приходим к уравнению

$$y_{пов} = x - z - u - y_{гр}. \tag{1.5}$$

При этом бóльшую часть года $y_{пов} = 0$.

При глубоком залегании грунтовых вод, которое характерно для лесостепной и особенно степной зоны и которое обусловливает широкое распространение временных водотоков в этих зонах, сток бóльшую часть года вообще отсутствует, а при выпадении значительных осадков имеет место лишь просачивание из верхнего активного почвенно-грунтового слоя за пределы зоны, доступной для испарения и транспирации, обозначаемое ниже через $y_{прос}$. В большинстве случаев можно пренебречь сравнительно незначительной миграцией воды в парообразном виде между грунтовыми водами и деятельным слоем в летние месяцы и относительно незначительными изменениями запасов влаги в промежуточных слоях грунтов (хотя абсолютная величина этих запасов и может быть очень велика). Поэтому для водосборов временных водотоков в теплый период года, кроме кратковременных периодов наличия стока при снеготаянии и значительных ливнях, можно принимать следующее выражение:

$$u_{почв} = x - z - y_{прос}, \tag{1.6}$$

которое представляет собой, по существу, уравнение водного баланса верхнего активного слоя почво-грунтов водосбора. Как показали исследования в Дубовской гидрологической лаборатории (А. К. Филиппова, 1955) и др., для степной зоны величина просачивания в летний период ничтожна и уравнение (1.6) принимает вид

$$u_{почв} = x - z. \tag{1.6'}$$

При этом обычно оказывается достаточным измерять изменения запаса почвенной влаги в слое 100—150 см для получения результата, соизмеримого с точностью определения других компонентов баланса.

При наличии цепочки плесов следует учитывать возможность наличия существенного подруслового потока и в этом случае пользоваться уравнением (1.5), относя подрусловой поток к поверхностному.

Конечно, при сравнительно значительном заборе воды из русел водотоков, переброске воды из соседних водосборов, регулировании стока прудами и водохранилищами и т. п. следует учитывать эти искусственные изменения в водном баланса водосбора путем введения соответственных членов в уравнение баланса. При наличии значительных водных площадей на водосборе испарение с них (особенно в засушливой зоне) следует учитывать отдельно от остальной части водосбора.

Уравнение водного баланса может быть использовано для решения следующих задач:

1) контроля и увязки данных по компонентам водного баланса;

2) нахождения неизвестного компонента (в некоторых случаях двух-трех компонентов при помощи введения дополнительных зависимостей между некоторыми из них);

3) исследования природных зависимостей между разными компонентами баланса и определяющими их физико-географическими условиями.

В первом и втором случае можно использовать данные обычных сетевых наблюдений при более тщательном и детальном их контроле и увязке. Некоторые из компонентов (например, испарение) могут не измеряться непосредственно, а рассчитываться на основании данных метеорологических и других наблюдений.

Некоторые соображения по использованию данных наблюдений на сети гидрометрических, метеорологических и агрометеорологических станций и о возможных ошибках в определении на их основе компонентов водного баланса водосбора приводятся в статьях Г. П. Калинина и Т. Т. Макаровой (1958) и В. Г. Андреянова (1957а, 1960).

При использовании уравнения водного баланса для исследования природных зависимостей между компонентами водного баланса и определяющими их физико-географическими условиями (третий случай), очевидно, необходимо определение всех компонентов баланса и определяющих их метеорологических и прочих факторов по расширенной программе и с повышенной точностью. В частности, необходимы измерения метеорологических элементов (особенно осадков) на более частой сети пунктов, проведение более детальных и частых снегосъемок, более подробные и частые измерения влажности и температуры почвы, запасов грунтовых вод, непосредственные наблюдения над суммарным испарением и испаряемостью для различной растительности, более точные наблюдения за стоком, особенно меженным, с применением гидрометрических сооружений и других наиболее совершенных методов, а также введение дополнительных наблюдений — градиентных над температурой, влажностью воздуха и скоростью ветра, актинометрических и др.

3. Тепловой баланс подстилающей (деятельной) поверхности водосбора

Уравнение теплового баланса земной поверхности, непосредственно вытекающее из закона сохранения энергии, для конечных промежутков времени, как известно, имеет следующий вид (пренебрегая затратами солнечной энергии на биохимические процессы, составляющими всего 1—2% от радиационного баланса):

$$R = Lz + P + B, \tag{1.7}$$

где R — радиационный баланс, z — испарение за вычетом конденсации, L — скрытая теплота испарения, Lz — затрата тепла на испарение, P — теплообмен с атмосферой, B — теплообмен с почвой.

Для периода снеготаяния

$$R = Lz + L'h + P + B, \tag{1.7'}$$

где L' — скрытая теплота таяния, h — слой воды в растаявшем снеге.

Согласно М. И. Будыко (1956) и ряду других авторов, положительной принимается величина R, направленная к подстилающей поверхности (приход солнечной энергии), а величины Lz, P и B, если они направлены от подстилающей поверхности (B — вниз, а Lz и P — вверх), т. е. представляют собой расход солнечной энергии, поступившей к подстилающей поверхности.

Поскольку в дальнейшем нами используются месячные интервалы времени, измерение всех членов уравнения теплового баланса принимается в ккал/см² месяц.

Скрытая теплота испарения зависит незначительно от температуры испаряющей поверхности

$$L = 597 - 0{,}6\theta \text{ кал/г}, \tag{1.8}$$

где θ — температура в градусах Цельсия. В большинстве случаев для практических расчетов можно принимать ее величину постоянной. При измерении компонента Lz в ккал/см²месяц и слоя испарения z в см $L \cong 0{,}6$ ккал/см³, а при измерении z в мм $L \cong 0{,}06$. При испарении со снега скрытая теплота возгонки составляет $L \cong 0{,}68$ ккал/см³ при измерении z в см и $L \cong 0{,}068$ при z в мм. Скрытая теплота таяния $L' \cong 0{,}08$ ккал/см³ при измерении слоя растаявшей воды в см.

Радиационный баланс R, как известно, равен разности поглощенной суммарной коротковолновой радиации и эффективного длинноволнового излучения подстилающей поверхности I

$$R = (Q+q)_n (1-\alpha) - I, \tag{1.9}$$

где $(Q+q)_n$ — сумма прямой Q и рассеянной q радиации при фактической облачности n, α — альбедо (коэффициент отражения).

Величина $(Q+q)_n$ может быть получена по данным актинометрических наблюдений, а в случае их отсутствия (а также для грубого контроля при их наличии) может быть определена по формуле Савинова — Онгстрема

$$(Q+q)_n = (Q+q)_0 [1 - (1-k)\, n]. \tag{1.10}$$

Здесь $(Q+q)_0$ — суммарная радиация при безоблачном небе, определенная в зависимости от высоты стояния Солнца методом Украинцева в ккал/см² месяц; n — облачность в долях единицы; k — коэффициент, учитывающий долю солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу облаков, которая доходит до земной поверхности при полной облачности (при $n=1$). Месячные величины $(Q+q)_0$ для широт от 80 до 40° приводятся в табл. 1, а среднеширотные значения коэффициента k — в табл. 2.

Таблица 1

Суммарная радиация при безоблачном небе $(Q+q)_0$ в ккал/см²месяц

Широта φ°	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
80	0,0	0,0	2,5	9,6	17,9	20,3	18,9	10,8	3,6	0,4	0,0	0,0
75	0,1	0,6	4,0	11,2	18,7	20,9	19,7	12,3	5,3	1,7	0,2	0,0
70	0,2	1,4	5,8	12,7	19,4	21,4	20,3	13,7	6,0	3,0	0,7	0,1
65	0,8	2,5	7,6	14,1	20,1	21,9	21,0	15,1	8,8	4,5	1,5	0,4
60	1,7	3,9	9,6	15,4	20,8	22,3	21,6	16,4	10,5	6,1	2,6	1,2
55	3,0	5,6	11,5	16,6	21,5	22,7	22,1	17,7	12,3	7,7	4,1	2,3
50	4,7	7,5	13,5	17,8	22,1	23,0	22,5	18,8	14,2	9,6	5,8	3,8
45	6,6	9,4	15,4	19,0	22,6	23,3	22,9	20,1	16,0	11,6	7,7	5,7
40	8,7	11,5	17,0	20,0	22,9	23,5	23,2	21,1	17,6	13,4	9,7	7,7

Таблица 2

Среднеширотные значения коэффициента k

φ°	75	70	65	60	55	50	45	40	35
k	0,55	0,50	0,45	0,40	0,38	0,36	0,34	0,33	0,32

Правомерность применения среднемноголетних данных по суммарной радиации при безоблачном небе $(Q+q)_0$ к отдельным конкретным годам доказывается сравнительной устойчивостью годовых и месячных величин

в многолетнем разрезе. Так, например, по данным измерений суммарной радиации в Павловске за 1931—1940 гг., приводимым Н. И. Калитиным (1950), после исключения из них влияния облачности [с помощью формулы (1.10)], видно, что годовые величины отклоняются от среднего многолетнего в пределах от +7 до —18%, а июньские (максимальная в году радиация) — от +12 до —15%.

Величина альбедо в основном зависит от цвета и вида подстилающей поверхности и изменяется в течение теплого периода года в связи со стадиями развития растительности, зимой в связи с состоянием снежного покрова. Они могут быть получены по данным наблюдений на метеорологических станциях I разряда и на основе результатов специальных исследований. В большинстве случаев могут быть использованы обобщенные данные по альбедо М. И. Будыко (1956), приводимые в табл. 3.

Таблица 3

Альбедо естественных поверхностей

Вид поверхности	Величина альбедо	Вид поверхности	Величина альбедо
Снег и лед		Поля, луга, тундра	
Свежий сухой снег	0,80—0,95	Поля ржи и пшеницы	0,10—0,25
Чистый влажный снег	0,60—0,70	Картофельные поля	0,15—0,25
Загрязненный снег	0,40—0,50	Хлопковые поля	0,20—0,25
Мокрый лед	0,30—0,40	Луга	0,15—0,25
		Сухая степь	0,20—0,30
		Тундра	0,15—0,20
Обнаженная почва			
Темные почвы	0,05—0,15	Древесная растительность	
Влажные серые почвы	0,10—0,20		
Сухие глинистые или серые почвы	0,20—0,35	Хвойные леса	0,10—0,15
Сухие светлые песчаные почвы	0,25—0,45	Лиственные леса	0,15—0,20

Величина эффективного излучения I по температуре подстилающей поверхности θ_ω определяется (М. И. Будыко и др., 1954) по формуле (в ккал/см² месяц).

$$I = I_0 (1 - cn^2) + \delta R \cong I_0 (1 - cn^2) + 0{,}33 (\theta_\omega - \theta). \qquad (1.11)$$

Здесь I_0 — эффективное излучение при безоблачном небе, определяемое по температуре θ и влажности воздуха e с помощью табл. 4; c — коэффициент, характеризующий степень влияния облачности n (среднемноголетние его значения приводятся в табл. 5); θ и θ_ω — температура воздуха и деятельной подстилающей поверхности.

Второй член формулы (1.11) — величина $\delta R \cong 0{,}33 (\theta_\omega - \theta)$ — представляет собой поправку к эффективному излучению за счет разницы в температуре деятельной поверхности θ_ω и воздуха θ. Таким образом, для вычисления истинного значения эффективного длинноволнового излучения I, а значит и радиационного баланса R, необходимо знать температуру подстилающей поверхности, которая характеризуется не только температурой почвы, но и температурой находящейся на ней растительности и окружающего ее воздуха. Поверхностная температура, измеряемая на метеорологических станциях обычно для оголенной почвы, может значительно отличаться от температуры подстилающей поверхности. По-

этому наиболее правильным является определение поправки δR одновременно с решением уравнения теплового баланса при нахождении из него величины испарения и теплообмена с атмосферой, который также зависит от величины $\theta_\omega - \theta$ (см. гл. II, стр. 32)

Таблица 4

Эффективное излучение при безоблачном небе I_0 в ккал/см²месяц

θ°	e мм																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	14	16	18	20	22	24
−10	5,4	5,0															
−8	5,5	5,2															
−6	5,6	5,3	5,0														
−4	5,8	5,5	5,2														
−2	6,1	5,6	5,4	5,0													
0	6,2	5,8	5,5	5,2													
2	6,5	6,0	5,6	5,3	5,1												
4	6,6	6,1	5,8	5,5	5,2	4,9											
6	6,8	6,4	6,0	5,6	5,4	5,1	4,9										
8	7,0	6,5	6,1	5,8	5,5	5,2	5,0	4,8									
10	7,2	6,7	6,3	6,0	5,7	5,4	5,2	4,9	4,7								
12	7,4	6,9	6,5	6,1	5,8	5,6	5,3	5,1	4,9	4,6							
14	7,6	7,1	6,7	6,3	6,0	5,7	5,5	5,2	5,0	4,8	4,4						
16	7,8	7,3	6,9	6,5	6,1	5,9	5,6	5,4	5,2	4,9	4,5	4,1					
18		7,5	7,0	6,7	6,4	6,1	5,8	5,5	5,3	5,1	4,6	4,2	3,8				
20		7,7	7,3	6,9	6,5	6,2	6,0	5,7	5,4	5,2	4,8	4,3	3,9	3,6			
22			7,5	7,1	6,7	6,4	6,1	5,8	5,6	5,4	4,9	4,5	4,1	3,7	3,3		
24			7,7	7,3	6,9	6,6	6,3	6,0	5,8	5,5	5,0	4,6	4,2	3,8	3,4	3,1	
26			7,8	7,4	7,1	6,7	6,5	6,1	5,9	5,6	5,2	4,7	4,3	3,9	3,5	3,2	2,9
28				7,6	7,3	6,9	6,7	6,3	6,0	5,8	5,3	4,8	4,4	4,0	3,6	3,3	3,0
30				7,8	7,5	7,2	6,8	6,5	6,2	6,0	5,4	5,0	4,5	4,2	3,8	3,4	
32					7,6	7,4	7,0	6,7	6,4	6,1	5,6	5,1	4,7	4,3	3,8	3,5	
34					7,8	7,5	7,2	6,9	6,6	6,3	5,8	5,3	4,8	4,4	3,9		
36						7,8	7,4	7,1	6,8	6,5	6,0	5,4	4,9				
38							7,6	7,3	7,0	6,7							

Таблица 5

Среднеширотные изменения коэффициента c

$\varphi°$	75	70	65	60	55	50	45	40	35
c	0,82	0,80	0,78	0,76	0,74	0,72	0,70	0,68	0,65

Таблица 6

Приближенные зональные среднемноголетние величины теплообмена с почвой B ккал/см²месяц

Зона	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Лесная	−0,2	0,2	0,5	0,5	0,4	0,2	−0,1	−0,3
Лесостепная	−0,1	0,3	0,5	0,5	0,4	0,2	0	−0,3
Степная	−0,1	0,2	0,4	0,4	0,3	0,2	0	−0,2

Таким образом, в большинстве случаев мы можем определить или по фактически измеренным, или рассчитанным элементам лишь величину радиационного баланса по температуре воздуха R'. Для перехода от нее

к истинному радиационному балансу R необходимо отнять от R' поправку $\delta R = 0{,}33\ (\theta_\omega - \theta)$.

Таким образом,

$$R = R' - \delta R = (Q+q)_n(1-\alpha) - I_0(1-cn^2) - 0{,}33\,(\theta_\omega - \theta). \quad (1.12)$$

На небольшом количестве метеорологических станций измеряется непосредственно величина истинного радиационного баланса R, и указанные выше расчеты по формулам (1.9) — (1.12) отпадают.

Теплообмен с почвой может быть определен по известной формуле (для месячного интервала времени)

$$B = 0{,}001 \sum_{0}^{40} c_\rho h \Delta\theta + \lambda \frac{\theta_{40} - \theta_{80}}{40} \text{ ккал/см}^2 \text{ месяц}. \quad (1.13)$$

Здесь c_ρ — объемная теплоемкость отдельных слоев почвы, определяемая по формуле

$$c_\rho = 0{,}2\rho + \frac{W_{об}}{100} l \text{ кал/град см}^3 \quad (1.14)$$

0,2 — коэффициент, характеризующий теплоемкость скелета почвы и имеющий размерность кал/г град; ρ — объемный вес в г/см^3; $W_{об}$ — объемная влажность в процентах, равная произведению объемного веса на влажность в процентах от сухой навески; $l=1$ — удельная теплоемкость воды; h — слой почвы в см; $\Delta\theta$ — изменение за месяц температуры в данном слое почвы; θ_{40} и θ_{80} — среднемесячные температуры почвы на глубине 40 и 80 см; λ — средняя теплопроводность почвы в слое от 40 до 80 см, которая может быть принята по эмпирическим формулам Керстена (1949) после их приведения в метрические меры и к месячному интервалу времени (ккал/град. см^2 месяц).

При положительных температурах:

а) для мелкодисперсных (илистых или глинистых) почв при влажности более 7%

$$\lambda = 0{,}90\cdot(0{,}9 \lg W_{об} - 0{,}2)\, 10^{0{,}62\rho}, \quad (1.15)$$

б) для песчаных почв (при влажности не менее 1%)

$$\lambda = 0{,}90\,(0{,}7 \lg W_{об} + 0{,}4)\, 10^{0{,}62\rho}. \quad (1.16)$$

В мерзлом состоянии:

а) для мелкодисперсных почв

$$\lambda = 0{,}90\left(0{,}01 \cdot 10^{1{,}36\rho} + 0{,}085 \cdot 10^{0{,}50\rho} W_{об}\right), \quad (1.17)$$

б) для песчаных почв

$$\lambda = 0{,}90\left(0{,}076 \cdot 10^{0{,}80\rho} + 0{,}032 \cdot 10^{0{,}90\rho} W_{об}\right). \quad (1.18)$$

Собственно теплопоток в почве определяется вторым членом формулы (1.13) и зависит от градиента температуры в слое от 40 до 80 см, в котором ход среднесуточных температур происходит достаточно плавно, а внутрисуточный ход отсутствует совсем. Первый член формулы (1.13) представляет собой суммарную теплоаккумуляцию в слое почвы от 0 до 40 см глубины, в котором происходят более резкие колебания температуры.

Необходимые для подсчета по формуле (1.13) данные по объемному весу почвы, ее влажности и температурам на разных глубинах имеются в агрометеорологических ежегодниках.

При наличии снежного покрова в уравнение (1.13) должен быть до-

полнительно включен член, учитывающий теплоаккумуляцию в снежном покрове и определяемый как

$$c_p h \Delta\theta,$$

где $c_p = 0{,}5\,\rho$ — объемная теплоемкость снега, ρ — плотность снега, h — высота снега в см, $\Delta\theta$ — изменение за месяц температуры снега (средней по высоте).

Малая изменчивость теплообмена с почвой B под влиянием местных физико-географических условий, незначительные отклонения в отдельные годы по сравнению со среднемноголетними значениями за данный месяц, а также его небольшая величина по сравнению с другими компонентами теплового баланса (R и Lz) в теплый период года позволяют отказаться от его расчетов в каждом отдельном случае и пользоваться следующими зональными среднемноголетними данными, установленными на основе расчетов, выполненных для 34 агрометеостанций на Европейской территории СССР (см. табл. 6).

Как видно из этих данных, величина теплообмена с почвой имеет довольно хорошо выраженный годовой ход с максимальной положительной величиной (направление из атмосферы в почву) в мае — июне, максимальной отрицательной (направление из почвы в атмосферу) в середине зимы и переходом через нуль весной и осенью.

Таким образом, во всех случаях могут быть определены (или по фактически измеренным элементам, или по табличным данным) два компонента теплового баланса — радиационный баланс R (или R') и теплообмен с почвой B.

Для общей ориентировки и грубого контроля могут быть использованы карты месячных и годовых величин радиации и радиационного баланса, построенные Т. Г. Берлянд и Н. А. Ефимовой (1955), или приводимые в Атласе теплового баланса (1955).

Уравнение теплового баланса (1.7) обычно целесообразно использовать (см. гл. II, стр. 32) в следующем виде:

$$R' - B = Lz + P', \tag{1.7a}$$

где

$$R' = R + \delta R \cong R + 0{,}33\,(\theta_\omega - \theta) \tag{1.12'}$$

и

$$P' \cong P + 0{,}33\,(\theta_\omega - \theta). \tag{1.12a}$$

Методы определения члена уравнения Lz, включающего в себя величину испарения z, общую с уравнением водного баланса, излагаются в главе II.

Оценка точности расчетов компонентов теплового баланса. Самые обширные работы по расчетам теплового баланса выполнялись в ГГО (М. И. Будыко, Т. Г. Берлянд, Л. И. Зубенок и др.). В процессе этих работ производилась оценка точности определения компонентов теплового баланса (М. И. Будыко, Н. А. Ефимова, 1955) путем сравнения результатов расчета с результатами измерения специальными приборами (в частности по солнечной радиации и радиационному балансу) и путем замыкания уравнения теплового баланса при независимом определении всех его членов. Основное предпочтение было отдано второму приему как более объективному и надежному.

Ниже приводятся краткие выводы Будыко (1956) по вопросу о точности расчета компонентов теплового баланса.

Средняя ошибка месячных и годовых величин суммарной радиации может быть оценена в 5—10%, ошибка же в расчете радиационного ба-

ланса должна быть несколько выше (за счет неточного учета альбедо и температуры подстилающей поверхности). Так как в переходные периоды величина радиационного баланса переходит через нулевое значение, оценка ошибки радиационного баланса выполняется Будыко для годовых значений по отношению к амплитуде их изменений, а для месячных — по отношению к максимальной месячной величине радиационного баланса в годовом ходе. При этих условиях относительная ошибка радиационного баланса, по-видимому, не превышает 10%. Средняя ошибка расчета затраты тепла на испарение оценивается величиной 5—10%, а расчета турбулентного теплообмена — несколько выше ошибки радиационного баланса. Указанные ошибки, по-видимому, не выходят за пределы точности определения основных компонентов водного баланса (осадков, стока, испарения).

Как видно из изложенного, принимаемый М. И. Будыко способ определения относительной точности месячных величин радиационного баланса является пригодным лишь для оценки результативного влияния ошибок за отдельные месяцы на точность годовой величины. Очевидно, что для зимних и особенно для переходных месяцев, когда величины радиационного баланса очень малы и даже близки к нулю, относительные ошибки определения месячных величин могут быть очень велики. Поэтому уравнение теплового баланса практически не может быть использовано для определения испарения с водосбора и решения аналогичных задач за отдельные зимние и переходные месяцы.

4. Взаимодействие между компонентами теплового баланса и метеорологическими факторами

Сущность геофизического процесса, выражаемого уравнением теплового баланса (1.7), заключается в распределении солнечной энергии, поступающей на деятельную поверхность земли, между затратой на суммарное испарение Lz, турбулентный теплообмен с атмосферой P и теплообмен с почвой B. Количество тепла, затрачиваемого на испарение, а значит и само испарение зависит от наличия влаги в почве. При большой влажности вся или почти вся приходящая тепловая энергия затрачивается на испарение и турбулентный обмен с атмосферой (некоторое количество тепла будет передаваться в атмосферу за счет большой неравномерности суточного хода радиации и других элементов теплового баланса). Более того, при адвективном поступлении тепла или вследствие охлаждения почвы до температуры ниже температуры воздуха (за счет ночного эффективного излучения при нулевой радиации) турбулентный теплопоток или в течение круглых суток, или только в ночные часы направлен из атмосферы к деятельной поверхности. При этом на испарение будет затрачиваться не только радиационный баланс, но и теплопоток из атмосферы ($Lz>R$). Теплообмен с почвой, как указывалось, в теплый период года играет незначительную роль в тепловом балансе. Зимой же, когда радиационный баланс отрицателен и эффективное излучение I больше поглощенной радиации $(Q+q)_n(1-\alpha)$ [благодаря очень большой величине альбедо снежного покрова α и небольшой радиации $(Q+q)_n$], и особенно в переходные периоды, когда радиационный баланс R и теплообмен с атмосферой P близки к нулю, теплообмен с почвой играет относительно большую роль.

Необходимо учитывать, что метеорологические элементы — температура и влажность воздуха (от которых зависят эффективное излучение I, испарение z и теплообмен с атмосферой P) в свою очередь зависят от величин z и P. Таким образом, всякое изменение на достаточно большой

территории в затратах тепла на испарение Lz (или в турбулентном теплообмене с атмосферой P) вызывает изменение остальных компонентов теплового баланса, а также температуры и влажности воздуха и температуры подстилающей поверхности. Так, например, при орошении достаточно большого поля в засушливой зоне значительно увеличивается испарение, а за счет этого температура деятельной поверхности существенно снижается, турбулентный поток тепла в атмосферу резко уменьшается и даже меняет знак (направление из атмосферы к деятельной поверхности), что увеличивает количество тепла, затрачиваемого на испарение. По той же причине значительно уменьшается эффективное излучение I_n и соответственно увеличивается радиационный баланс R [за счет уменьшения последнего члена в формулах (1.11) и (1.12), т. е. величины $\delta R \cong 0{,}33\,(\theta_\omega - \theta)$]. Кроме того, несколько снижается альбедо орошенного поля. Вместе с тем за счет увеличения испарения повышается влажность воздуха, а за счет оттока тепла из атмосферы (или меньшего притока от деятельной поверхности) из-за снижения температуры деятельной поверхности уменьшается температура воздуха. Увеличение влажности и уменьшение температуры воздуха в свою очередь несколько снижает эффективное излучение (см. табл. 4) и увеличивает радиационный баланс, а также уменьшает испарение, а значит, и затрату тепла на него. Орошение изменяет также несколько и структуру ветра над полем.

Что касается теплообмена с почвой B, то, как показывают результаты работ Комплексной экспедиции Гидрометслужбы в Пахта-Арале (1953), за счет взаимного компенсирования влияния увеличения влажности почвы и уменьшения температурного градиента величина B практически почти не изменяется.

Таким образом, в условиях орошения при достаточно большом размере поля не только увеличивается радиационный баланс R и затраты тепла на испарение Lz и уменьшается (или даже меняет знак на обратный) турбулентный теплопоток в атмосферу P, но и увеличивается влажность воздуха e и снижается его температура θ, что также влияет на компоненты теплового баланса.

Это общее взаимодействие между всеми компонентами теплового баланса и метеорологическими элементами хорошо выявляется на материалах больших экспериментальных работ, проведенных на территории свх. Пахта-Арал (Комплексная экспедиция Гидрометслужбы, 1953), в Каменной степи (Материалы экспедиции в Каменную степь, 1953) и при других аналогичных исследованиях влияния ирригационных и агролесомелиоративных мероприятий.

По данным исследований 1952 г. в свх. Пахта-Арал, эффективное излучение за период вегетации в орошаемом оазисе ниже, чем в полупустыне на 25%, радиационный баланс на 56% больше; абсолютная влажность воздуха весной и осенью больше, чем в полупустыне на 25—30%, а в июле — августе на 75—85%; температура воздуха весной ниже на 0,6%, а в июле — августе на 1,8—1,5°. Увеличение радиационного баланса происходит главным образом за счет снижения эффективного длинноволнового излучения (примерно на 50%). Уменьшение альбедо при орошении незначительно и за счет этого радиационный баланс дополнительно увеличивается всего на 10%. Затраты тепла на испарение резко увеличиваются. В полупустыне в июле они составляют всего около 20% от радиационного баланса, а на орошаемом поле на 15% превышают увеличенный радиационный баланс (за счет направления турбулентного теплопотока из атмосферы к деятельной поверхности).

Противоположный характер изменений должен иметь место при осу-

Библиотека Ср. Аз. НИГМИ
№ 4980
Ташкент

шении территории без правильного ее сельскохозяйственного освоения. Испарение и влажность воздуха должны снизиться, температура почвы и воздуха и эффективное излучение — повыситься, радиационный баланс — понизиться.

Таким образом, расчеты теплового баланса и испарения, а следовательно и водного баланса, в этих условиях необходимо вести с учетом искусственно измененных радиационного баланса и метеорологических элементов.

Совсем иное положение имеет место, если размер орошаемого поля настолько невелик, что дополнительное испарение с него и изменение теплообмена с атмосферой над ним практически не изменяют влажности и температуры воздуха, которые остаются такими же, как и для окружающей неорошенной местности. Частным примером такого случая является, например, испаритель с постоянным увлажнением, расположенный посреди неорошаемого поля. При этом изменение радиационного баланса зависит только от некоторого снижения альбедо, т. е. коротковолнового излучения, и довольно значительного снижения длинноволнового излучения за счет снижения температуры деятельной поверхности. Таким образом, в этом случае увеличение радиационного баланса в соответствии с уравнениями (1.9) и (1.11) может быть выражено формулой

$$\Delta R = (Q+q)_n(\alpha-\alpha') + 0{,}33\left(\theta_\omega - \theta'_\omega\right) \text{ ккал/см}^2 \text{ месяц}, \qquad (1.19)$$

где α и α' — альбедо неорошаемой территории и орошаемого небольшого участка (испарителя) на ней, θ_ω и θ_ω' — соответственные температуры деятельной поверхности.

ГЛАВА II

ВОДНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВ И СУММАРНОЕ ИСПАРЕНИЕ

1. Водный режим почв в связи с испарением и стоком

Вопросу исследования воднофизических свойств почв и механизма движения воды в почве уделялось русскими и советскими учеными большое внимание (П. С. Коссович, 1904; А. Ф. Лебедев, 1936; Н. А. Качинский, 1930, 1947; С. И. Долгов, 1948; Ф. Е. Колясев, 1939, 1948; А. А. Роде, 1952, 1955; А. И. Будаговский, 1956, 1957, 1957а; М. А. Абрамова, 1948; И. С. Васильев, 1950; С. А. Вериго, 1950; Л. А. Разумова, 1951; А. В. Процеров, 1948, 1951, 1953; О. В. Попов, 1958; Л. Р. Струзер, 1957; А. К. Филиппова, 1955, 1958 и др.). Современная зарубежная литература в этой области также довольно обширна (Аллер, 1955; Бавер, 1940; Кушмак и Середа, 1957; Пенмен, 1956; Торнтвейт и Мазер, 1955; Тюрк, 1955 и др.).

Обзоры результатов этих исследований приводятся в работах А. А. Роде (1952, 1955) и частично у А. И. Будаговского (1956, 1957, 1957а). Поэтому ниже приводятся лишь краткие сведения о воднофизических свойствах почв и современных научных представлениях о механизме движения воды в них, необходимые для понимания связи почвенной влаги с испарением и со стоком.

Основные агрогидрологические постоянные, которыми нам придется пользоваться в дальнейшем изложении, следующие:

Максимальная гигроскопичность, или количество связанной воды, удерживаемое почвой при установлении равновесия с атмосферой, близкой к насыщению водяными парами при нормальном барометрическом давлении и температуре 20°.

Влажность увядания — влажность почвы, при которой водный дефицит в тканях растения не восстанавливается даже при минимальной ночной транспирации, в результате чего начинается увядание растения. По данным наблюдений влажность увядания в среднем больше максимальной гигроскопичности в 1,34 раза.

Полная влагоемкость — при полном насыщении всех пор численно равна общей скважности (относительному объему пор).

Капиллярная влагоемкость — влажность почвы, при которой вода удерживается за счет разности поверхностного натяжения в капиллярных порах почвы и на свободной поверхности воды.

Предельная полевая (или наименьшая) влагоемкость — влажность почвы, при которой вода, находящаяся выше капиллярной каймы, удерживается в подвешенном состоянии за счет капиллярно-пленочных сил.

Типы увлажнения почвы и передвижение почвенной влаги

В литературе отмечаются (см., например, А. И. Будаговский, 1956) три типа увлажнения почвы и подстилающих ее грунтов.

1. Неглубокое залегание зеркала грунтовых вод, при котором капиллярная кайма достигает поверхности земли (преобладающий тип для лесной зоны).

2. Глубокое залегание зеркала грунтовых вод, при котором наблюдается наличие подвешенной воды, максимальное значение влажности в почве и верхних слоях подстилающих ее грунтов достигает предельной полевой (иначе, минимальной) влагоемкости, а ниже падает до «влажности разрыва капилляров» по М. М. Абрамовой (1958) (преобладающий тип для лесостепной и степной зон при глубоком залегании зеркала грунтовых вод).

3. Подвешенная влага смыкается с капиллярной каймой (промежуточный тип).

Ф. Е. Колясев (1948) различает три вида механизма движения капельно-жидкой влаги: гравитационный, капиллярный и пленочный. Так как преобладание какого-либо из этих видов наблюдается в природе редко, то А. И. Будаговский (1956) предлагает взамен классификации по видам механизма движения выделить три фазы движения: фаза I — впитывания (или инфильтрации); фаза II — перераспределения влаги по глубине до равновесного или квазиравновесного состояния; фаза III — движения воды с нарушением равновесного состояния главным образом под влиянием испарения.

В капиллярной воде происходит свободная передача возникающих давлений. Поэтому при испарении с поверхности почвы устанавливается компенсационное движение воды по всей высоте от зеркала грунтовых вод до поверхности. Уровень грунтовых вод при этом понижается.

На основании многочисленных опытов А. Ф. Лебедевым (1936) установлено, что в порах почвы с влажностью не менее максимальной гигроскопической относительная влажность воздуха составляет 100%. В соответствии с этим принимается, что воздух у почвы имеет влажность, соответствующую упругости насыщающих паров при температуре почвы, и испарение с последней будет происходить аналогично испарению с водной поверхности. Но для этого необходимо, чтобы влажность верхнего слоя не снижалась ниже максимальной гигроскопичности и чтобы был обеспечен достаточный приток влаги снизу, что имеет место при выходе капиллярной каймы на поверхность.

Максимальное содержание подвешенной воды в почве определяется предельной полевой влагоемкостью. Избыточное количество воды сверх полевой влагоемкости (например, после выпадения дождя или таяния снега) просачивается вниз в грунтовые воды и частично стекает внутрипочвенным путем в дренирующую сеть.

На основании данных лабораторных опытов М. М. Абрамовой и А. А. Роде, проводившихся в 1948 и 1953 гг., а также на основе данных полевых исследований 1947—1953 гг. в ряде районов лесостепной и степной зон А. И. Будаговский (1956) следующим образом характеризует распределение воды в почве, начиная с полного ее насыщения и кончая максимальной гигроскопичностью.

При убывании влажности почвы ниже полного насыщения в ее порах появляется «защемленный» воздух (до 22% от общего объема пор по И. С. Васильеву (1950) и до 12—13% по А. И. Будаговскому (1956). Наличие защемленных пузырьков воздуха не препятствует передаче гидростатического, а следовательно, и капиллярного давления в порах на разделе вода — воздух. При дальнейшем снижении влажности часть воздуха сообщается с атмосферным в наиболее широких порах, содержащих как гигроскопическую, так и пленочную воду, поддерживающую связи между соседними порами, заполненными капиллярной водой.

При снижении влажности до предельной полевой влагоемкости непрерывная капиллярная связь нарушается, и отдельные скопления капиллярной воды соединяются через пленки («дискретно-капиллярное» или «пленочно-капиллярное» распределение влаги в почве). Подвешенная вода при испарении движется по всему почвенному профилю при отсутствии градиента влажности и гидростатического давления (в некоторых опытах движение происходило даже в сторону возрастания влажности) и ведет себя как связанное целое.

После снижения до «влажности разрыва капилляров» (или, точнее, «влажности нарушения капиллярно-пленочной связи») подвешенная вода в почве перестает себя вести как связанное целое, но еще сохраняет ограниченную подвижность под влиянием градиента влажности. Полное прекращение ее подвижности наступает при влажности увядания (по А. А. Роде — при максимальной гигроскопичности, т. е. при влажности в 1,34 раза меньшей).

Дальнейшее расходование воды из почвы происходит за счет иссушения последней. Передвижение влаги в почве при этом осуществляется парообразным путем замедленно в соответствии с законами молекулярной диффузии, вследствие чего потери воды почвой на испарение в это время незначительны и зависят от толщины пересохшего слоя почвы.

Данные многочисленных натурных исследований (С. И. Долгов, 1948; А. И. Будаговский, 1957, 1957а; К. И. Харченко, 1959) показывают, что при снижении влажности почвы ниже полевой влагоемкости испарение с нее при неизменных метеорологических условиях уменьшается по линейному закону. Для исключения влияния изменения метеорологических условий обычно сопоставляются не сами величины испарения, а отношения фактического испарения z к испаряемости z_0 (испарение при данных метеорологических условиях, но при неограниченном подводе влаги, см. стр. 29). Величина этого отношения изменяется от единицы при влажности почвы, равной или большей полевой влагоемкости, до нуля при влажности, близкой к максимальной гигроскопичности.

Наличие растительности значительно осложняет описанную выше картину, так как и при иссушении верхнего слоя почвы и соответственном уменьшении испарения с почвы транспирация растительности будет происходить в соответствии с влагозапасами в корнеобитаемой толще почвы и

может не зависеть от мощности пересохшего слоя почвы. Особенно существенно это сказывается для древесной растительности, имеющей наиболее развитую корневую систему (И. С. Васильев, 1950; А. А. Молчанов, 1952; С. Ф. Федоров, 1957).

Тем не менее и для транспирации с растительности сохраняется закон линейного убывания отношения испарения к испаряемости с изменением влажности, как это видно из результатов экспериментов С. И. Долгова (1948) в оранжерее, обобщенных А. И. Будаговским (1957) в виде графика связи отношения транспирации z' при убывании влажности почвы к транспирации z'_0 при неизменной влажности, равной полевой влагоемкости $W_п$, и относительного показателя влажности почвы $\frac{W - W_0}{W_п - W_0}$ (см.

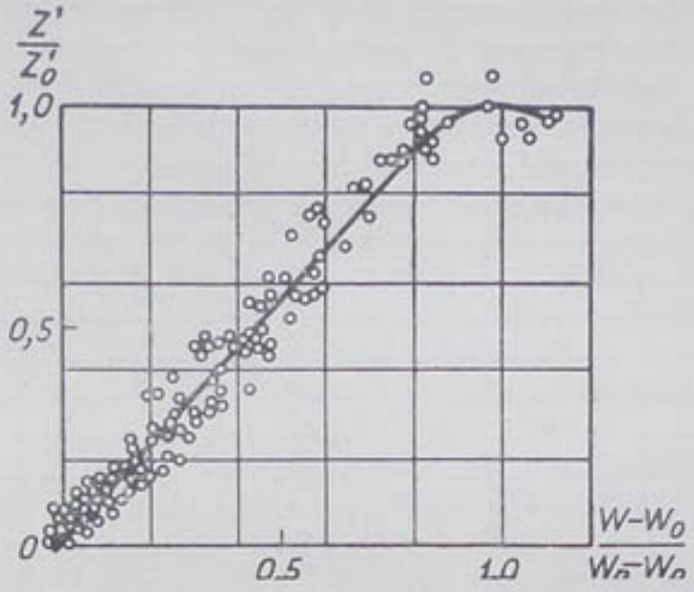


Рис. 1. Совмещенный график зависимости относительной величины транспирации $\frac{z'}{z_0}$ от относительной влажности почвы $\frac{W - W_0}{W_п - W_0}$, по материалам опытов С. И. Долгова (1948 г.).

рис. 1), где W, $W_п$ и W_0 — соответственно фактическая влажность, полевая влагоемкость и влажность увядания. Максимум транспирации $\left(\frac{z'}{z_0} = 1\right)$ имеет место при влажности почвы несколько ниже полевой влагоемкости $\left(\text{при } \frac{W - W_0}{W_п - W_0} < 1\right)$, что объясняется Долговым некоторым угнетением растений за счет избыточной влажности.

Поскольку прямолинейная связь между относительным испарением $\left(\text{в долях от испаряемости } \frac{z}{z_0}\right)$ и запасом продуктивной влаги $(W - W_0)$ получается как для испарения с почвы, так и для транспирации, аналогичная связь должна получиться и для суммарного испарения (испарение с почвы плюс транспирация). Это подтверждается, например, результатами исследования К. И. Харченко (1959) в Дубовской гидрологической лаборатории над суммарным испарением с опытных сельскохозяйственных полей по фазам вегетации. Как показали эти исследования, связь получается более тесной не со средней за фазу величиной влагозапаса, а с суммой начального влагозапаса и слоя осадков за $^2/_3$ фазы. Это является следствием бóльшего участия в испарении только что выпавших осадков, чем влагозапасов, накопленных в метровом слое почвы за пре-

дыдущее время. Вместо испаряемости при этом сравнении Харченко принято испарение с водной поверхности по данным наблюдений по бассейну площадью 20 м². Хотя испарение с водной поверхности, вообще говоря, обычно несколько меньше испаряемости, ход этих двух величин, как показывают данные наблюдений, довольно близок. Графики, построенные Харченко по отдельным полям, объединены нами в один общий, так как различие по ним настолько незначительно, что нельзя проследить даже какую-либо тенденцию. Ввиду отсутствия в упомянутой статье данных по величинам слоя осадков за $^2/_3$ фазы и незначительной разницы

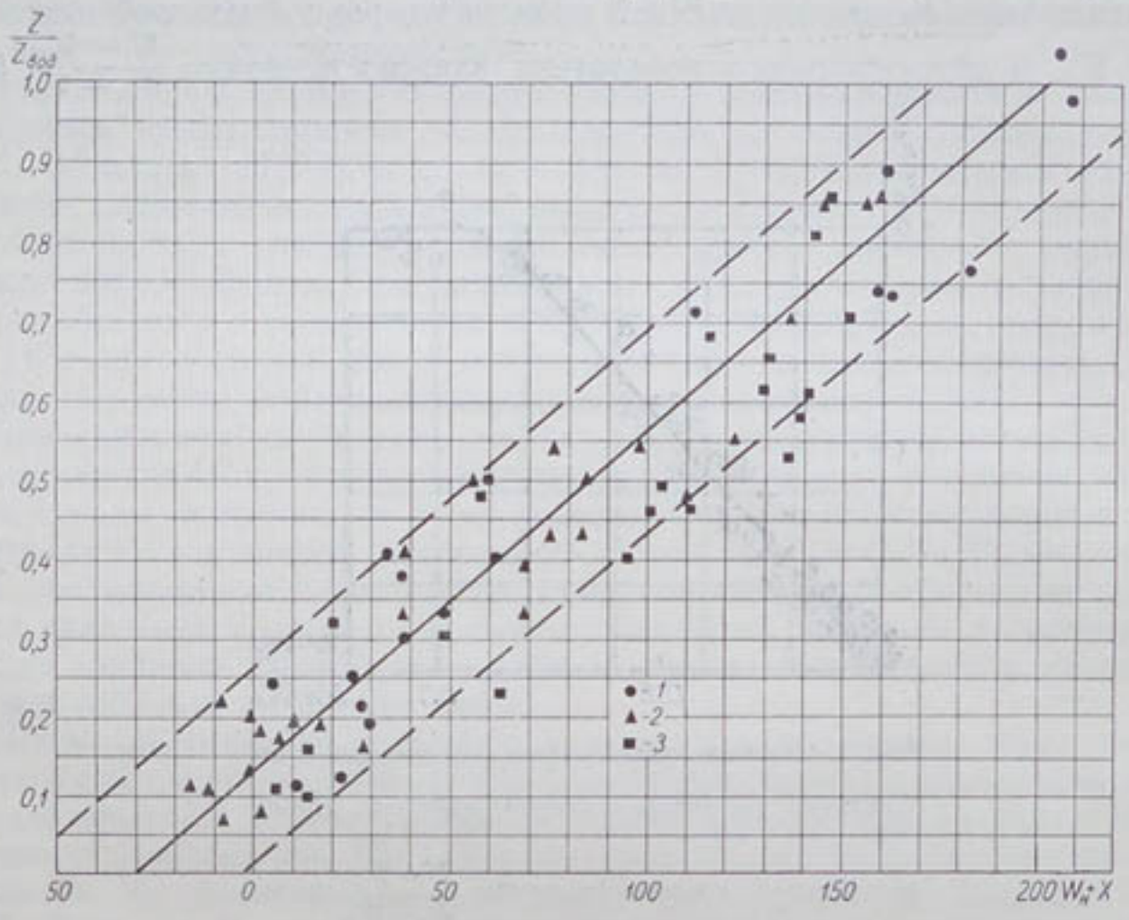


Рис. 2. Зависимость относительной величины суммарного испарения с опытных полей Дубовской гидрологической лаборатории по фазам вегетации от суммы начального запаса продуктивной влаги в метровом слое почвы $W_н$ и осадков за фазу x (мм).

1 — озимая пшеница, *2* — яровая пшеница, *3* — ячмень.

в тесноте связи при их замене на слой осадков за всю фазу, при построении общего графика нами учитывались осадки за всю фазу.

Как видно из этого графика (рис. 2), связь между величинами $\frac{z}{z_{вод}}$ и $W_н+x$ получается достаточно тесной и ее прямолинейность выражена достаточно четко. Следует отметить, что линия связи пересекает ось абсцисс при отрицательном значении $W_н+x$, т. е. при влажности меньшей, чем влажность увядания, что вполне естественно, так как при влажности увядания хотя и прекращаются процессы роста, но еще продолжается испарение с почвы и небольшая транспирация. Полностью суммарное испарение прекращается при снижении влажности до максимальной гигроскопичности (С. И. Долгов, 1948; А. М. Алпатьев, 1954).

Указанная выше характеристика передвижения почвенной влаги дана в основном применительно к летним месяцам, когда главной причиной движения влаги является испарение с почвы и транспирация. Отметим основные особенности передвижения почвенной влаги в другие сезоны.

Осенью в связи со снижением радиационного баланса и окончанием вегетации суммарное испарение значительно снижается и передвижение влаги ослабляется.

В течение зимы в непромерзшей зоне происходит передвижение влаги в парообразном виде из нижележащих теплых слоев в верхние, более холодные. При наличии в почве капиллярной влаги идет также ее подсасывание вверх за счет капиллярных сил к нижней границе мерзлой почвы. В результате этого в районах высокого стояния грунтовых вод (лесная зона) верхний мерзлый слой имеет обычно влажность выше полевой влагоемкости, а иногда доходит до полной влагоемкости и даже выше за счет пучения грунта. Этот излишек весной при оттаивании просачивается в грунтовые воды и частично стекает внутрипочвенным путем.

Весной верхний оттаявший слой на водонепроницаемой мерзлоте насыщается водой и капиллярная кайма, а иногда и зеркало свободной воды выходит на поверхность. Испарение при этом происходит непосредственно с водной поверхности. Если нижележащие слои не были насыщены в осенне-зимний период, избыток талых вод идет на их насыщение, водное зеркало на поверхности исчезает, капиллярная кайма опускается и не может покрывать расходы на испарение, верхний слой почвы подсыхает и испаряющая поверхность начинает углубляться. Если слой талых вод превышает необходимый для насыщения почвы до полевой влагоемкости и поддержания испарения, то избыток частично просачивается в грунтовые воды, а частично стекает в дренирующую сеть внутрипочвенным путем.

Влияние агролесомелиоративных мероприятий на водный режим почв. Целью любых агролесомелиоративных мероприятий является изменение режима почвенной влаги в более благоприятную для сельского хозяйства сторону. В районах избыточного увлажнения путем осушительных мероприятий снижается уровень грунтовых вод и капиллярной каймы со снижением влажности корнеобитаемого слоя до полевой влагоемкости и ниже. Однако в отдельные засушливые годы при значительном снижении влажности может понадобиться дополнительное увлажнение осушенных полей, например, путем подпора уровня воды в осушительной сети и соответственного поднятия уровня грунтовых вод и капиллярной каймы.

При орошении влажность периодически повышается путем поливов или дождевания до полевой влагоемкости. Основными агротехническими приемами, способствующими повышению влагозапасов в почве, являются паровая обработка почвы, при которой накопление влаги создается за счет исключения расхода воды на транспирацию на целый вегетационный период или часть его, и снегозадержание на полях, при котором увеличивается весеннее промачивание почвы. Существенный эффект в отношении снегонакопления и снижения испарения за счет уменьшения скорости ветра и повышения осадков дают полезащитные лесные насаждения.

Источники сведений по влагозапасам в почве. В широком масштабе наблюдения за влажностью на полях с различными сельскохозяйственными культурами были организованы Гидрометслужбой с 1933—1934 гг. (для вегетационного периода — ежедекадные, а для остальной части года более редкие и не по всем агрометеостанциям). В агрометеорологических ежегодниках приводятся данные по влажности в процентах от объема абсолютно сухой почвы в метровом слое через каждые 10 см, данные по объемному весу, максимальной гигроскопичности, влажности увядания, а иногда также по полной и полевой влагоемкости и запасы продуктивной влаги в миллиметрах слоя от 0 до 20 см,

от 0 до 50 см и от 0 до 100 см глубины. Обобщения по влагозапасам имеются в агроклиматических справочниках по областям, а общая сводка данных по влагозапасам за все время наблюдений, до 1947 г. включительно, дается в работе С. А. Вериго (1950).

Несмотря на большие отклонения величин влагозапасов в отдельных точках за счет местных особенностей рельефа, категорий почв и пр., в распределении влагозапасов по территории, особенно на переходные моменты (предвесенний, послеполоводный, предосенний, предзимний), наблюдается достаточно явно выраженная зональность, что позволило Б. В. Полякову (1947), а впоследствии С. В. Вериго (1950) построить для Европейской территории Союза ССР карты распределения среднемноголетних влагозапасов в метровом слое для разных фаз годового режима.

Данные по агрогидрологическим постоянным почв на полях наблюдений агрометстанций приводятся в справочнике А. В. Процерова (1953), а сведения по полевой влагоемкости почв Европейской территории СССР — в его работе (1948).

Данных по непосредственно определенной влажности увядания имеется очень мало. Обычно она определялась путем умножения максимальной гигроскопичности на эмпирический коэффициент 1,34.

Некоторые данные по водному режиму почв в лесу приводятся в работах И. В. Васильева (1950), А. А. Молчанова (1952) и др. Наконец, оценка точности определения средней влажности почвы для водосбора и установление потребного количества скважин и повторности определения дается в работе А. К. Филипповой (1958).

2. Суммарное испарение и испаряемость

Под суммарным испарением подразумевается сумма испарения с почвы и транспирации растительности. При этом следует учитывать, что испарение с почвы при наличии растительности составляет, как показывают данные исследований, не более 60% от испарения с пара, на котором растительность отсутствует.

При наличии на водосборе значительных водных пространств (озер, водохранилищ, временных разливов на пойме, плавнях и лиманах) необходимо для них учитывать испарение отдельно, общеизвестными способами, на которых мы не останавливаемся, отсылая к имеющейся по этому вопросу литературе (Б. Д. Зайков, 1949; А. П. Браславский и З. А. Викулина, 1954).

Как указывалось выше, суммарное испарение в основном зависит от количества тепловой энергии, притекающей к деятельной поверхности, и от наличия влаги, доступной для испарения и транспирации. При этом вновь выпадающие осадки являются более доступными, чем запасы влаги, накопленные в почво-грунтах за предшествующее время (тем больше, чем влагонасыщенность почвы меньше). Кроме того, на распределение суммарного испарения и хода влагозапасов в почве за теплый период оказывают влияние биологические факторы — вид растительности, сроки наступления фаз ее развития и ее состояние. Для общего испарения за теплый период состав растительности играет меньшую роль.

Для того чтобы исключить влияние на суммарное испарение влагозапасов в почве широко используется (как в отечественных работах, начиная с Э. М. Ольдекопа (1911), так и в зарубежных) упомянутое выше понятие *испаряемость*[1].

[1] В зарубежной литературе обычно принято наименование «потенциальное суммарное испарение» или «максимальное возможное испарение».

Под испаряемостью следует подразумевать суммарное испарение с данной испаряющей поверхности (т. е. при той же почве и том же состоянии растительности) и при данных метеорологических условиях, но при неограниченной подаче воды, что соответствует постоянному поддержанию влажности почвы не ниже полевой влагоемкости. Очевидно, указанное понятие испаряемости соответствует (пренебрегая влиянием краевого эффекта) условиям испарения с небольшой площади испарителя с предельным увлажнением, режим испарения и теплообмен которого не влияют на метеорологические условия (влажность и температуру воздуха, ветер, облачность) окружающей местности.

Этим условиям, конечно, не соответствует испарение с большого орошенного поля, так как режим влажности и температуры воздуха над этим полем, а также температуры подстилающей поверхности не будут соответствовать метеорологическим условиям окружающей местности (см. гл. I, стр. 21). Поэтому при определении испаряемости по уравнению теплового баланса (подробнее см. стр. 33) следует обязательно учитывать температуру подстилающей поверхности для испарителя с предельным увлажнением и вводить соответствующую поправку по формуле (1.19) в величину радиационного баланса, определенного для окружающего неорошенного поля (поправка на изменение альбедо ввиду ее малости обычно может не учитываться).

Это требование довольно обстоятельно рассматривается в зарубежных работах Торнтвейта (1939, 1955), Пенмена (1955—1956а), Улига (1954) и др., но ему уделено недостаточное внимание в отечественной литературе, посвященной методике расчета испарения. В предшествующей работе автора (В. Г. Андреянов, 1960) показывается неправомерность с точки зрения расчета теплового баланса довольно широко распространенного представления о величине испаряемости как об испарении, соответствующем затрате на него всего радиационного баланса R, определенного при альбедо и температуре подстилающей поверхности в условиях фактического увлажнения почвы или, точнее, за вычетом из него теплообмена с почвой B, т. е. определения испаряемости по формуле

$$z_0 = \frac{R}{L}, \qquad (2.1)$$

или

$$z_0 = \frac{R - B}{L}. \qquad (2.1')$$

С той же точки зрения не может быть принята за испаряемость, как это предлагается Н. А. Багровым (1954), Н. Н. Ивановым (1954), А. И. Будаговским (1957а), величина испарения с водной поверхности, которая бывает ниже, чем испаряемость с суши в указанном выше понимании при избыточном количестве влаги.

3. Формулы и методы расчета суммарного испарения

В предшествующей статье автора (В. Г. Андреянов, 1960) был сделан обзор и анализ основных отечественных и зарубежных формул и методов расчета суммарного испарения и испаряемости как для годовых отрезков времени, так и для частей года (месяцев, декад, суток, часов). В настоящей работе, не останавливаясь на формулах и методах расчета испарения для годовых циклов, приведем вкратце выводы из указанной статьи в отношении оценки соответственных методов и формул для частей года с точки зрения их применимости к поставленной нами задаче ра-

счета водного баланса водосбора для отдельных лет по месячным интервалам времени.

Эмпирические формулы и методы

В упомянутой статье было показано, что зависимость испаряемости от температуры воздуха получается различной для разных месяцев года. При одной и той же температуре воздуха испаряемость в мае превышает испаряемость в октябре до двух раз (за счет различия в радиационном балансе, дефиците влажности воздуха, развитии растительности и др.). В несколько меньшей степени это касается также зависимости испаряемости от дефицита влажности воздуха. В связи с указанным обстоятельством эмпирические формулы и графики зависимости суммарного испарения от температуры воздуха следует строить раздельно для разных месяцев года, что и было в свое время учтено П. С. Кузиным (1934) и Б. В. Поляковым (1946, 1947). Поэтому, например, предложение А. С. Конторщикова (1954) об объединении графиков Полякова для отдельных месяцев в единый график не содействует их уточнению.

Как известно, график Кузина (1934), определяющий зависимости месячного испарения от температуры воздуха и его формула зависимости испарения от дефицита влажности воздуха применимы только для зоны избыточного увлажнения.

Опыт применения известных графиков Полякова (1946, 1947), пригодных как для зоны избыточного, так и для зоны недостаточного увлажнения, показал (С. Ф. Федоров, А. В. Процеров, 1951; М. И. Будыко, 1955; В. Г. Андреянов, 1959), что для среднемноголетних условий и для отдельных лет с метеорологическими условиями, близкими к средним, рассчитанные по ним месячные величины испарения получаются близкими к фактическим. Однако при аномальных метеорологических условиях ошибки по этим графикам достигают больших величин, в частности, при очень малых осадках получается резкое занижение испарения по сравнению с фактическим, которое происходит в этом случае за счет усиленного использования ранее накопленных почвенных влагозапасов, что не учитывается графиками Б. В. Полякова.

Заслуживает внимания график зависимости месячных величин испарения от запаса продуктивной влаги в почве и от температуры воздуха, построенный Г. П. Калининым и Т. Т. Макаровой (1958) по данным за ряд лет для водосборов рр. Оки, Унжи, Ветлуги, Дона и рек левобережья Нижнего Днепра. Однако к числу недостатков графика следует отнести то, что не учитывается указанное выше различное в разные месяцы влияние на испарение температуры воздуха, влияние на испарение текущих осадков и ограничение рассчитываемого испарения величиной испаряемости при влагозапасе, соответствующем полевой влагоемкости.

Из числа зарубежных эмпирических формул расчета испаряемости наибольшей известностью пользуется формула Торнтвейта (1948), выражающая зависимость месячной величины испаряемости от среднемесячной температуры и так называемого теплового индекса. В величины испаряемости, полученные по этой формуле, вводится поправка на продолжительность солнечного сияния в сутки в зависимости от месяца и широты места. По этой формуле были подсчитаны среднемноголетние значения годовых и месячных величин испаряемости для 13 000 метеорологических станций всего мира, в том числе 3500 в США, и построены соответственные карты (Торнтвейт и Мазер, 1955).

Наиболее обоснованной из зарубежных формул для суммарного испарения за часть года как по количеству учитываемых факторов, так и

по обширности используемых эмпирических материалов, охватывающих все страны мира, несомненно, является формула Тюрка (1955) для декадного интервала времени, применимая также и для месяцев (подробнее см. В. Г. Андреянов, 1960).

Физические методы

По методу турбулентной диффузии испарение на данный момент суток подсчитывается на основании данных измерений градиента удельной влажности воздуха по высоте по одной из существующих отечественных и зарубежных формул (например, Д. Л. Лайхтман и А. Ф. Чудновский, 1949; А. Р. Константинов, 1955).

Формула теплового баланса. Выражая в уравнении теплового баланса (1.7) испарение через градиент влажности e на двух высотах, а теплообмен с атмосферой через градиент температуры θ на тех же высотах, решая уравнение относительно z и подставляя числовые значения физических постоянных, получаем известную формулу

$$z = \frac{R - B}{60\left(1 + k\frac{\theta_1 - \theta_2}{e_1 - e_2}\right)} \text{ мм/час}, \qquad (2.2)$$

где коэффициент $k = 0{,}48$ при измерении e в мм и $k = 0{,}64$ при e в мб.

Следует учитывать, что радиационный баланс R должен быть подсчитан при этом по температуре подстилающей поверхности.

Упрощенный способ подсчета по этой формуле предложен В. В. Романовым (1956).

При подсчете по формуле (2.2) так же, как и по методу турбулентной диффузии, испарение определяется вне зависимости от состояния влажности почвы, так как скорости испарения и теплопотока в атмосферу, измеряемые градиентным способом в 2 точках над подстилающей поверхностью, уже учитывают влияние фактической влажности почвы. Однако, учитывая необходимость наличия тщательных градиентных наблюдений за температурой и влажностью, значительную ошибку определения разности двух близких величин температуры и влажности в смежных точках (обычно 50 и 200 см), большую изменчивость этих градиентов во времени и по площади, невозможность подсчета по этим методам при среднесуточных значениях температуры и влажности и громоздкость подсчетов по часовым интервалам, следует признать неприменимость этих методов для массовых расчетов месячных величин испарения для водосборов при исследовании внутригодовых колебаний стока и других компонентов водного баланса.

Учитывая указанные трудности практического применения метода турбулентной диффузии, А. Р. Константиновым (1956) был разработан способ расчета этим методом с использованием данных обычных наблюдений сети метеорологических станций, а в дальнейшем был составлен специальный график расчета суммарного испарения в зависимости от среднесуточной (или среднемесячной) температуры и влажности воздуха. В основу этого графика были положены универсальные эмпирические связи средневзвешенных (с учетом суточного хода испарения) профилей температуры и влажности воздуха со среднесуточными значениями этих элементов, возможность построения которых была установлена в его предшествующей работе. Одновременно в этой схеме с помощью дополнительного графика учитывается сезонный ход опаздывания температуры и влажности воздуха на высоте 2 м от тех же характеристик воздуха у подстилающей поверхности.

Формула испаряемости типа Дальтона, согласно М. И. Будыко (1950, 1955, 1956), имеет следующий вид:

$$z_0 = \rho D (q_s - q). \tag{2.3}$$

Здесь $\rho = 1{,}293 \cdot 10^{-3}$ г/см^3 — плотность воздуха, D — интегральный коэффициент турбулентного обмена для слоя от 0 до 200 см, q_s — удельная влажность насыщенного воздуха при температуре подстилающей поверхности, q — удельная влажность воздуха.

Учитывая, что

$$q = \frac{0{,}623e}{p} \text{ г/г}$$

(где e — упругость паров, p — атмосферное давление), получается при нормальном давлении ($p = 760$ мм)

$$q = 0{,}82e \text{ г/г}$$

Подставляя последнее выражение и числовое значение $\rho = 1{,}293 \cdot 10^{-3}$ г/см^3 в формулу (2.3) и приводя к измерению слоя испаряемости в мм и к месячному сроку ($2{,}63 \cdot 10^6$ сек.), получаем

$$z_0 = 27{,}8D (e_s - e) \text{ мм/месяц.} \tag{2.3'}$$

Как показали исследования А. Г. Бройдо (1957), величина D колеблется в нешироких пределах. Так, например, для июля по приводимой им карте она изменяется по территории Европейской части СССР всего от 0,5 до 0,8 см/сек. Среднее ее значение может быть принято равным 0,63 см/сек. Колебания этого параметра в многолетнем разрезе незначительны и ими можно практически пренебречь. В настоящее время построенные Бройдо карты месячных значений параметра им уточнены.

Принимая среднее значение $D = 0{,}63$ см/сек., получаем

$$z_0 = 17{,}5 (e_s - e) \text{ мм/месяц.} \tag{2.3''}$$

Сюда относится также формула П. П. Кузьмина (1953) для испарения со снега, составленная им по аналогии с формулой испарения с водной поверхности и имеющая вид при ее приведении к месячному сроку и для влажности в мм

$$z_{сн} = (4{,}2 + 2{,}2v_{1000}) (e_s - e) \text{ мм/месяц,} \tag{2.4}$$

где v_{1000} — скорость ветра в м/сек. на высоте флюгера 10 м.

Решение уравнения теплового баланса по схеме М. И. Будыко. Для установления упругости насыщающих паров e_s по температуре подстилающей поверхности θ_ω в формуле (2.3') Будыко (1956) был предложен метод решения уравнения теплового баланса для водосбора совместно с известным уравнением Магнуса, связывающим e_s и θ_ω.

Для этой цели используется следующее выражение для теплопотока в атмосферу:

$$P = \rho c_p D (\theta_\omega - \theta), \tag{2.5}$$

где θ — температура воздуха, θ_ω — температура подстилающей поверхности, $c_p = 0{,}240 \cdot 10^{-3}$ ккал/г град — теплоемкость при постоянном давлении сухого и ненасыщенного воздуха.

Подставляя в выражение (2.5) числовые значения физических постоянных и среднее значение интегрального коэффициента обмена $D = 0{,}63$ см/сек., получаем

$$P = 0{,}51 (\theta_\omega - \theta) \tag{2.5'}$$

и, согласно выражению (1.12а),

$$P' = P + 0{,}33 (\theta_\omega - \theta) = 0{,}84 (\theta_\omega - \theta). \tag{2.5''}$$

После подстановки в уравнение (1.7а) выражений (2.3″) и (2.5″) приходим к следующему выражению для теплового баланса, где все его члены даются в измерении ккал/см² месяц:

$$R' - B = 1{,}05\,(e_s - e) + 0{,}84\,(\theta_\omega - \theta). \tag{2.6}$$

Перенося неизвестные в левую часть уравнения, а известные — в правую и произведя простейшие преобразования, получаем уравнение

$$e_s + 0{,}8\theta_\omega = 0{,}95\,(R' - B) + e + 0{,}8\theta. \tag{2.6'}$$

Принимая, что воздух у подстилающей поверхности имеет максимальную упругость паров, соответствующую температуре этой поверхности (см. стр. 23), решаем уравнение (2.6′) совместно с уравнением Магнуса

$$e_s' = 4{,}58 \cdot 10^{\frac{7{,}45\theta_\omega}{235+\theta_\omega}} \text{ мм}. \tag{2.7}$$

Для облегчения совместного решения этих уравнений может быть построен по зависимости (2.7) вспомогательный график с кривыми $e_s = f(\theta_\omega)$ и $e_s + 0{,}8\theta_\omega = f(\theta_\omega)$.

По найденной величине e_s из формулы (2.3″) находим величину испаряемости z_0. Для получения фактического испарения z необходимо ее умножить на коэффициент k_ω, учитывающий соотношение среднего за месяц запаса продуктивной влаги в метровом слое почвы $W_{ср} = \frac{W_н + W_к}{2}$ и соответствующего критического влагозапаса $W_{кр}$, принимаемого по средним зональным данным (см. гл. III, стр. 41 и табл. 9),

$$k_\omega = \frac{W_н + W_к}{2W_{кр}}, \tag{2.8}$$

$$z = z_0 k_\omega = z_0 \frac{W_н + W_к}{2W_{кр}}. \tag{2.9}$$

В качестве некоторого недостатка формулы (2.8) следует отметить, что в ней не учитывается существенное влияние текущих осадков (см. стр. 25).

В работах М. И. Будыко (19563, Л. И. Зубенок и Л. Н. Дьяченко (1956), к сожалению, не отмечено одно важное обстоятельство, которое необходимо учитывать при пользовании предложенным методом решения уравнения теплового баланса. При таком решении мы находим не истинные средневзвешенные для водосбора значения θ_ω и e_s при фактической влажности почвы, а значения этих величин для воображаемого увлажненного участка на водосборе (или испарителя с предельным увлажнением), размеры которого настолько незначительны, что испарение с него не влияет на метеорологические факторы на водосборе (температуру и влажность воздуха). Именно таким условиям и должно удовлетворять понятие испаряемости и только такую величину испаряемости мы имеем право умножать на коэффициент k_ω для перехода к фактической величине испарения с учетом влажности почвы (см. стр. 29).

Из числа зарубежных методов расчета испарения, пользующихся большой известностью, необходимо упомянуть метод Пенмена (1948—1956), основанный на уравнении теплового баланса и приводимый в конечном виде к формуле для величины испарения с водной поверхности, выражаемой через стандартные метеорологические величины, от которой он переходит к потенциальной величине транспирации с помощью эмпи-

рических коэффициентов, изменяющихся как по месяцам года, так и по территории. Обстоятельный разбор метода Пенмена содержится в статьях М. И. Будыко (1959) и Н. И. Афанасьева (1959).

Исходя из результатов рассмотрения существующих формул и методов расчета испаряемости и суммарного испарения, следует отметить, что наиболее обоснованным с теоретической стороны и вместе с тем наилучшим образом учитывающим потребности расчета средневзвешенного испарения для площади водосбора является изложенный выше метод решения уравнения теплового баланса, предложенный М. И. Будыко (1956), который и принимается нами с некоторыми видоизменениями для расчета уравнения водного баланса (см. гл. III). Для массовых расчетов водного баланса, по-видимому, в дальнейшем, после широкой проверки для разных физико-географических условий, можно будет использовать график А. Р. Константинова (см. стр. 31) для определения месячных (или декадных и суточных) сумм испарения по соответственным средним величинам температуры и влажности воздуха.

ГЛАВА III

АНАЛИЗ И РАСЧЕТ ВНУТРИГОДОВОГО РЕЖИМА СТОКА НА ОСНОВЕ УРАВНЕНИЙ ВОДНОГО И ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА

1. Анализ водного баланса водосбора по месяцам года на примере р. Поломети

Роль отдельных компонентов водного баланса в формировании внутригодового режима речного стока рассмотрим на примере водосбора р. Поломети в створе с. Яжелбицы по месячным интервалам времени. Водный баланс по этому водосбору составлен нами за 1952/53 — 1955/56 гг. по данным Валдайской научно-исследовательской лаборатории (ВНИГЛ) Государственного гидрологического института (В. Г. Андреянов, 1957а).

Водосбор р. Поломети был выбран ввиду того, что на нем велись за указанные годы наблюдения за осадками и снегозапасами по значительно более густой сети дождемерных пунктов и маршрутных ходов снегосъемки. Кроме того, для оценки колебания запасов почвенных и грунтовых вод на этом водосборе могут быть использованы данные наблюдений ВНИГЛ за влажностью почвы и за уровнями грунтовых вод на смежных с водосбором (и репрезентативных для него в этом отношении[1]) логах Усадьевском и Таежном, а для оценки испарения — данные наблюдений ВНИГЛ за испарением.

Приведем некоторые общие сведения по водосбору р. Поломети по данным В. А. Урываева (1953). Река Полометь, являющаяся правым притоком р. Полы (бассейн р. Ловати), в створе с. Яжелбицы имеет водосбор площадью 631 км². Длина реки до этого створа 56 км, уклон 2‰. Водораздельная линия проходит по возвышенностям высотой до 100—200 м над дном долины. Водосбор сложен моренными суглинками и глинами прикрытыми флювиогляциальными песками и современными отложениями. Почвы подзолистые и слабоподзолистые. Около 55% водосбора покрыто лесом, около 20% распахано; озера занимают около 0,5% и болота — 5,5%, остальная часть занята лугами.

Для того чтобы исключить переходящий запас воды в снежном покрове, расчеты водного баланса выполнялись не для календарного, а для

[1] См. стр. 35.

гидрологического года (с 1/XI по 1/XI). Водный баланс составлялся по месячным интервалам времени, что позволило пренебрегать временем склонового и руслового добегания.

При составлении водного баланса были использованы следующие данные. Величины среднего по водосбору слоя осадков x принимались по 10 пунктам для теплого периода года и по 20 пунктам для зимнего периода с корректировкой их за зиму по данным подробных снегосъемок, проводившихся на водосборе. Испарение с водосбора z за месяцы вегетационного периода определялось по данным наблюдений за испарением Валдайской лаборатории (по гидравлическому испарителю и с увязкой по годовому балансу). Для зимних месяцев испарение со снега принималось по графикам Б. В. Полякова (1946, 1947) с корректировкой по наблюдениям ВНИГЛ. Сток y принимался по надежным данным наблюдений на гидрометрическом створе Валдайской лаборатории у с. Яжелбицы.

По указанным данным, пользуясь уравнением (1.1), устанавливалась за каждый месяц величина общей аккумуляции на водосборе u. Из последней выделялись следующие ее составляющие:

1) аккумуляция воды в снеге $u_{сн}$ как разность между запасом воды в снеге на начало и конец месяца по данным снегосъемок;

2) приближенная величина аккумуляции на поверхности водосбора при снеготаянии (в местных понижениях рельефа) $u_{пов}$ в соответствии с данными специальных исследований П. А. Урываева (1957) на смежных с водосбором логах Усадьевском, Приусадебном и Таежном;

3) приближенная величина аккумуляции в русловой системе на затопляемых пойменных участках и на озерах $u_р$ по данным гидрографического описания и сведениям о колебаниях уровня на гидрографической сети водосбора (как это видно из данных табл. 7, последняя величина весьма незначительна и неточность ее определения не может повлиять заметным образом на результаты расчета водного баланса).

Величина подземной аккумуляции определялась из уравнения (1.2) как

$$u_{подз} = u - u_{сн} - u_{пов} - u_р.$$

Изменение глубин грунтовых вод $\Delta H_{гр}$ устанавливалось по разности на начало и конец месяца средней глубины воды в скважинах на водосборах двух логов — Усадьевского (безлесного) и Таежного (лесного), территориально и по гидрогеологическим условиям близким к водосбору р. Поломети. Так как последний залесен примерно на 55%, то принимались средние арифметические из данных по глубинам в скважинах по обоим логам. Для того чтобы убедиться в том, что полученные данные о средней глубине залегания грунтовых вод являются репрезентативными для бассейна р. Поломети, был построен (рис. 3) график связи между ней ($H_{ср}$) и грунтовым стоком ($y_{гр}$) р. Поломети в створе с. Яжелбицы за 1952—1955 гг. При этом за грунтовый принимался полный сток в месяцы зимней и летней межени. Как видно на графике, намечается единая кривая связи для зимней и летней межени за все годы, причем разброс точек находится в пределах точности воднобалансовых расчетов. Пользуясь построенной приближенной кривой связи $y_{гр}=f(H_{ср})$, был определен по средней за месяц глубине воды в скважинах $H_{ср}$ грунтовый сток $y_{гр}$ и за те месяцы, когда имелся поверхностный сток и сток верховодки.

Для того чтобы перейти от величины изменения за месяц средней глубины $\Delta H_{гр}$ или соответственного изменения среднего уровня грунтовых вод $\Delta Z_{гр}$ (см) к аккумуляции грунтовых вод $u_{гр}$, выраженной в слое

воды (мм), были подсчитаны по данным Валдайской лаборатории о влажности почв запасы воды в почве в зоне аэрации (выше уровня грунтовых вод) за те же годы в среднем для тех же логов. Разность этих запасов на начало и конец месяца определяет месячную величину аккумуляции воды в зоне аэрации u_a, выраженную также в слое воды (мм). При этом следует отметить, что запас воды в зоне аэрации может изменяться не только за счет изменения средней влажности почв, но и за счет колебаний уровня грунтовых вод; например, при подъеме последнего, очевидно, запас воды в зоне аэрации уменьшится ($u_a < 0$). С другой стороны, при высокой влажности почвы непосредственно над зеркалом грунтовых вод достаточно поступления небольшого дополнительного количества влаги,

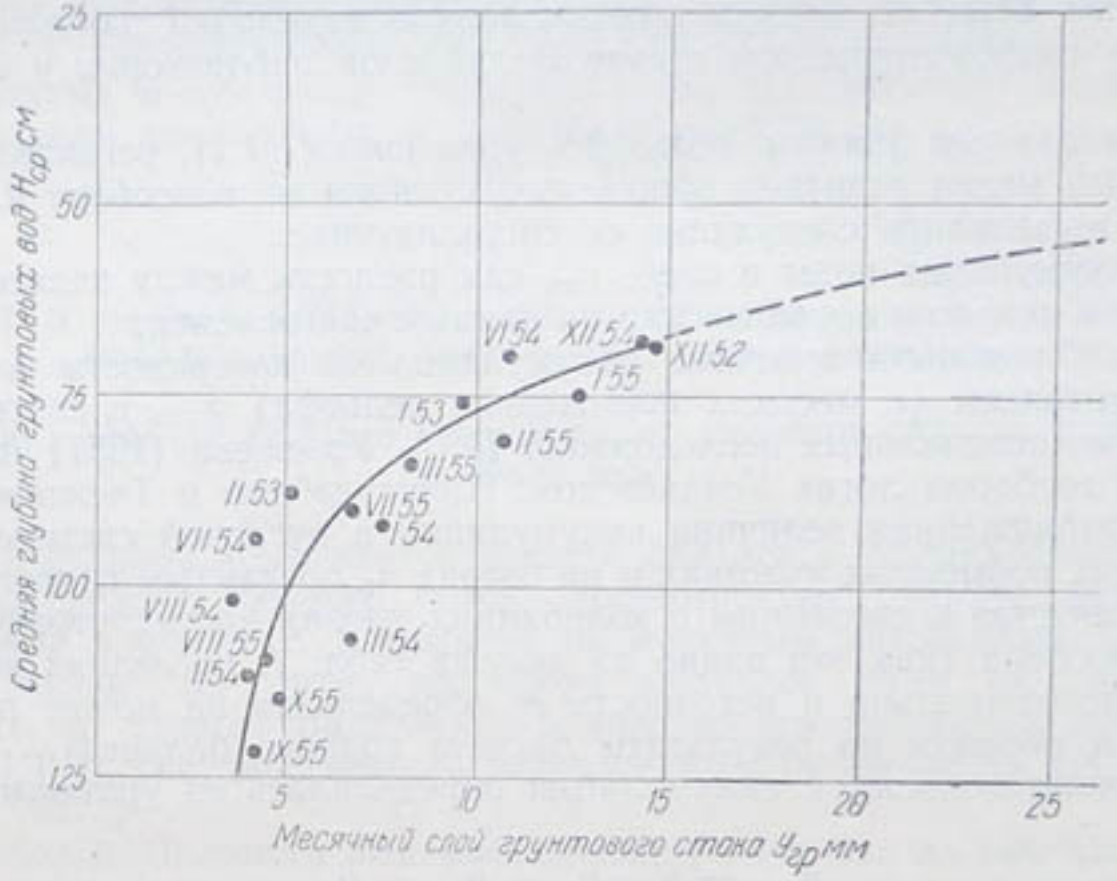


Рис. 3. Зависимость месячного слоя грунтового стока р. Поломети в створе с. Яжелбицы $y_{гр}$ от средней глубины воды в скважинах на логах Усадьевском и Таежном $H_{ср}$

чтобы вода перешла в гравитационное состояние и горизонт грунтовых вод поднялся. Так, например, в марте 1953 г. (табл. 7) горизонт грунтовых вод поднялся на 47 см при пополнении запаса подземных вод всего на 18 мм слоя воды.

Таким образом, между грунтовыми водами и почвенной влагой в зоне аэрации происходит непрерывный обмен. Поэтому для суждения о колебаниях общего запаса подземных вод активной зоны необходимо иметь данные о колебаниях запасов как почвенных, так и грунтовых вод.

За те месяцы 1952—1955 гг., за которые имелись наблюдения над влажностью почв, были определены величины изменения за месяц запаса воды в зоне аэрации u_a. Соответственные величины аккумуляции грунтовых вод $u_{гр}$ можно установить по разности между общей величиной подземной аккумуляции $u_{подз}$, определенной по водному балансу водосбора (см. выше), и величиной u_a.

На рис. 4 представлен график связи величин аккумуляции грунтовых вод (в мм слоя воды), определенных как $u_{гр} = u_{подз} - u_a$, и соответственных значений изменения среднего уровня грунтовых вод $\Delta Z_{гр}$. Полученный график указывает на наличие достаточно тесной прямолинейной

Водный баланс водосбора р. Поломети у с. Яжелбицы за 1952/53 г. (в мм слоя) Таблица 7

Элементы баланса	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Год	
А. Общий баланс														
Осадки x	66	59	48	19	40	57	35	118	212	143	92	77	966	
Испарение z	10	7	5	3	10	31	85	120	83	60	36	20	470	
Аккумуляция u	+3	+37	+33	+11	+23	−117	−69	−23	+73	+10	+8	−15	+198 −224	−26
Сток y	53	15	10	5	7	143	19	21	56	73	48	72	522	
В том числе грунтовый $y_{гр}$	26	14	10	5	7	25	12	10	13	22	27	18	189	
Б. Аккумуляция														
В снеге $u_{сн}$	(+11)	(+52)	+43	+16	−28	−94	—	—	—	—	—	—	+122 −122	
То же с начала года	11	63	106	122	94	0								
В понижениях $u_{пон}$					(+30)	(−15)	(−15)						+30 −30	
Русловая $u_р$				−1	+3	+1	−3						+4 −4	
Итого поверхностная $u_{пов}$	+11	+52	+43	+15	+5	−108	−18						+126 −126	
В зоне аэрации $u_а$	+92	−8	+34	+37	−156	+50	+19	−34	−34	−38	+17	+45	+294 −270	+24
Грунтовых вод $u_{гр}$	−100	−7	−44	−41	+174	−59	−70	+11	+107	+48	−9	−60	+340 −390	−50
Итого подземная $u_{подз}$	−8	−15	−10	−4	+18	−9	−51	−23	+73	+10	+8	−15	+109 −135	−26
То же с начала года	−8	−23	−33	−37	−19	−26	−77	−100	−27	−17	−9	−26		
Общая аккумуляция u	+3	+37	+33	+11	+23	−117	−69	−23	+73	+10	+8	−15	+198 −224	−26
То же с начала года	+3	+40	+73	+84	+107	−10	−79	−102	−29	−19	−11	−26		
В. Грунтовые воды														
Глубина грунтовых вод на 1-е число H см	41	68	70	82	93	46	62	81	78	61	54	54	69	
Среднее за месяц $H_{ср}$	54	69	76	88	70	54	72	70	70	58	54	62	+74	−28
Изменение уровня ΔZ см	−27	−2	−12	−11	+47	−16	−19	+3	+17	+7	0	−15	−102	

связи. Очевидно, что тангенс угла наклона прямой связи к оси $u_{гр}$ численно равен средневзвешенной величине коэффициента пористости почвогрунтов бассейна р. Поломети в зоне колебания уровня грунтовых вод

$$n = \frac{u_{гр}}{\Delta Z_{гр} \cdot 10} = 0{,}37, \qquad (3.1)$$

где $u_{гр}$ в мм, а $\Delta Z_{гр}$ в см.

Для тех месяцев, где сведения о влажности почвы отсутствовали, но имелись данные по колебаниям глубины залегания грунтовых вод $\Delta Z_{гр}$,

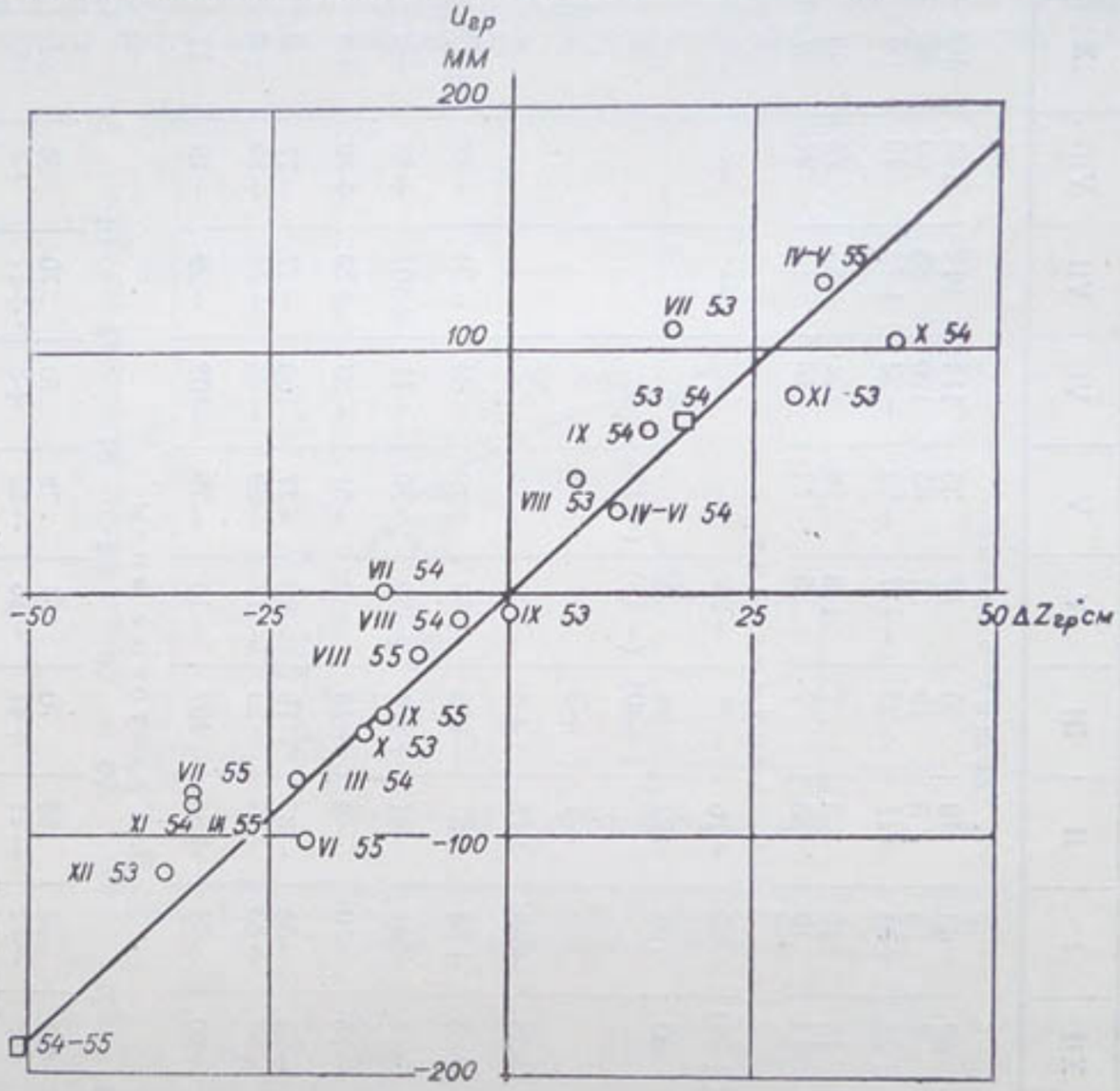


Рис. 4. Зависимость аккумуляции грунтовых вод $u_{гр}$ (в слое воды, мм) от изменения уровня грунтовых вод $\Delta Z_{гр}$ (см) по водосбору р. Поломети в створе с. Яжелбицы.

аккумуляция грунтовых вод $u_{гр}$ в бассейне р. Поломети подсчитывалась по найденному среднему значению коэффициента пористости как

$$u_{гр} = n\Delta Z_{гр} \cdot 10 = 3{,}7\Delta Z_{гр}. \qquad (3.1')$$

В табл. 7 приведены результаты изложенных выше расчетов водного баланса водосбора р. Поломети за 1952/53 г.

Следует оговорить, что выделение грунтового стока в месяцы с высоким стоянием грунтовых вод (малой глубиной их залегания $H_{ср}$) производилось по экстраполированной части кривой $y_{гр} = f(H_{ср})$ и поэтому для этих месяцев величины грунтового стока являются приближенными.

Приведенный пример водного баланса водосбора р. Поломети за гидрологический год по месячным интервалам дает наглядное представление о трансформировании водосбором р. Поломети внутригодового

режима осадков в режим стока и о роли отдельных составляющих общей аккумулирующей способности водосбора в разные периоды года для одного из фактических лет (многоводного).

Для характеристики водного баланса р. Поломети в годы другой водности и с другим распределением осадков в году в табл. 8 приводим сводные данные по водному балансу по сезонам за 4 года (1952/53—1955/56 гг.) с менее дифференцированным делением по компонентам баланса. Там же приводятся коэффициенты расходования располагаемых осадков (т. е. осадков минус аккумуляция в снеге) на сток, испарение и остальную аккумуляцию (в понижениях, в русле, в зоне аэрации и в грунтовых водах).

Как видно из этих данных, на соотношение отдельных компонентов водного баланса существенно влияет не только годовая сумма осадков, но и ее распределение в течение года. В самом деле, если сравнить между собой два года: 1954/55 г. с годовой суммой осадков 708 мм (немного выше нормы) и 1955/56 г. с осадками 848 мм, то хотя в 1955/56 г. осадков на 140 мм больше, чем в 1954/55 г., но сток на 8 мм меньше и испарение на 46 мм больше. Кроме того, запас воды в почво-грунтах в 1955/56 г. пополняется на 29 мм (вместо убыли на 73 мм в 1954/55 г.). Это объясняется тем, что в 1955/56 г. были очень высокие летние осадки (на 180 мм больше, чем в 1954/55 г.), которые удовлетворили полностью потребность в испарении, а в 1954/55 г. испарение в значительной мере (на 140 мм) покрывалось летом за счет влагозапасов. В 1953/54 г. с осадками несколько ниже нормы (656 мм) влагозапасы в почво-грунтах пополнились за год на 25 мм за счет больших осадков и малого испарения осенью (пополнение за осень на 98 мм), а в 1952/53 г. с очень большой суммой осадков (966 мм) произошла сработка подземных влагозапасов на 26 мм, так как величина годовой суммы осадков в этом году определилась большими снегозапасами, не пополнившими почво-грунтовых влагозапасов, и очень большими летними осадками, обусловившими высокий летний сток и большое испарение; осенние же осадки меньшие, чем в 1953/54 г., пошли целиком на сток и испарение и не обеспечили осеннего пополнения влагозапасов.

Как видно из сопоставления за все 4 года приводимых в табл. 8 коэффициентов расходования располагаемых осадков (осадки минус аккумуляция в снеге, что соответствует весной осадкам плюс снегозапасы), наиболее устойчивой является величина годового коэффициента расходования осадков на испарение (называемая иногда коэффициентом испарения), изменяющаяся всего в пределах от 0,49 до 0,54. Годовой коэффициент стока колеблется в значительно больших пределах (от 0,44 до 0,56) и больше, чем соответственный коэффициент для весеннего сезона (от 0,60 до 0,66). Выравнивание годового коэффициента испарения по сравнению с соответственным коэффициентом стока происходит за счет «годового коэффициента аккумуляции», колеблющегося за указанные 4 года в пределах от —0,10 до +0,04.

Для других физико-географических зон формирование внутригодового режима стока протекает, конечно, существенно отлично от приведенного для бассейна р. Поломети. Для зоны недостаточного увлажнения примерно по такой же схеме, как для р. Поломети, водный баланс за ряд лет составлен С. И. Харченко (1959) по балке Бузиновке и по трем створам р. Сал на основании материалов наблюдений Дубовской гидрологической лаборатории. В опубликованной им статье дается подробное изложение проведенных исследований и анализ полученных результатов по водному балансу. За недостатком места сведения по этой работе нами не приводятся.

Сводные данные по водному балансу р. Поломети у с. Яжел

Элементы баланса	1952/53 г.					1953/54 г.	
	Зима	Весна	Лето	Осень	Год	Зима	Весна
	XI—II	III—V	VI—VIII	IX—X		XI—II	III—V
Осадки x	192	132	473	169	966	155	106
Осадки минус аккумуляция в снеге $x - u_{сп}$	70	254	473	169	966	109	152
Сток y	83	169	150	120	522	109	100
Испарение z	25	126	263	56	470	23	83
Аккумуляция подземная, русловая и в понижениях $u_{подз} + u_р + u_{пон}$	−38	−41	+60	−7	−26	−23	−31
То же, в нарастающем порядке от 1/XI 1952 г. Σu	−38	−79	−19	−26	—	−49	−80
Коэффициенты расходования (осадки минус акку							
На сток η_y	1,18	0,66	0,32	0,71	0,54	1,00	0,66
На испарение η_z	0,36	0,50	0,55	0,33	0,49	0,21	0,54
На остальную аккумуляцию η_u	−0,54	−0,16	+0,13	−0,04	−0,03	−0,21	−0,20

Таким образом, на примере р. Поломети, а также балки Бузиновки и р. Сал видно, что при наличии достаточно полных данных наблюдений над стоком, осадками и запасами почвенно-грунтовых вод составление подробного водного баланса водосбора по месяцам года вполне осуществимо и должно явиться в дальнейшем основным методом углубленного исследования влияния различных физико-географических факторов на формирование внутригодового режима стока.

2. Существующие схемы расчета водного баланса водосбора

Метод М. И. Будыко (1955, 1956) предусматривает следующую схему решения уравнения водного баланса совместно с уравнением теплового баланса при наличии данных по стоку.

Принимая, что изменение влагозапасов на водосборе происходит за счет метрового почвенного слоя, пренебрегая водообменом с соседними водосборами и обозначая аккумуляцию u через разность конечного и начального продуктивного влагозапаса $W_к - W_н$, он преобразует уравнение водного баланса к следующему виду:

$$x = y + z + W_к - W_н. \tag{3.2}$$

Обозначая средний запас продуктивной влаги за месяц как $W_{ср} = \frac{W_н + W_к}{2}$, можно выразить фактическое испарение z через испаряемость z_0 и через отношение среднего влагозапаса к критическому (2.9)

$$z = z_0 \frac{W_н + W_к}{2W_{кр}}.$$

Таблица 8

бицы по сезонам за годы 1952/53–1955/56 (в мм слоя)

1953/54 г.			1954/55 г.					1955/56 г.				
Лето	Осень		Зима	Весна	Лето	Осень		Зима	Весна	Лето	Осень	
VI–VIII	IX–X	Год	XI–II	III–V	VI–VIII	IX–X	Год	XI–II	III–V	VI–VIII	IX–X	Год
201	194	656	237	214	145	112	708	241	150	325	132	848
201	194	656	43	408	145	112	708	24	367	325	132	848
19	63	291	82	246	59	9	396	31	226	51	80	388
201	33	340	32	68	226	59	385	22	82	280	47	431
−19	+98	+25	−71	+94	−140	+44	−73	−29	+59	− 6	+5	+29
−99	−1	—	−72	+22	−118	−74	—	−103	−44	−50	−45	—

располагаемых осадков η
муляция в снеге)

0,01	0,33	0,44	1,91	0,60	0,41	0,08	0,56	1,29	0,62	0,16	0,60	0,46
1,00	0,17	0,52	0,74	0,17	1,56	0,53	0,54	0,92	0,22	0,86	0,36	0,51
- 0,01	+0,50	+0,04	−1,65	+0,23	−0,97	+0,39	−0,10	−1,21	+0,16	−0,02	+0,04	+0,03

Решая совместно уравнения (3.2) и (2.9) относительно $W_к$, Будыко получает для последнего следующее выражение:

$$W_к = \frac{1}{1 + \frac{z_0}{2W_{кр}}}\left[W_н\left(1 - \frac{z_0}{2W_{кр}}\right) + x - y\right]. \qquad (3.3)$$

Расчетные значения величины $W_{кр}$ для разных физико-географических зон устанавливаются в работе Л. И. Зубенок и Л. Н. Дьяченко (1956) и приводятся в табл. 9.

Таблица 9

Критический запас продуктивной влаги в метровом слое почвы $W_{кр}$ (в мм)

Зона	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Хвойных лесов	200	400	200	150	100	100	100
Смешанных и лиственных лесов . .	250	250	150	150	150	150	150
Лесостепь и степь	150	150	100	100	100	100	100
Полупустыни и пустыни	100	100	100	100	100	100	100

Данные по $W_{кр}$ были установлены по водосборам, на которых имелись данные по изменению влагозапасов в метровом слое W; фактическое испарение определялось по уравнению водного баланса, а испаряемость z_0 — по уравнению теплового баланса. При наличии всех этих данных $W_{кр}$ определялось из уравнения (2.9) как

$$W_{кр} = \frac{z_0}{z}\,\frac{W_н + W_к}{2}.$$

На данный интервал времени (месяц, декаду) предполагаются известными компоненты водного баланса — осадки x и сток y, запас продуктивной влаги в метровом слое почвы на начало интервала $W_н$ (определенный расчетом по предыдущему интервалу) и критической $W_{кр}$, а также компоненты теплового баланса R' и B и метеорологические элементы: температура θ и влажность воздуха e. Путем совместного решения уравнения теплового баланса (2.6′) и уравнения Магнуса (2.7) по изложенной выше схеме М. И. Будыко (см. гл. II, стр. 33) находится упругость насыщающих паров e_s и далее по формуле (2.3″) определяется испаряемость z_0. После этого по формуле (3.3) может быть установлен запас влаги в почве на конец интервала $W_к$, величина которого принимается как $W_н$ для следующего интервала.

Величину $W_н$ на начальную дату всего расчетного (вегетационного) периода предлагается определять подбором по условию, чтобы влажность в конце вегетационного периода сошлась с начальной.

Этот метод использовался Л. И. Зубенок и Л. Н. Дьяченко (1956) для определения среднемноголетних месячных величин испарения за теплый период года по 180 пунктам Европейской территории СССР и построения соответственных карт. Аналогичные расчеты и построение карт месячных величин испарения были выполнены для южной части Европейской территории СССР Н. И. Синицыной (1956).

Изложенная схема совместного решения уравнения водного и теплового баланса, предложенная Будыко, нам представляется весьма плодотворной. Однако ее практическое осуществление вызывает ряд замечаний.

Прежде всего следует оговорить, что эта схема пригодна только для периодов, когда отсутствует поверхностная аккумуляция вод и не происходит пополнение грунтовых вод (или когда зеркало грунтовых вод настолько высоко, что его колебания находятся в пределах верхнего метрового слоя). В противном случае уравнение (3.2) должно быть дополнено членами, учитывающими поверхностную аккумуляцию, особенно значительную весной, и аккумуляцию в грунтовых водах, главным образом весной и осенью [см. гл. I, стр. 12 и формулу (1,2)].

Как показывают данные наблюдений стоковых станций (см. гл. II, стр. 25 и рис. 2), влияние на испарение осадков, выпавших в рассматриваемом интервале времени, более значительно, чем запасов почвенной влаги, накопленных за предыдущее время (особенно при малой величине влагозапаса), что не учитывается формулой (2.9). По-видимому, в связи с этим обстоятельством, величины $W_{кр}$, определенные по формуле (2.9′) и приводимые в табл. 9, значительно отличаются от полевой влагоемкости.

Метод Г. П. Калинина и Т. Т. Макаровой (1958а). В уравнении водного баланса для наиболее общего случая член u, учитывающий изменение запасов воды (аккумуляцию) на водосборе, расчленяется на три составляющие: для русловых $u_р$, почвенных $u_{почв}$ и грунтовых вод $u_{гр}$, а сток y разделяется на поверхностный $y_{пов}$ и грунтовый $y_{гр}$ (определяемый приближенно путем срезки на гидрографе)

$$x = z + y_{пов} + y_{гр} + u_р + u_{почв} + u_{гр}. \qquad (3.4)$$

Для периодов, когда отсутствует интенсивное пополнение запасов грунтовых вод, принимается — $u_{гр} = y_{гр}$, и после подстановки $u_{почв} = W_к - W_н$ (где $W_к$ и $W_н$ — запасы продуктивной влаги в почве на конец и начало расчетного интервала времени) уравнение приводится к виду

$$x = z + y_{пов} + u_р + W_к - W_н. \qquad (3.4')$$

Член, характеризующий изменения русловых запасов воды $u_р$, для малых и средних водосборов (например, для Унжи и Ветлуги) не имеет

существенного значения и отпадает, а для больших водосборов (например, для р. Оки) учитывается переходом от стока реки к притоку в русловую сеть по формуле

$$y_{пр} = y + u_р$$

с определением запасов воды в русловой системе на начальный и конечный моменты по методу Г. П. Калинина (1952) с учетом времени добегания между створами.

Таким образом, в обоих этих случаях уравнение (3. 4) может быть приведено к виду

$$x = z + y_{пов} + W_к - W_н, \qquad (3.4'')$$

где $y_{пов}$ — поверхностный сток или приток в русловую сеть в зависимости от размера водосбора.

Величины испарения z определяются по специально построенному графику зависимости от продуктивного запаса влаги W и температуры воздуха θ (см. гл. II, стр. 30).

Для установления осенней влажности почвы, используемой в целях гидрологических и агрометеорологических прогнозов, расчет ведется по уравнению водного баланса последовательно для всех декад в двух вариантах:

1) принимаем на конец снеготаяния продуктивную влажность почвы равной 200 мм и далее подсчитывая последовательно по уравнению (3. 4″) величины $W_к$;

2) принимаем влажность почвы на начало снеготаяния равной предыдущей осенней, определенной расчетом за предшествующий год, причем для периода снеготаяния даются специальные уравнения на каждую декаду.

Как показано в работе Г. П. Калинина и Т. Т. Макаровой (1958а), благодаря постепенному затуханию влияния первоначальной влажности на конец снеготаяния, условно принимаемой в 200 мм, ошибка в величине осенней влажности от неправильного назначения начальной влажности получается незначительной, хотя в первые декады после снеготаяния она велика.

Для целей расчета или прогнозирования речного стока построены графики зависимости месячных величин стока (и притока) y от разности осадков и испарения $(x—z)$ и от продуктивной влажности почвы W в предшествующую данному месяцу декаду. Построенные на этих графиках семейства кривых находятся в удовлетворительном соответствии с большинством эмпирических точек, хотя отдельные точки имеют значительные отклонения.

Определяя по этим графикам сток (или приток в русловую сеть) y, а по графику $z = f(W, \theta)$ — величину испарения z и имея (или прогнозируя) данные по осадкам x, можно по уравнению водного баланса (3. 4″) последовательно устанавливать величины продуктивной влажности почвы на конец месяца $W_к$.

Таким образом, разработанный Г. П. Калининым и Т. Т. Макаровой метод дает возможность путем последовательного расчета по декадам (месяцам) устанавливать ход изменений компонентов водного баланса на протяжении теплого периода года для отдельных фактических лет как при наличии данных по стоку, так и при их отсутствии. В качестве некоторого недостатка описанного метода можно указать отмеченную выше (см. гл. II, стр. 30) недостаточную обоснованность расчетного графика испарения.

Из зарубежных методов расчета водного баланса по месячным и декадным отрезкам времени наиболее обоснованными являются методы Торнтвейта и Мазера (1955) и Тюрка (1955). Описание этих методов приводится в нашей предшествующей работе (В. Г. Андреянов, 1959) и здесь не повторяется. В области разработки методики расчетов водного баланса водосборов значительный интерес представляют работы польских гидрологов: Рослоньского (1947) и Дембского (1950), особенно в отношении установления связи между динамическими запасами грунтовых вод, с одной стороны, и уровнями грунтовых вод или меженным наполнением речного русла (меженными расходами) — с другой.

Установление таких связей для конкретных водосборов позволит при ограниченных данных по уровням грунтовых вод (или даже при полном отсутствии этих данных) рассчитывать изменение запасов грунтовых вод.

3. Принимаемая схема расчета суммарного испарения с водосбора

Как уже указывалось (см. гл. II, стр. 31), теоретически обоснованные формулы турбулентной диффузии и теплового баланса требуют тщательно поставленных градиентных наблюдений за ходом температуры и влажности воздуха и поэтому не могут быть использованы для целей исследования внутригодового хода элементов водного баланса водосбора при наличии лишь обычных сетевых метеорологических и гидрологических наблюдений и тем более для расчета внутригодового хода стока при отсутствии данных непосредственных наблюдений за стоком.

Наиболее пригодной для этих целей является схема расчета суммарного испарения, предложенная М. И. Будыко (1956) и заключающаяся в определении величины испаряемости z_0 по формуле (2.3″) типа Дальтона с подбором величин температуры деятельной поверхности θ_ω и соответственной упругости насыщающих паров e_s по уравнению теплового баланса (2.6′) совместно с уравнением Магнуса (2.7) (см. гл. II, стр. 33) и во введении переходного коэффициента k_w от испаряемости к фактическому испарению за счет фактической влажности почвы W [см. формулу (2.8)].

На основании проверки применения указанной расчетной схемы на материалах Валдайской и Дубовской гидрологических лабораторий и Нижнедевицкой стоковой станции нами были внесены в нее следующие видоизменения.

В расчетную формулу испаряемости включается, согласно предложению А. И. Будаговского (1957а), коэффициент β при величине e_s, учитывающий влияние осреднения по всей толще деятельной поверхности от поверхности почвы до верха растительности и, кроме того, влияние осреднения во времени. Величина этого множителя зависит от вида и состояния растительности, но в первом приближении может быть принята постоянной и равной $\beta = 1{,}15$.

Для интегрального коэффициента турбулентного перемешивания было принято его среднее значение, по А. Г. Бройдо, $D = 0{,}63$ см/сек. Таким образом, формулы испаряемости и расчетное уравнение теплового баланса принимают следующий вид:

$$z_0 = 17{,}5\,(1{,}15e_s - e) \text{ мм/месяц}, \tag{3.5}$$

$$e_s + 0{,}69\theta_\omega = 0{,}825\,(R' - B) + 0{,}87e + 0{,}69\theta. \tag{3.6}$$

Для облегчения совместного решения уравнения (3.6) с уравнением Магнуса (2.7) построен вспомогательный график (рис. 5), на который нанесены две кривые: кривая I — $A = e_s + 0{,}69\theta_\omega = f(\theta_\omega)$ [по левой части уравнения (3.5)] и кривая II — $e_s = f(\theta_\omega)$ (по уравнению Магнуса).

Определив численное значение A по правой части уравнения (3.6) и пользуясь кривой $A = f(\theta_\omega)$, находим температуру подстилающей поверхности θ_ω и для нее, а пользуясь кривой Магнуса $e_s = f(t_\omega)$ — соответственную величину упругости насыщающих паров e_s. После этого по формуле (3.5) вычисляем величину испаряемости z_0.

Основное отличие предлагаемой расчетной схемы от схемы М. И. Будыко заключается в способе перехода от испаряемости к испарению. Как уже указывалось (см. стр. 25), материалы исследований стоковых станций, и в частности Дубовской гидрологической лаборатории, показывают, что предлагаемое Будыко выражение (2.8) не учитывает более значительного влияния на испарение осадков данного интервала времени, чем

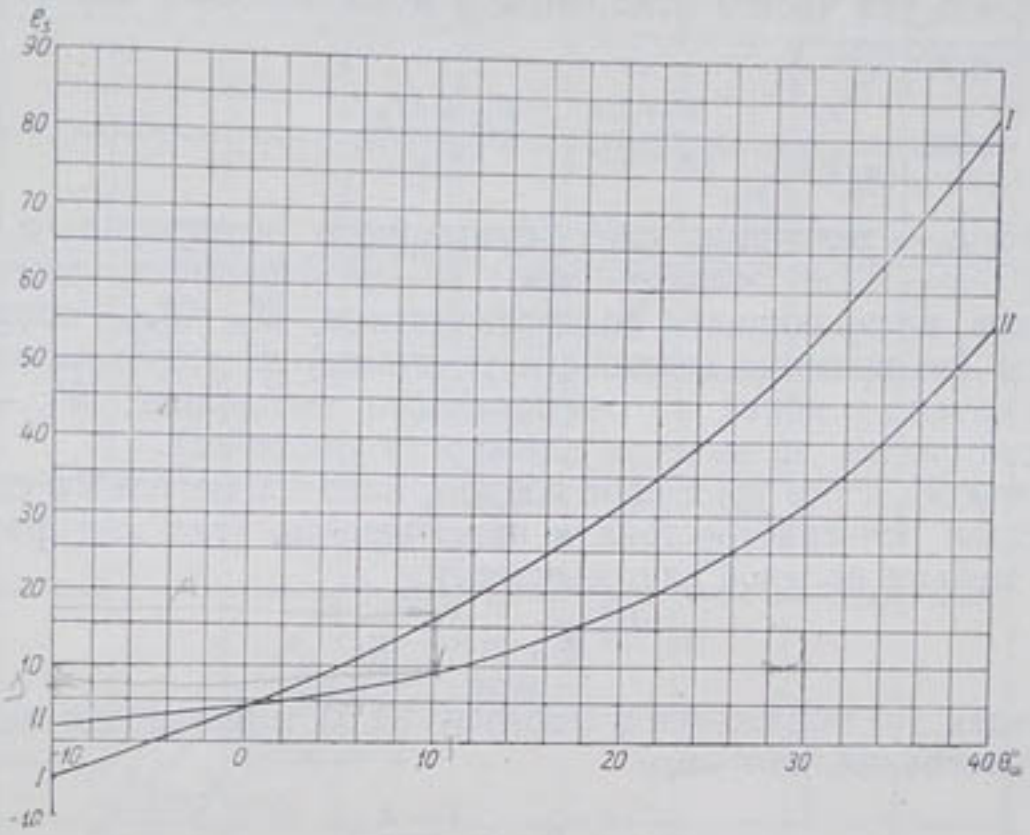


Рис. 5. Вспомогательный график для решения уравнения теплого баланса водосбора.
$I - e_s + 0{,}69\theta_\omega = f(\Theta_\omega)$, $II - e_s = f(\theta_\omega)$, по Магнусу.

влияние ранее накопленных в почве влагозапасов, особенно при малой величине последних. Вместе с тем построенный по данным Дубовской гидрологической лаборатории график зависимости $\frac{z}{z_{вод}} = f(W_п + x)$ (см. гл. II, рис. 2), хорошо удовлетворяющий местным условиям, непригоден в качестве общей связи для различных физико-географических условий по следующим причинам: 1) не учитывается условие ограничения испарения величиной испаряемости $\left(\frac{z}{z_0} < 1\right)$; 2) несопоставимо влияние на испарение почвенной влажности при почвах с разными воднофизическими свойствами (в основном с разной полевой влагоемкостью $W_п$); 3) не учитывается различное влияние на испарение осадков текущего месяца в зависимости от величины начального влагозапаса; 4) вместо испаряемости принимается испарение с водной поверхности, что допустимо для зоны недостаточного увлажнения, но непригодно для зоны избыточного увлажнения. В самом деле, в этой зоне фактическое суммарное испарение во многих случаях бывает больше испарения с водной поверхности, которое, таким образом, не может являться расчетным пределом суммарного испарения.

Учитывая указанные недостатки и в результате проведенных нами исследований на основе данных Дубовской и Валдайской гидрологических лабораторий и Нижнедевицкой стоковой станции, нами было установлено, что наиболее правильной является следующая схема учета влияния текущих осадков. Некоторая часть осадков (особенно выпадающих летом в виде небольших дождей) не успевает просочиться в почву и испаряется непосредственно с поверхности почвы и растительности или из самого поверхностного слоя почвы; на эту часть слоя испарения не распространяется замедление подачи влаги через подсохший слой почвы. Поэтому отношение фактической средней влажности к полевой влажности надо приравнивать не к отношению испарения к испаряемости, а к отношению тех частей испарения и испаряемости, которые зависят от влажности почвы, т. е.

$$\frac{z - kx}{z_0 - kx} = \frac{W_н + W_к}{2W_п}. \tag{3.7}$$

Здесь z и z_0 — величины слоя суммарного испарения и испаряемости (мм); x — слой осадков (мм); k — коэффициент, учитывающий долю осадков, испаряющихся до просачивания, $W_н$, $W_к$ — продуктивные влагозапасы (за вычетом влажности увядания) в метровом слое почвы (в мм) на начало и конец рассчитываемого интервала; $W_п$ — полевая влагоемкость (то же за вычетом влажности увядания).

Выражаем $W_к$ через уравнение водного баланса метрового слоя почвы при отсутствии почвенного стока и просачивания (так как фактическая влажность меньше полевой влагоемкости)

$$W_к = W_н + x - z. \tag{3.7а}$$

Подставляя это выражение в формулу (3. 7) и производя алгебраические преобразования, получаем

$$\frac{z - kx}{z_0 - kx} = \frac{W_н + \frac{1-k}{2}x}{W_п + \frac{z_0 - kx}{2}}, \tag{3.7′}$$

откуда

$$z = (z_0 - kx)\,\frac{W_н + \frac{1-k}{2}x}{W_п + \frac{z_0 - kx}{2}} + kx \leqslant z_0. \tag{3.7″}$$

К сожалению, недостаточная точность исходных данных по испарению и по влажности почвы и рассчитанных данных по испаряемости не позволили произвести достаточно полного исследования зависимости коэффициента k от физико-географических условий. Удалось лишь установить, что в общем этот коэффициент увеличивается со снижением начальной влажности $W_н$ и может быть примерно принят равным

$$k = 1 - \frac{W_н}{W_п} \geqslant 0. \tag{3.8}$$

По этому соотношению получается, что при $W_н = 0$ коэффициент $k = 1$ и выпавшие осадки полностью идут на испарение. Это объясняется тем, что при выпадении осадков на пересохшую почву получается сильное промачивание верхнего ее слоя, которое препятствует просачиванию воды в глубину.

При $W_н \geqslant W_п$ испарение близко к испаряемости, $k=0$ и вместо формулы (3. 7″) можно принимать $z=z_0$.

Для проверки применимости формул (3. 7′) и (3. 8) произведены расчеты по этим формулам по всем сельскохозяйственным полям за все имеющиеся годы для Валдайской и Дубовской гидрологической лабораторий и для Нижнедевицкой стоковой станции (при $W_н<W_п$). Результаты этих расчетов нанесены на рис. 6. По оси ординат откладывались

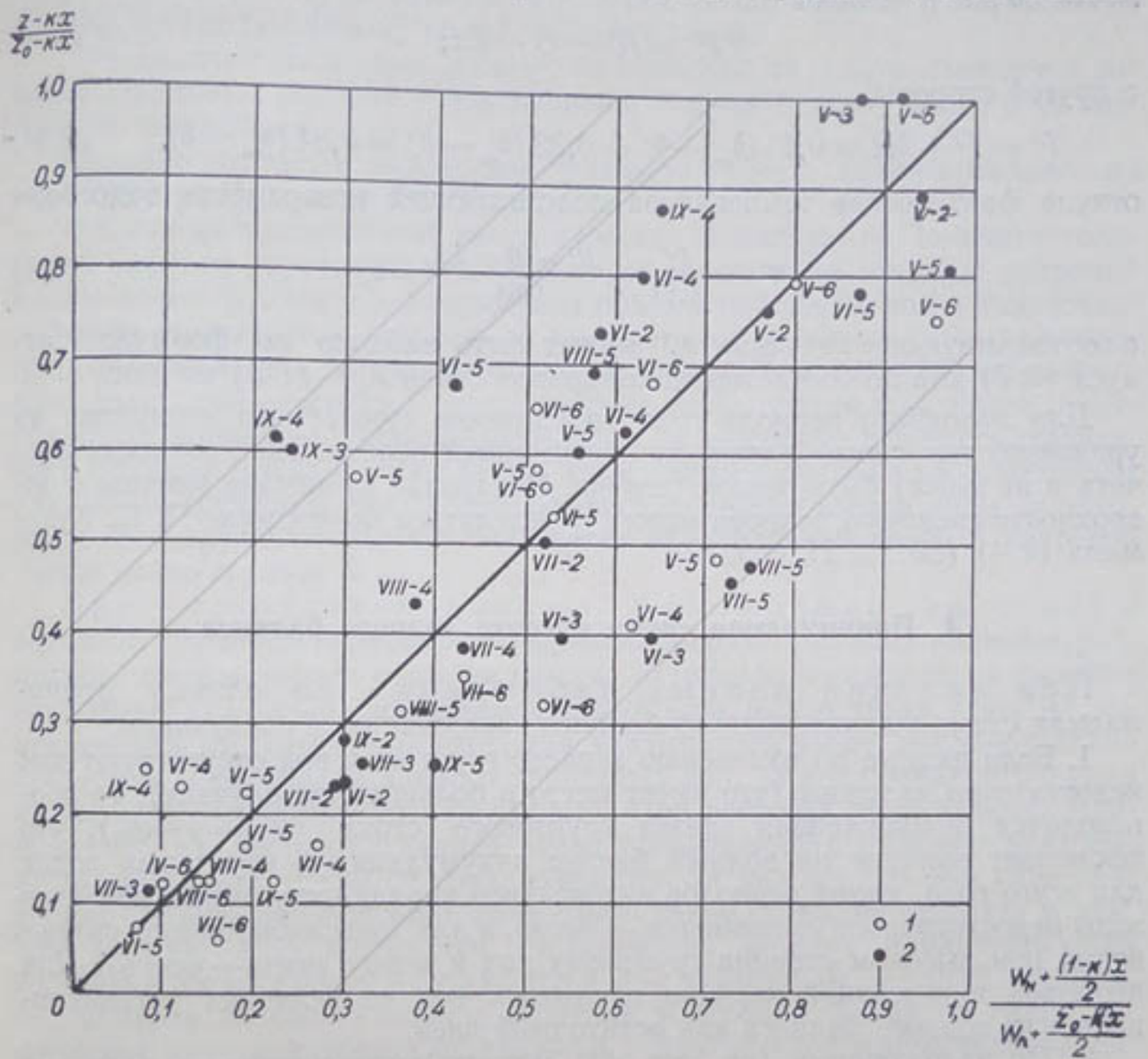


Рис. 6. К проверке формулы (3.7′) связи месячных величин испарения z, испаряемости z_0, осадков, испаряющихся до просачивания, kx, начального запаса продуктивной влаги в метровом слое почвы $W_н$ и полевой влагоемкости $W_п$ по данным наблюдений Дубовской гидрологической лаборатории (1) и Нижнедевицкой стоковой станции (2) за 1952—1956 гг.

У точек надписаны месяц и последняя цифра года.

величины, вычисленные для левой части формулы (3. 7′) при соответственных значениях k, а по оси абсцисс — для правой ее части. Как видно на этом графике, несмотря на сравнительно большой разброс точек, обусловленный невысокой точностью измерения почвенных влагозапасов и испарения и расчета испаряемости, а также неучетом коэффициентом k характера выпадения осадков (их распределения внутри расчетного интервала и их интенсивности), прямая связи проходит под углом 45°, что подтверждает в общем правильность формул (3. 7′) и (3. 8).

Полученные из совместного решения уравнений (3. 6) и (2. 7) значения $\theta_ш$ и e_s не равны их значениям при фактической влажности почвы

θ'_ω и e'_s [иначе мы не имели бы права подставлять найденную величину в формулу (3.5) для испаряемости]. Последние могут быть найдены с помощью уравнения теплового баланса следующим образом. Находим величину P', т. е. сумму турбулентного теплообмена P и поправки к радиационному балансу δR, из формулы (1. 7а) для найденного по формуле (3. 7″) значения испарения с водосбора с учетом фактической влажности почвы и осадков

$$P' = R' - B - Lz; \tag{1.7'а}$$

с другой стороны,

$$P' = P + \delta R = 0{,}51\,(\theta'_\omega - \theta) + 0{,}33\,(\theta'_\omega - \theta) = 0{,}84\,(\theta'_\omega - \theta), \tag{2.5″}$$

откуда фактическая температура подстилающей поверхности водосбора

$$\theta'_\omega = \frac{P'}{0{,}84} = \frac{R' - B - Lz}{0{,}84} + \theta, \tag{3.9}$$

а соответствующее значение e_s' может быть найдено по формуле Магнуса (2. 7) или по соответственной кривой связи $e_s = f(\theta_\omega)$ на рис. 5.

Для холодного периода года определение суммарного испарения из уравнения теплового баланса не обеспечивает необходимой точности расчета и не может быть рекомендовано. Испарение за зимние месяцы с поверхности снежного покрова может определяться по формуле П. П. Кузьмина (2. 4) (см. гл. II, стр. 32).

4. Принимаемая схема расчета водного баланса

При наличии данных наблюдений по стоку принимаемая схема расчета водного баланса заключается в следующем.

1. Если данные по изменению запасов грунтовых вод отсутствуют или недостаточно надежны (что имеет место в большинстве случаев), то производится приближенная срезка грунтового стока ($y_{пов} = y - y_{гр}$), что исключает влияние на водный баланс аккумуляции в грунтовых водах для всего года, кроме периодов интенсивной зарядки грунтовых вод (для зоны недостаточного увлажнения — весна, а для зоны избыточного увлажнения при высоком стоянии грунтовых вод к концу зимы — осень). Для периодов интенсивной зарядки грунтовых вод ее величина устанавливается из водного баланса как остаточный член.

2. По изложенному (см. стр. 44) методу устанавливается величина испаряемости z_0.

3. Величина испарения определяется по формуле

$$z = (z_0 - kx)\,\frac{W_н + \frac{1-k}{2}x}{W_н + \frac{z_0 - kx}{2}} + kx \leqslant z_0, \tag{3.7'}$$

где

$$k = 1 - \frac{W_н}{W_п} > 0. \tag{3.8}$$

4. Устанавливается величина запаса воды на водосборе на конец данного расчетного интервала

$$V_к = V_н + x - z - y_{пов} \tag{3.10}$$

и сопоставляется с измеренной величиной запаса продуктивной влаги в почве $W_к$. Если разность $V_к - W_к$ положительна и настолько велика,

что ее нельзя объяснить неточностью определения влажности почвы, то в зависимости от сезона года она может быть отнесена или на поверхностную (сравнительно кратковременную) и русловую аккумуляцию (весной), или на зарядку грунтовых вод.

За начальный момент расчета принимается конец низкой зимней (или летней) межени, когда запас грунтовых вод имеет минимальную величину, о чем можно судить по расходу воды, и когда вместе с тем имеются данные по продуктивному запасу влаги в почве.

При наличии надежных данных наблюдений за ходом изменения запасов грунтовых вод они учитываются в водном балансе особо и баланс должен замыкаться.

Изложенная схема поясняется примером расчета водного баланса по водосбору р. Поломети за 1953 г. в табл. 10.

Так как на значительной части площади водосбора р. Поломети колебания зеркала грунтовых вод обычно не выходят за пределы метровой толщи почво-грунтов, то и изменение объема грунтовых вод в значительной мере учитывается изменением влагозапасов в метровой толще почво-грунтов. Так как за рассматриваемый в примере (см. табл. 10) теплый период года (май—октябрь) поверхностная аккумуляция $u_{пов}$ также отсутствует, то изменение общих запасов воды на водосборе для рассматриваемого примера принимается равным изменениям влагозапасов в метровом слое почво-грунтов и при расчете баланса величины запаса воды на водосборе V заменяются величинами запаса продуктивной влаги в метровой толще почво-грунтов W.

При отсутствии данных наблюдений за стоком основной трудностью решения уравнения водного баланса является разделение суммы запаса воды на начало интервала и осадков за вычетом испарения $(V_н+x—z)$ на поверхностный сток $y_{пов}$ и запас воды на конец месяца $V_к$ (грунтовый сток, как указывалось выше, предварительно срезается, и колебания запасов грунтовых вод, за исключением периода их зарядки, исключаются из баланса). При решении этого вопроса принимается, что величина запаса воды, превышающая полевую влагоемкость, вне зависимости от того, находится ли она в метровом слое почвы или на поверхности, идет на формирование стока, но не сразу в данном месяце, а с некоторым отставанием, которое характеризуется коэффициентом отставания $k_{от}$, зависящим, с одной стороны, от размеров и геологического строения водосбора, развития гидрографической сети и глубины ее вреза, а с другой — от интенсивности поступления на водосбор избыточной (над полевой влагоемкостью) воды.

Как показали расчеты за ряд лет по водосбору р. Поломети, величина этого коэффициента колеблется в следующих пределах: в половодный месяц при дружном половодье около 0,7, при растянутом — около 0,4, летом при ливнях и обложных дождях — около 0,7 и при перемежающихся дождях — около 0,4.

По-видимому, близкие к этим величинам значения должны получаться и для других малых рек зоны избыточного увлажнения. В дальнейшем величины этого коэффициента должны быть уточнены и дифференцированы для различных физико-географических условий, но более надежным способом является их определение по водосбору-аналогу и наиболее желательным — по тем же календарным годам, для которых ведется расчет по неизученному водосбору.

Таким образом, схема расчета водного баланса при отсутствии данных по стоку отличается от изложенной выше схемы расчета при наличии данных по стоку тем, что величина поверхностного стока определяется как

$$y_{пов} = bk_{от} = (V_н + x - z - W_п)\, k_{от} \geqslant 0, \qquad (3.11)$$

Пример расчета теплового и водного баланса при наличии данных

Наименование показателей	Единица измерения	V	VI
Температура воздуха θ	град.	9,3	16,5
Влажность воздуха e	мм	6,1	10,1
Облачность n	в долях единицы	0,6	0,7
Суммарная радиация при безоблачном небе $(Q+q)_0$	ккал/см² месяц		
То же с учетом облачности $(Q+q)_n$	то же	13,9*	12,9*
Альбедо α		0,24	0,24
Поглощенная радиация $(Q+q)_n(1-\alpha)$	ккал/см² месяц	10,6	9,80
Эффективное излучение при безоблачном небе I_0	то же	5,3	5,0
То же с учетом облачности $I'=I_0(1-cn^2)$	»	3,65	3,15
Радиационный баланс $R'=(Q+q)_n(1-\alpha)-I'$	»	6,95	6,65
Теплообмен с почвой B	»	(0,5)*	(0,5)*
Температура испаряющей поверхности θ_ω	град.	10,7	16,3
Упругость насыщающего пара при температуре испаряющей поверхности e_s	мм	9,7	13,9
Испаряемость z_0	»	89	103
Запас продуктивной влаги на начало месяца $W_н$	»	308	235
Осадки x	»	35	118
$k=1-\frac{W_н}{W_п}\geqslant 0$		0,0	0,0
Испарение $z=(z_0-kx)\frac{W_н+\frac{(1-k)}{2}x}{W_п+\frac{z_0-kx}{2}}+kx\leqslant z_0$	мм	89	103
Сток y	»	19	21
$W_к=W_н+x-z-y$		235	229
Фактическое $W_к$		—	229

Контроль $\Sigma x-\Sigma z-\Sigma y=677-432-289=-44$ мм; $W_к-W_н=264-308=$

Таблица 10

по стоку (по водосбору р. Поломети за вегетационный период 1953 г.)

VII	VIII	IX	X	Сумма V—X	Примечание
16,9	15,1	8,6	5,4		
11,6	11,1	7,5	6,3		
0,8	0,9	0,9	0,9		
			6,7		По табл. 1
13,2*	9,05*	4,85*	2,5**		* — по данным наблюдений ** — по формуле (1.10) при $k = 0{,}39$
0,22	0,21	0,20	0,17		
10,3	7,15	3,88	2,06		
4,6	4,6	5,0	5,0		По табл. 4
2,46	1,89	1,97	2,02		При $c = 0{,}75$
7,84	5,26	1,91	0,04		
0,52**	0,03**	−0,22**	(−0,3)*		* — по табл. 6 ** — по формуле (1.13)
18,0	15,9	8,5	4,5		по уравнению (3.6) и графику (рис. 5)
15,5	13,6	8,3	6,3		
109	79	35	17		По формуле (3.5)
229*	276	267	276		* — принято по фактическим данным
212	143	92	77	677	
0,0	0,0	0,0	0,0		Полевая влагоемкость $W_п$ = = 200 мм
109	79	35	17	432	
56	73	48	72	289	
276	267	276	264		
246	212	245	243		

−44 мм

Пример расчета теплового и водного баланса при отсутствии данных

Наименование показателей	Единица измерения	V	VI
Температура воздуха θ	град.	10,6	16,2
Влажность воздуха e	мм	7,1	9,9
Облачность n	в долях единицы	0,7	0,6
Суммарная радиация при безоблачном небе $(Q+q)_0$	ккал/см² месяц	—	—
То же с учетом облачности $(Q+q)_n$	то же	11,3*	14,0*
Альбедо α		0,19	0,19
Поглощенная радиация $(Q+q)_n(1-\alpha)$	ккал/см² месяц	9,15	11,3
Эффективное излучение при безоблачном небе I_0	то же	5,2	4,9
То же с учетом облачности $I' = I_0(1-cn^2)$	"	3,38	3,33
Радиационный баланс $R' = (Q+q)_n(1-\alpha) - I'$	"	5,77	7,97
Теплообмен с почвой B	"	0,47	0,63
Температура испаряющей поверхности θ_ω	град.	11,4	16,7
Упругость насыщенного пара при температуре испаряющей поверхности e_s	мм	10,1	14,3
Испаряемость z_0	"	79	115
Запас продуктивной влаги на начало месяца $W_н$	"	304*	210
Осадки x	"	43	52
$k = 1 - \frac{W_н}{W_п} \geqslant 0$		0,0	0,0
Испарение $z = (z_0 - kx)\frac{W_н + \frac{(1-k)}{2}x}{W_п + \frac{z_0 - kx}{2}} + kx < z_0$	мм	79	106
$b = W_н + x - z - W_п$	"	68	—
Коэффициент отставания стока $k_{от}$		0,7	—
Поверхностный сток $y_{пов}$	мм	48	0
Устойчивый грунтовый сток $y_{гр}$	"	10	10
Полный сток $y = y_{пов} + y_{гр}$	"	58	10
Запас влаги на конец месяца $W_к = W_н + x - z - y$	"	210	146
Фактические данные $\left\{ \begin{matrix} y \\ W_к \end{matrix} \right.$	"	50 (234)	11 164

Контроль: $\Sigma x - \Sigma z - \Sigma y = 438 - 375 - 122 = -59$ мм, $W_к - W_н = 245 - 304 =$

Таблица 11

по стоку (по водосбору р. Поломети за вегетационный период 1954 г.)

VII	VIII	IX	X	Сумма за V—X	Примечание
17,8	15,6	10,6	4,4		
12,0	11,0	8,6	5,8		
0,7	0,7	0,8	0,9		
—	—	—	6,7		
12,7*	9,01*	5,51*	2,58**		* — по данным наблюдений ** — по формуле (1.10) при $k = 0,39$
0,19	0,19	0,20	0,20		
10,3	7,3	4,45	2,05		
4,6	4,7	4,8	5,1		По табл. 4
3,00	3,06	2,50	2,08		При $c = 0,75$
7,30	4,24	1,95	−0,03		
0,45	0,25	−0,07	−0,20		По формуле (1.13)
18,3	15,3	10,3	3,5		По уравнению (3.6) и графику (на рис. 5)
15,8	13,0	9,4	5,8		
109	70	38	16		По формуле (3.5)
146	124	146	193		* — принято по данным наблюдений
64	85	87	107	438	
0,32	0,39	0,21	0,0		Полевая влагоемкость $W_п = 200$ мм
81	58	35	16	375	
—	—	—	84		
—	—	0,4	0,4		По аналогии
0	0	0	34	82	
5	5	5	5	40	По аналогии 10 мм в период половодья, 5 мм в период межени
5	5	5	39	122	
124	146	193	245		
4	4	13	50	132	
150	175	188	240		

—59 мм.

причем при $V_н + x - z < W_п$, очевидно, $y_{пов} = 0$, а запас воды на водосборе на конец месяца

$$V_к = V_н + x - z - y_{пов}. \qquad (3.10)$$

Прибавляя к расходу поверхностного стока $y_{пов}$ приближенную величину расхода устойчивого грунтового стока $y_{гр}$, принимаемую по аналогии с изученными водотоками и в соответствии с данными гидрогеологических исследований, находим расход полного стока

$$y = y_{пов} + y_{гр}. \qquad (3.12)$$

Для месяца, когда происходит значительная зарядка грунтовых вод (см. стр. 48), величина этой зарядки или, точнее, расход просачивания из метровой толщи почво-грунтов в более глубокие слои ($y_{прос}$) также принимается по аналогии и исключается из баланса поверхностного стока. В этом случае уравнения (3.11) и (3.10) принимают следующий вид:

$$y_{пов} = b' k_{от} = (V_н + x - z - y_{прос} - W_п) k_{от} \geqslant 0, \qquad (3.11)$$

$$V_к = V_н + x - z - y_{прос} - y_{пов}. \qquad (3.10')$$

Проверка применимости изложенного метода определения стока может быть выполнена по водосборам, для которых имеются данные по стоку, путем сопоставления данных результатов расчета с фактическими данными.

Пример такого поверочного расчета приводится в табл. 11 для 1954 г. по бассейну р. Полomети. По тем же соображениям, что и для примера, проводимого в табл. 10, величины запаса воды на водосборе V в табл. 11 заменяются величинами запаса продуктивной влаги в метровой толще почво-грунтов W.

Для малых и средних водосборов зоны недостаточного увлажнения, на которых бóльшую часть года имеется лишь незначительный грунтовый сток или сток полностью отсутствует, задача значительно упрощается и сводится к последовательному расчету водного баланса метрового слоя почвы по уравнению

$$W_к - W_н = x - z. \qquad (3.12)$$

При наличии достаточно надежных и полных данных наблюдений по влажности почвы задача заключается в увязке водного баланса по известным величинам $W_н$, $W_к$ и x и величине испарения z, рассчитываемой как это указано на стр. 48.

В дальнейшем необходимо уточнение изложенной методики расчета водного баланса в следующих направлениях:

1) учитывать переменные по территории и времени значения интегрального коэффициента турбулентного перемешивания D по уточненным картам А. Г. Бройдо (см. стр. 32);

2) для периода весеннего половодья, когда значительную роль в формировании стока играет поверхностное задержание, а для рек лесостепной и степной зон также инфильтрация, необходимо разработать методику расчета распределения осадков между стоком, поверхностным задержанием и инфильтрацией для этого периода путем построения для рассчитываемого водосбора зависимости соотношения этих элементов баланса от предвесеннего увлажнения и интенсивности снеготаяния на основе результатов обширных исследований по этому вопросу, проведенных в целях уточнения методики прогнозирования весеннего половодья в Цент-

ральном институте прогнозов Г. П. Калининым и Т. Т. Макаровой (1956, 1957, 1958), В. Д. Комаровым (1958, 1958а, 1959), Е. Г. Поповым (1951, 1952, 1956) и др.;

3) для меженного периода необходимо разработать метод расчета устойчивого грунтового питания в зависимости от динамического запаса грунтовых вод;

4) в целях упрощения расчета суммарного испарения установить возможность применения графика А. Р. Константинова (см. гл. II, стр. 31) с помощью сопоставления результатов определения по этому графику с данными по испарению, рассчитанными по водному балансу для большого числа рек в разных физико-географических условиях.

Расчет водного баланса водосбора при измененных под влиянием хозяйственной деятельности человека физико-географических условиях может выполняться в соответствии с изложенной выше схемой на основе рассчитанных перед этим измененных величин метеорологических элементов и компонентов теплового баланса. Исследованиям этих изменений и методам их расчетов посвящен целый ряд опубликованных работ М. И. Будыко, 1950; М. И. Будыко и др., 1952; Комплексная экспедиция, 1953; Материалы экспедиции, 1953, и др.).

При современном состоянии разработки изложенной методики и при существующем уровне развития сетевых наблюдений за влагозапасами в почве и в грунтовых водах, а также ввиду сравнительной сложности, расчеты внутригодового режима стока на основе применения уравнений водного и теплового баланса не могут получить широкого распространения и должны выполняться лишь в целях исследования закономерностей формирования речного стока и в отдельных случаях при физико-географических условиях, значительно измененных (или намечаемых к изменению) по сравнению с природными.

В процессе выполнения в указанных случаях расчетов по изложенной выше методике с применением уравнений водного и теплового баланса эта методика должна постепенно уточняться и развиваться. Некоторые соображения по первоочередным уточнениям были приведены выше.

При естественных или мало измененных физико-географических условиях водосбора расчеты внутригодового распределения стока в целях водохозяйственного проектирования в настоящее время должны выполняться методами и приемами, основанными на использовании материалов наблюдений за прошедшее время.

Результаты исследований статистических закономерностей внутригодового распределения стока, основанных на обобщении данных наблюдений, методы расчетов характеристик внутригодового распределения стока, опирающиеся на эти закономерности, и использование этих характеристик в водохозяйственных расчетах рассматриваются в главах V—XVI.

ГЛАВА IV

ВЛИЯНИЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ВНУТРИГОДОВОЙ РЕЖИМ СТОКА

1. Основные положения

В предшествующих главах было показано, что формирование внутригодового режима стока происходит в результате взаимодействия отдельных компонентов водного баланса водосбора. Поэтому для достаточно обоснованного суждения о влиянии физико-географических факторов на внутригодовой режим стока необходимо исходить из рас-

смотрения зональных климатических факторов, непосредственно являющихся компонентами водного баланса (осадки, испарение) или определяющих эти компоненты (температура, влажность) и изменяющихся по территории и во времени, а также факторов подстилающей поверхности (почвенно-геологических, геоморфологических, гидрографических, ботанических), хотя и не изменяющихся во времени (кроме ботанических), но влияющих различным образом в разные времена года на компоненты водного баланса и на характер их взаимодействия.

В основном внутригодовой ход стока определяется климатическими факторами. Влияние факторов подстилающей поверхности обычно слабее, чем климатических, но в отдельных случаях оно превышает влияние климатических факторов (например, при большой озерности или при наличии карста).

Следует отметить, что количественная оценка влияния физико-географических факторов и хозяйственной деятельности человека на календарное внутригодовое распределение стока (даже при месячных и сезонных интервалах времени) значительно труднее, чем, например, оценка влияния этих факторов на годовой сток. Поэтому большей частью дается лишь качественная или весьма приближенная количественная оценка влияния физико-географических факторов на внутригодовой режим стока. Значительно легче выполнить количественную оценку этого влияния на общие показатели внутригодового распределения стока, рассматриваемые в главах VIII (см. стр. 159), и IX, а именно на коэффициент естественной зарегулированности φ и коэффициент внутригодовой неравномерности стока $d=1-\varphi$. В главах IX, XII и XV приводятся эмпирические формулы зависимости этих показателей от площади водосбора и его озерности, карты и таблицы входящих в эти формулы географических параметров, а также сведения по влиянию на эти показатели высоты водосбора, гидрогеологических условий и хозяйственной деятельности человека.

2. Климатические факторы

Осадки x являются климатическим фактором, изменение которого по территории носит зональный характер (проявляется зональность как территориальная, так и высотная).

Испарение с водосбора z частично определяется климатическими факторами — осадками и температурой воздуха, а частично — факторами подстилающей поверхности водосбора: составом почво-грунтов, растительностью, наличием водных площадей (озер, временных разливов), которые имеют отчасти зональный или, во всяком случае, региональный, а отчасти азональный, местный характер.

Для зимы и весеннего половодья аккумуляционный член u уравнения водного баланса (1.1) определяется главным образом запасом влаги в снежном покрове $u_{сн}$ [см. уравнение (1.2)] и поэтому зависит в основном от климатических условий (количество зимних осадков и устойчивость зимних отрицательных температур). Для летне-осеннего периода величина аккумуляционного члена определяется изменением запасов воды в почво-грунтах $u_{подз}$ и в гидрографической сети — в русле и озерах $u_р$ — и поэтому обусловливается факторами подстилающей поверхности, или (по Д. Л. Соколовскому 1952) факторами естественного регулирования стока (почвенно-грунтовые условия и размеры водосбора, растительный покров, озера и болота и др.), которые носят в основном местный характер.

В целом можно считать, что зональными климатическими факторами являются, или ими в основном определяются, следующие элементы водного баланса: осадки x, испарение z и аккумуляция в снежном покрове $u_{сн}$; они и обусловливают общие зональные черты внутригодового распределения стока y. Остальные составляющие аккумуляционного члена ($u_{пон}$, $u_р$, $u_{подз}$) зависят в основном от местных физико-географических условий данного водосбора и поэтому обусловливают азональные особенности внутригодового режима стока, отличающиеся от режима стока других водосборов, близких по своему территориальному и высотному положению.

Изменение на протяжении года климатических факторов и их влияния на сток носит следующий характер. Осадки имеют максимум летом или осенью и минимум зимой. Летние осадки частично инфильтруются, в подавляющей доле теряются на испарение и лишь в незначительной части поступают в сток (поверхностный или грунтовый). Осенние осадки, выпадающие на увлажненную почву, дают почти повсеместно, где они выпадают, поверхностный сток и вызывают паводки, а частично идут на пополнение запасов грунтовых вод, поддерживающих подземное питание рек зимой. Зимние осадки аккумулируются до весны в снежном покрове, частично теряются на испарение и в подавляющей части поступают в сток после наступления положительных температур. На западе и юго-западе Европейской территории СССР зимние осадки поступают в сток в значительной части в виде отдельных зимних паводков. Весенние осадки включаются вместе со снегозапасами в половодный сток и претерпевают лишь небольшие потери. За счет разницы в температурных условиях начало половодья сдвигается с юго-запада до северо-востока Европейской территории СССР на 70—75 дней (32—35 км в сутки).

Особенно сильно сказывается на сток температурный режим в горах (вертикальная зональность), где среднегодовая температура снижается на 0,5° при поднятии на 100 м (на равнине это соответствует примерно продвижению на север на 100 км). Кроме того, в горах играет роль вертикальный градиент осадков. По этим двум причинам снеготаяние в горах носит затяжной характер, что обусловливает растянутость половодья. На высоких горах, где источником питания являются высокогорные снега и ледники, годовой ход речного стока следует ходу солнечной радиации и температуры воздуха.

3. Почвенно-геологические и геоморфологические условия

Значительная роль принадлежит почвенно-геологическим и геоморфологическим условиям. В зависимости от водопроницаемости почв и пористости подстилающих пород, расчлененности рельефа и уклонов поверхности атмосферные осадки, выпадающие в пределах речного бассейна, за вычетом испарения частично стекают поверхностным путем, а частично просачиваются и поступают в речную сеть подземным путем.

В соответствии с современными взглядами (Б. Л. Личков, 1933; Ф. А. Макаренко, 1948; О. К. Ланге, 1958; М. П. Распопов, 1950, и др.) могут быть выделены следующие зоны подземных вод.

I. Зона активного стока, нижняя граница которой лежит на уровне или выше эрозионного вреза и воды которой тесно связаны с атмосферными процессами и поэтому в общем подчинены в своем распределении горизонтальной зональности.

Воды этой зоны делятся в свою очередь на: 1) воды почвенные, или верховодка; 2) грунтовые воды верхних горизонтов, залегающие на первом водоупоре; 3) глубокие грунтовые воды, залегающие в виде ряда водоносных горизонтов ниже первого водоупора.

II. Зона замедленного стока, воды которой относятся к типу артезианских напорных вод с режимом, определяющимся главным образом процессами, происходящими внутри земли.

Водоносные горизонты могут быть гидравлически связанными и не связанными с рекой. В первом случае удельный вес подземного стока увеличивается со снижением уровней воды в реке и уменьшается с повышением последних.

С точки зрения использования водных ресурсов в народнохозяйственных целях представляет основной интерес та часть подземного питания, которая является сравнительно устойчивой на протяжении года, т. е. питание за счет грунтовых вод. Эта часть стока (грунтовый сток) и выделяется нами из всего стока при рассмотрении водного баланса водосбора (см. гл. III, стр. 48). Воды почвенные (верховодка) обычно стекают в период половодья или паводков, лишь незначительно способствуя выравниванию паводочной волны, но в меженном питании они не принимают участия. Поэтому эта часть подземного питания при рассмотрении водного баланса и внутригодового режима стока нами особо не выделяется и рассматривается совместно с поверхностным стоком, в отличие от работ С. Н. Боголюбова и З. П. Богомазовой (1956) и С. Н. Боголюбова (1957), в которых верховодка присоединяется к устойчивому грунтовому стоку.

В зоне избыточного увлажнения (лесная зона) верхние грунтовые воды являются основным источником меженного стока рек, а в зонах неустойчивого и недостаточного увлажнения (лесостепная и степная зоны) они носят сезонный характер и запас их исчерпывается к наступлению низкой межени. Для этих зон сток в низкую межень происходит за счет глубоких грунтовых вод.

Чем больше пористость водопроницаемых пород, чем мощнее их общая толща, дренируемая водотоком, и чем больше площадь водосбора, тем больше подземная емкость 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 оказывает наличие мощных толщ песчаных отложений, сильнотрещиноватых и закарстованных пород в области формирования стока рек. Имеют место и противоположные случаи — потери и даже полное исчезновение стока реки в трещиноватые и закарстованные слои.

В табл. 12 и 13 приводятся два примера влияния пород, слагающих водосбор, на среднее внутригодовое распределение стока и на минимальный расход.

Из данных табл. 12 можно усмотреть почти полную сходимость внутригодового распределения и минимального стока р. Черной, бассейн которой сложен мощной толщей морских и озерных песчаных отложений, и р. Оредежи, верховья которой получают питание из карстовой области (Силурийское плато). Распределение стока этих рек значительно более выравнено, а минимальный месячный расход в 2,5 раза больше, чем для р. Мги, которая может быть взята как образец реки Ленинградской области с обычным, мало зарегулированным, режимом стока.

Таблица 12

Среднее распределение стока по месяцам года (в %) и средний минимальный месячный расход (в долях от среднемноголетнего) для рек Ленинградской области с различными гидрогеологическими условиями

Река — пункт	Площадь водосбора, км²	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Минимальный месячный расход (в долях от среднемноголетнего)
р. Мга — с. Горы	709	1,8	1,9	7,0	38,0	13,5	3,2	2,1	3,5	6,4	8,3	8,9	5,4	100	0,22
р. Черная — пос. Дибуны	90	4,9	4,5	6,7	19,6	12,8	5,0	5,4	6,9	7,9	8,8	10,0	7,5	100	0,54
р. Оредеж — пос. Вырица	734	5,3	4,5	6,8	22,4	11,2	7,1	6,1	5,3	8,7	7,6	7,8	7,2	100	0,54

Таблица 13

Среднее распределение стока по месяцам года (в %) и средний минимальный месячный расход (в долях от среднемноголетнего) для двух притоков озера Севан с различными гидрогеологическими условиями

Река — пункт	Площадь водосбора, км²	Средняя высота водосбора, м	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	Минимальный месячный расход (в долях от среднемноголетнего)
р. Дзыкнагет (Балык-чай) — с. Цовагюк	96	2224	1,6	1,4	3,6	32,2	35,7	12,4	3,3	2,2	1,9	2,0	2,1	1,7	100	0,17
р. Гаварагет (Кявар-чай) — с. Нарадуз	409	2436	7,1	6,9	7,4	10,7	15,8	9,8	6,9	6,5	7,1	7,3	7,3	7,2	100	0,78

В табл. 13 приводятся аналогичные данные по двум притокам оз. Севан, находящимся в одинаковых климатических, но в различных гидрогеологических условиях. Бассейн первой реки сложен слабопроницаемыми туфогенно-порфиритовыми формациями, а бассейн второй — сильнотрещиноватыми андезито-базальтовыми лавами. Как видно из приводимых в таблице данных, распределение стока второй реки значительно более равномерно, а минимальный месячный модульный коэффициент в 4,6 раза больше.

4. Влияние размеров, формы и рельефа водосбора

Наличие ряда водоносных горизонтов и их различное размещение по отношению к эрозионному врезу реки на разных ее участках создают различные условия подземного питания, а значит и разные удельные величины меженного стока рек в пределах одной физико-географической зоны и в пределах одной реки даже при однородных гидрогеологических условиях. Таким образом, величина подземного питания, а значит и меженного стока реки, зависит от характера водоносных горизонтов, их мощности и водообильности и от их расположения по отношению к эрозионному врезу. Так как глубина эрозионного вреза и, следовательно, количество и мощность водоносных горизонтов, а также аккумулирующая способность подземного бассейна возрастают с увеличением длины реки и ее водосбора, то при одинаковых гидрогеологических и других физико-географических условиях длина реки и площадь водосбора могут являться косвенными показателями подземного питания и меженного стока и, значит, выравненности внутригодового распределения стока. Однако для засушливой зоны при больших потерях стока из русла и при низком стоянии подземных вод влияние длины реки и площади водосбора может и не сказываться и даже быть обратным.

В лесостепной и степной зонах, где уровень грунтовых вод стоит сравнительно низко, а глубина эрозионного вреза сравнительно невелика, подземное питание незначительно, а на малых водотоках может вообще отсутствовать. Незначительные летние осадки целиком испаряются и не дают стока. Поэтому малые водотоки в этих зонах пересыхают на значительное время в году (К. П. Воскресенский, 1951, 1956). Так, в бассейнах Нижнего Днепра и Верхнего Дона (лесостепная зона) пересыхают реки с площадью водосбора до 100—300 км², а в отдельные годы даже до 1000 км². В степных районах бассейна Нижнего Дона пересыхают реки с площадью водосбора до 1000—3000 км², а в степных районах Заволжья — до 5000—10 000 км². В пустынной зоне пересыхание водотоков может длиться в течение нескольких лет.

При характерной для данного района глубине залегания грунтовых вод чем меньше эрозионный врез, тем больше длительность пересыхания водотока. Неглубоко врезанные лога и балки в лесостепной и степной зонах имеют сток обычно лишь в течение короткого периода весеннего половодья (временные водотоки).

В некоторых случаях длительное пересыхание рек вызывается не низким положением грунтовых вод, а слабой проницаемостью подстилающих почву грунтов. Это имеет место, например, на рр. Большой и Малый Узень (площади водосбора 7980 и 4670 км²), водосбор которых сложен мощной (до 50 м) толщей послетретичных сыртовых глин, препятствующих накоплению грунтовых вод. В более южном районе некоторые малые притоки оз. Эльтон, например р. Хара (площадь 540 км²),

р. Б. Смородга (130 км²) и др., имеют сток в течение круглого года за счет подземного питания из пластов меловых и неогеновых отложений.

На малых реках лесной зоны возможно не только пересыхание, но и промерзание. Последнее обусловливается промерзанием верхнего водоносного горизонта, а также воды в русле до самого дна. Чем меньше эрозионный врез реки, глубины и скорости течения в ней, тем на большее время она промерзает. По данным Д. Л. Соколовского (1946, 1952), безозерные реки Севера и Северо-Запада Европейской территории СССР могут пересыхать и промерзать ежегодно при площадях водосбора до 20—50 км², а в отдельные годы с сухим летом и суровой зимой — до 100 км². В бассейнах Верхней Волги, Оки, Верхнего и Среднего Днепра пересыхают ежегодно реки с площадями до 50—100 км² и в отдельные годы — до 300 км², промерзание же возможно лишь для меньших рек с площадями до 10—20 км² ежегодно и до 20—50 км² в отдельные годы.

В районах вечной мерзлоты происходит смыкание замерзающего зимой верхнего слоя (так называемого активного слоя, временно оттаивающего летом) с толщей вечной мерзлоты и даже сравнительно крупные реки полностью промерзают или имеют ничтожное питание за счет межмерзлотных и подмерзлотных вод, выливающихся на поверхность и в значительной части также замерзающих.

Сказанное относилось к водосборам с однообразным геологическим строением, преимущественно с мощными толщами четвертичных отложений. При сложных и пестрых геологических условиях, когда река на своем протяжении пересекает самые разнообразные в гидрогеологическом отношении породы (например, на территории Татарской АССР), подземное питание резко изменяется на отдельных участках реки, причем на некоторых из них может происходить отток воды из русла. Особенно сильно это сказывается при прохождении реки в местах залегания закарстованных известняков и доломитов. Возможен и такой случай, который имеет место на р. Еруслан (площадь водосбора 4200 км²), впадающей в Волгу несколько выше г. Камышина. Нижнее течение р. Еруслан, проходя по долине Волги, перехватывает мощный подземный аллювиальный поток, текущий параллельно Волге, за счет чего р. Еруслан имеет высокий меженный сток (31,3% с мая по март), тогда как находящаяся примерно в 200 км к северу в несколько более благоприятных физико-географических условиях р. Большой Караман (площадь 3520 км²) полностью пересыхает в течение 11 месяцев в году. При таких условиях, конечно, длина реки и площадь ее водосбора не могут являться даже косвенными показателями выравненности внутригодового распределения стока и величины меженного стока.

Как это известно, увеличение длины реки и площади ее водосбора влияет также на увеличение продолжительности и уменьшение резкости весеннего половодья и дождевых паводков, способствуя тем самым бо́льшей выравненности внутригодового распределения стока.

Количественное влияние величины площади водосбора рек и временных водотоков лесостепной и степной зон Европейской территории СССР на внутригодовой режим стока приближенно учитывается К. П. Воскресенским (1951, 1956), которым приводятся районные данные по типовому внутригодовому распределению стока для характерных лет и различных площадей водосбора.

Помимо размеров водосбора, некоторое влияние на внутригодовое распределение стока оказывает его форма. При удлиненной и разветвленной форме водосбора увеличение времени добегания стока с отдаленных частей водосбора обусловливает растягивание весеннего поло-

водья и паводков и в целом бо́льшую равномерность внутригодового распределения. На форму гидрографа весеннего половодья оказывает влияние также взаимное положение направления течения реки и движение фронта снеготаяния. Их совпадение для рек, текущих на север, вызывает более резкое половодье. Однако влияние формы водосбора сказывается заметным образом на больших реках и при небольших расчетных интервалах времени. При практических расчетах распределения стока для средних и малых рек по месячным и декадным интервалам времени влиянием формы водосбора можно пренебречь.

Пересеченный рельеф, большие уклоны поверхности и значительная густота речной сети способствуют более быстрому стеканию поверхностных вод и более быстрому дренированию подземных, в связи с чем распределение стока становится менее равномерным и меженный сток снижается.

5. Влияние озер

Наличие озер на водосборе сказывается на внутригодовом распределении стока в нескольких направлениях:

1) сток снижается в летнее время за счет повышенного испарения с водной поверхности по сравнению с сушей;

2) сток повышается в зимнее время за счет снеговых осадков, выпадающих на зеркало озера, что равносильно немедленному поступлению в озеро соответственного объема воды с коэффициентом стока, равным единице (В. Г. Андреянов и С. И. Руденко, 1939);

3) зимний сток уменьшается за счет оседания льда на дне мелководных участков озера по мере сработки горизонта озера к концу зимы;

4) происходит выравнивание (регулирование) стока за счет накопления воды в озере в многоводные периоды года и сработки в маловодные периоды.

В зависимости от физико-географических условий, в которых находится озеро, та или иная из перечисленных сторон действия озер на сток сказывается в бо́льшей или меньшей степени, в соответствии с чем результирующее влияние озера на внутригодовой режим стока может значительно различаться. Для юга СССР, например, превалирующее значение имеет испарение с зеркала озера, в результате которого влияние озера проявляется главным образом в значительном уменьшении стока. Для северных озер значительное влияние на повышение зимнего стока и, значит, на его выравнивание в году оказывает выпадение зимних осадков на их зеркало. Для мелководных озер на режиме стока существенно сказывается оседание льда на дне. Регулирующая способность озера зависит от соотношения годового притока и площади зеркала и от пропускной способности истока. Последняя изменяется на протяжении года с изменением наполнения озера, а в зимнее время зависит также от зажорных явлений в истоке из озера.

В качестве примеров влияния озера на распределение стока в году в различных физико-географических условиях приведем водный баланс (по среднемноголетним данным) Онежского озера, являющегося типичным для северо-западного озерного района Европейской территории СССР, и оз. Севан, расположенного на Армянском нагорье и характерного для юга СССР.

Для Онежского озера в его естественном состоянии использованы данные Р. А. Нежиховского по стоку и притоку за период с 1881 по 1950 г., приведенные к створу непосредственно в истоке из озера, т. е. с исключением боковой приточности от истока до створа с. Мятусово.

Осадки на зеркало были приняты по данным береговых метеорологических станций, а испарение с зеркала было подсчитано по формуле Б. Д. Зайкова (1949). Все элементы водного баланса даются в объемах (10^6 м^3) и в процентах от общего годового притока.

Как видно из данных табл. 14, годовой приток в Онежское озеро с сухопутной части водосбора (51 550 км^2) составляет 96,8%, а приток на зеркало (площадь 9890 км^2, или 16,1% всего водосбора), т. е. разность между осадками и испарением, — всего 3,2%. Последний распределяется весьма неравномерно по месяцам года: зимой (XII—III) от 1,0 до 1,3% годового стока, или 28—47% от притока с суши в эти месяцы; осенью (IX—XI) значительно меньше — от 0,2 до 0,5% годового стока, или 3—10% от соответственного месячного притока с суши; весной (IV—VI) близок к нулю (испарение уравновешивается осадками). В наиболее жаркие и сухие летние месяцы (VII—VIII), когда испарение значительно превышает осадки на зеркало, приток на зеркало получается отрицательным (по —1,1% годового стока, или —12 ÷ —17% месячного притока с суши).

Регулирующее действие Онежского озера определяется величиной аккумулирующей емкости, которая в среднем за многолетие составляет 25,4% годового стока (наполнение в течение мая—июня и сработка с июля по март). Сток озера значительно более выравнен в году, чем приток в него с суши. Отношение максимального месячного притока с суши к минимальному месячному составляет 9,6, а для стока из озера — всего 2,0.

Интересно отметить, что минимальный сток из озера приурочивается не к марту, когда уровень озера снижается до минимального в связи со сработкой всей аккумулирующей емкости, а к декабрю. Это объясняется тем, что на уменьшение пропускной способности истока из озера более сильное влияние оказывают зажорные явления на верхнем участке р. Свири (достигающие максимального развития в декабре и исчезающие в марте), чем снижение уровня озера за зиму.

Заслуживает также внимания то обстоятельство, что повышение зимнего стока из озера по сравнению с притоком с суши обусловливается не только за счет сработки озера, но в значительной мере также за счет выпадения снега на зеркало озера. Например, в декабре оба эти влияния даже равносильны (увеличение по 1,3% от годового стока или по 47% от месячного притока с суши).

Необходимо учитывать, что озера выравнивают сток не только внутри года, но и в многолетнем разрезе. Поэтому уровни озера на одну и ту же дату, например на 1/IV (т. е. в конце зимней сработки и перед началом весеннего подъема), стоят выше после ряда предшествующих многоводных лет и ниже после ряда маловодных лет. Очевидно, что аккумулирующее действие озера в каком-либо году будет зависеть от высоты предполоводного стояния уровня. При низком уровне пропускная способность истока будет меньше, а значит при том же половодном притоке будет аккумулироваться больший объем воды, чем при высоком уровне. Поэтому распределение в году стока из данного озера будет зависеть не только от водности и распределения притока с суши в этом году, но и от высоты стояния предполоводного уровня, а значит от водности предшествующих лет.

В качестве примера приведем в табл. 15 водный баланс Онежского озера за 1935/36 г., многоводный по притоку ($P=3{,}8\%$), с низким стоянием уровня на 1/IV ($P=72\%$) и за 1936/37 г. — маловодный по притоку ($P=96\%$), но с высоким стоянием уровня ($P=8\%$).

Таблица 14

Водный баланс и распределение в году притока в Онежское озеро и стока из него по среднемноголетним данным за 1881—1950 гг. (в объемах 10^6 м³ и в процентах от годового притока)

Элементы баланса	Единица измерения	IV	V	VI	Весна	VII	VIII	IX	X	XI	Лето—осень	XII	I	II	III	Зима	Год
Приток с суши	10^6 м³	2042	4675	2650	9367	1579	1080	846	1017	936	5458	489	534	610	514	2147	16 972
	%	11,6	26,7	15,2	53,5	9,0	6,2	4,8	5,8	5,3	31,1	2,8	3,0	3,5	2,9	12,2	96,8
Приток на зеркало озера (осадки минус испарение)	10^6 м³	—39	0	—10	—49	—186	—186	50	30	89	—203	230	217	168	198	813	561
	%	—0,2	0	0	—0,2	—1,1	—1,1	0,3	0,2	0,5	—1,2	1,3	1,2	1,0	1,1	4,6	3,2
Общий приток	10^6 м³	2003	4675	2640	9318	1393	894	896	1047	1025	5255	719	751	778	712	2960	17 533
	%	11,3	26,7	15,1	53,1	7,9	5,1	5,1	6,0	5,8	29,9	4,1	4,3	4,5	4,1	17,0	100
Аккумуляция в озере	10^6 м³	+615	+3060	+770	+4445	—461	—817	—745	—529	—318	—2870	—232	—279	—432	—632	—1575	+4445 —4445
	%	+3,5	+17,5	+4,4	+25,4	—2,6	—4,7	—4,3	—3,0	—1,8	—16,4	—1,3	—1,6	—2,5	—3,6	—9,0	+25,4 —25,4
Сток из озера	10^6 м³	1388	1615	1870	4873	1854	1711	1641	1576	1343	8125	951	1030	1210	1344	4535	17 533
	%	7,9	9,2	10,7	27,8	10,5	9,8	9,3	9,0	7,7	46,3	5,4	5,9	6,9	7,7	25,9	100

Как видно из этих данных, в многоводном 1935/36 г. аккумулирующее влияние озера было значительно больше, чем для среднемноголетних данных (наполнение около 9,8 км³ против 4,4 км³ в среднем), и сказывалось особенно сильно весной, за счет малой пропускной способности истока при низком уровне, и постепенно ослабевало за счет подъема уровня и увеличения пропускной способности истока. В результате этого максимум стока имел место не в июне, как для среднемноголетних данных (см. табл. 14), а в ноябре, причем сток ноября более чем в 2 раза превышал сток мая. Последний оказался минимальным за весь год, значительно меньше даже стока зимних месяцев. В целом за год накопление в озере значительно (на 7 км³) превысило сработку, за счет чего годовой сток оказался на 25% меньше притока.

В маловодном 1936/37 г. аккумулирующее влияние в начале года было совсем незначительным за счет высокого стояния уровня и большой пропускной способности. Накопление в озере продолжалось всего 2 месяца и составило 1,4 км³. В дальнейшем происходила сработка озера (кроме декабря). В связи с этим сток достиг наибольшей величины в мае и дальше в течение лета изменялся незначительно, несмотря на то что общий приток в озеро был небольшим, а в сентябре и октябре даже отрицательным (испарение с зеркала превышало не только осадки на зеркало, но и приток с суши). За счет незначительного летнего и осеннего притока озеро к зиме сильно сработалось и поэтому зимний сток оказался сравнительно низким, особенно в январе, когда на пропускную способность русла в истоке сильно повлияли зажорные явления. В целом за год сработка озера превысила наполнение на 6,2 км³, в результате чего сток оказался больше притока на 52%.

Совершенно иной характер, чем для Онежского озера, имел в естественном состоянии водный баланс (средний за 1927—1934 гг., см. табл. 16) оз. Севан с площадью зеркала 1416 км² и общей площадью водосбора 4891 км² (озерность 29%), приводимый нами, по В. К. Давыдову (1938). Вследствие большой величины годового слоя испарения с воды (855 мм) и значительной озерности испарялась почти вся вода, поступающая в озеро, как в виде стока с сухопутной части водосбора, так и в виде осадков на зеркало. Сток из озера составляет всего 8,3% от приходной части баланса. При этом больше половины годового стока (а в зимние месяцы, с января по март, до $^4/_5$) проходит подземным путем через трещиноватые андезито-базальты, залегающие в районе истока из озера. Аккумулирующая емкость озера ($535 \cdot 10^6$ м³, или 40% от прихода воды) используется главным образом на компенсацию значительных и к тому же неравномерных в течение года потерь на испарение с зеркала. Расход на фильтрацию получается очень выравненным (максимальный месячный сток превышает минимальный всего в 1,5 раза). Остающаяся вода стекает поверхностным путем довольно равномерно в летние месяцы (май—октябрь). За счет снижения пропускной способности истока расход стока падает зимой довольно существенно (в 5—7 раз по сравнению с летними месяцами), а в переходные месяцы (апрель, ноябрь и декабрь) — несколько меньше (в 1,5—2 раза). В результате отношение максимального месячного поверхностного стока к минимальному (7,0) превышает аналогичное отношение для прихода (5,4) и даже для притока с суши (6,1).

Таким образом, в засушливой зоне влияние большого (по сравнению с площадью водосбора) озера проявляется резким уменьшением стока по сравнению с притоком за счет большой величины испарения и не сказывается выравнивающим образом на распределение стока в году по сравнению с притоком в озеро.

Водный баланс и распределение в году притока в Онежское озеро
от годового

Год	% обеспеченности			Элементы баланса	Единицы измерения	IV	V	VI	Весна
	притока	стока	начального уровня						
1935/36	3,8	13,6	72,1	Приток	10^6 м³	2032	4378	3421	10 101
					%	7,1	15,4	13,0	35,5
				Аккумуляция в озере	10^6 м³	+900	+3300	+1695	+5895
					%	+3,1	+11,6	+6,0	+20,7
				Сток из озера	10^6 м³	1402	1078	1726	4206
					%	4,9	3,8	6,1	14,8
1936/37	96,0	40,8	8,1	Приток	10^6 м³	2432	3158	1407	6997
					%	20,6	26,9	12,0	59,5
				Аккумуляция в озере	10^6 м³	+410	+1010	−700	+720
					%	3,5	8,6	−6,0	+6,1
				Сток из озера	10^6 м³	2022	2148	2107	6277
					%	17,1	18,3	18,0	53,4

В зоне избыточного увлажнения влияние озер на выравнивание стока в году зависит от суммарной регулирующей емкости всех озер на водосборе. Если же исходить из принятого в практике гидрологических расчетов показателя озерности водосбора $\omega_{оз}$, т. е. доли площади всех озер от площади водосбора, то анализ фактических данных наблюдений по озерным рекам Северо-запада Европейской территории СССР показывает, что при одной и той же озерности выравнивающее влияние на сток получается различным и зависит от размещения озер на водосборе. Более эффективным оказывается расположение озер в нижней части основной реки и менее эффективным — их расположение в верховьях гидрографической сети. Объясняется это тем, что регулирующая емкость озера зависит не только от площади его зеркала, но и от слоя аккумуляции, т. е. от амплитуды колебания уровней. Последняя же зависит главным образом от соотношения между площадью зеркала и

Таблица 15

и стока из него за характерные годы (в объемах 10^6 м^3 и в процентах притока)

VII	VIII	IX	X	XI	Лето-осень	XII	I	II	III	Зима	Год	
3075	2327	2531	3516	2614	14 063	1404	1454	786	656	4300	28 464	
10,8	8,2	8,9	12,3	9,2	49,4	4,9	5,1	2,8	2,3	15,1	100	
+1200	+400	+600	+1390	+300	+3890	—586	—200	—705	—1295	—2786	+9 785 -2 786	+6999
+4,2	+1,4	+2,1	+4,9	+1,0	+13,6	—2,0	—0,7	—2,4	—4,6	—9,7	+34,3 —9,7	+24,6
1875	1927	1931	2126	2314	10 173	1990	1654	1491	1951	7086	21 465	
6,6	6,8	6,8	7,4	8,2	35,8	6,9	5,8	5,2	6,9	24,8	75,4	
463	74	—189	—36	490	802	1786	363	792	1028	3969	11 768	
3,9	0,6	—1,6	—0,3	4,2	6,8	15,2	3,1	6,7	8,8	33,8	100	
—1495	—1695	—1796	—1395	—698	—7079	+695	—298	—100	—95	+202	+922 —7 079	—6157
—12,7	—14,4	—15,3	—11,9	—5,9	—60,2	+5,9	—2,5	—0,8	—0,8	+1,8	+7,9 —60,2	—52,3
1958	1769	1607	1359	1188	7881	1091	661	892	1123	3767	17 925	
16,6	15,0	13,7	11,6	10,1	67,0	9,3	5,6	7,5	9,6	32,0	152,3	

притоком в озеро или (при постоянной норме стока) от отношения площади зеркала $F_{оз}$ и водосбора $F_{вод}$, т. е. от озерности $\omega_{оз} = \frac{F_{оз}}{F_{вод}}$.

На это обстоятельство обращал внимание В. С. Сумароков (1947), предложивший на основании данных по 17 озерам следующую эмпирическую связь между средней амплитудой колебания уровня A (см) и величиной $\alpha = \frac{F_{вод}}{F_{оз}} = \frac{1}{\omega_{оз}}$, названной им «коэффициентом питания»:

$$A = 4\alpha + 42. \qquad (4.1)$$

Однако это уравнение имеет существенный структурный недостаток. В самом деле, при стремлении озерности $\omega_{оз}$ к нулю коэффициент питания α, а значит, и амплитуда уровня A стремятся к бесконечности. На самом деле, как это очевидно, величина A должна иметь в качестве предела амплитуду уровня безозерной реки.

Зависимость амплитуды колебания уровня озера от соотношения площадей водосбора и озера может быть уточнена следующим образом. По данным для 11 озер (табл. 17), в основном при расположении большей части озерности в нижней части водосбора, был построен график зависимости от озерности $\omega_{оз}$ отношения средней из годовых амплитуд уровня озерной реки к соответственной амплитуде безозерной реки $a_{оз}=\frac{A}{A_0}$ (рис. 7). Последняя величина может быть названа коэффициентом уменьшения средней годовой амплитуды уровня. Средняя амплитуда вместо абсолютной была принята ввиду того, что она меньше, чем абсолютная амплитуда, зависит от периода наблюдений и, кроме того, лучше характеризует влияние озерности на внутригодовое распределение стока. Средняя амплитуда колебания уровня безозерной реки была взята приближенно (в соответствии с данными наблюдений) равной 500 см. Так как на величину амплитуды колебания уровня на замыкающем озере должно сказываться регулирующее влияние не только этого озера, но и вышерасположенных озер, то при этих расчетах принималась общая озерность по всем озерам водосбора, а не только по нижнему озеру.

Таблица 16

Средний баланс воды оз. Севан за 1927—1934 гг.
(10^6 м^3) (по В. К. Давыдову)

Элементы баланса	I	II	III	IV	V	VI
Осадки на зеркало	20	25	33	55	82	81
Приток с суши	34	34	44	116	207	105
Приход:	54	59	77	171	289	186
Поверхностный сток	1	1	1	3	6	7
Подземный сток	4	4	4	4	6	6
Испарение с зеркала	95	71	52	27	24	48
Расход:	100	76	57	34	36	61
Аккумуляция	—46	—17	+20	+137	+253	+125

Элементы баланса	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Осадки на зеркало	54	47	57	38	35	23	550
Приток с суши	45	37	37	38	38	35	770
Приход:	99	84	94	76	73	58	1320
Поверхностный сток	7	6	6	5	4	3	50
Подземный сток	6	6	6	6	4	4	60
Испарение с зеркала	89	153	193	178	154	126	1210
Расход:	102	165	205	189	162	133	1320
Аккумуляция	—3	—81	—111	—113	—89	—75	+535 —535

Несмотря на некоторый разброс эмпирических точек, являющийся неизбежным из-за не вполне одинакового расположения озер на водосборе и несколько различающихся условий стока из них, намечается определенная связь величин $\omega_{оз}$ и $a_{оз}$, имеющая гиперболический вид. Очевидно, что предельные точки этой связи определяются значениями $a_{оз}=\frac{A}{A_0}=1$ при $\omega_{оз}=0$ и $a_{оз}=0$ при $\omega_{оз}=1$. Наличие такой связи при

Данные по озерам и колебаниям уровня на них

№ п/п	Река	Озеро	Период наблюдений	Площадь, км²			Озерность, %		Средняя годовая амплитуда A см	$a_{оз} = \frac{A}{500}$
				водосбора	нижнего озера	всех озер	частная	общая		
1	Кола	Пулозеро	1928—1948	1 130	11,4	98,0	1,0	8,8	134	0,268
2	Умба	Умбозеро	1931—1947	2 400	367	389	15,3	16,2	75	0,150
3	Нива	Имандра	1926—1947	13 670	812	1 780	5,9	13,0	93	0,186
4	Онега	Лача	1931—1944	12 700	736	795	5,9	6,4	155	0,310
5	Нева	Ладожское . . .	1877—1950	276 000	17 800	47 900	6,4	17,1	80	0,160
6	Тулема	Тулмозеро	1926—1939	830	14,7	41,5	1,8	5,0	177	0,354
7	Свирь	Онежское	1883—1950	61 430	9 890	12 450	16,1	20,3	65	0,130
8	Самра	Самро	1929—1950	132	39,5	41,1	29,9	31,2	34	0,068
9	Сяберка	Сяберское . . .	1932—1946	44	19,4	(19,4)	44	(44)	36	0,072
10	Нарова	Чудско-Псковское	1903 - 1950	47 800	3 660	—	7,7	(7,7)	128	0,256
11	Шексна	Белое	1881—1945	14 000	1 130	1 450	8,1	10,4	127	0,254

сравнительно небольшом разбросе точек заставляет предполагать, что пропускная способность истока из озера устанавливается в природе с определенной закономерностью в соответствии с имеющимся соотношением между площадью озера и притоком в него.

Из рассмотрения построенного графика связи видно, что при увеличении озерности с 0 до 5% амплитуда колебания уровня уменьшается весьма значительно — примерно в 3 раза ($a_{оз}$ снижается с 1 до 0,35). При дальнейшем увеличении озерности снижение амплитуды уровня постепенно замедляется. Так, с увеличением озерности на те же 5% от

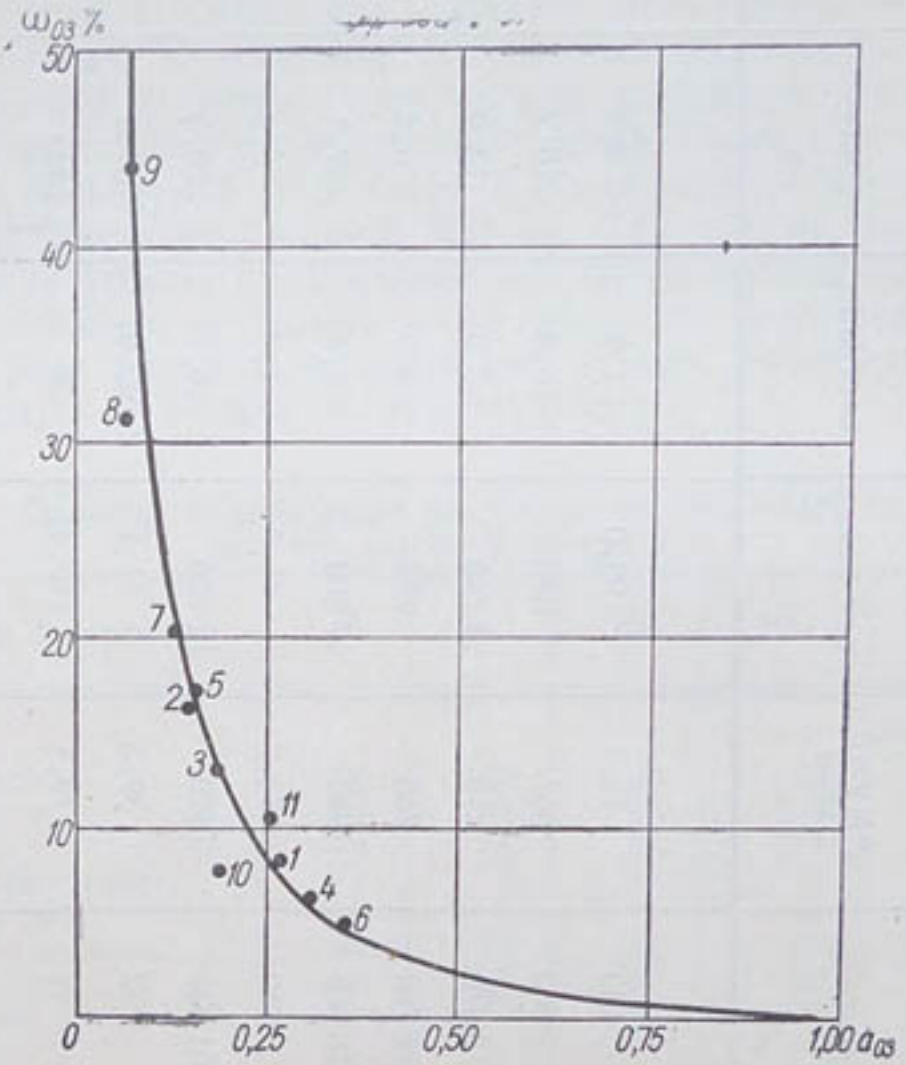


Рис. 7. Зависимость коэффициента уменьшения средней годовой амплитуды уровня озера $a_{оз}$ от озерности водосбора $\omega_{оз}$
(номера точек по табл. 17).

10 до 15% $a_{оз}$ снижается примерно в 1,5 раза (с 0,23 до 0,17), а с увеличением $\omega_{оз}$ от 25 до 30% $a_{оз}$ уменьшается всего на 25% (с 0,12 до 0,09).

Регулирующее влияние зависит от относительной величины емкости или от так называемого коэффициента емкости $\beta' = \frac{V}{W}$, где V — величина емкости в м³, а W — средний годовой сток в м³. При сосредоточении всей озерности у замыкающего створа относительную величину регулирующей емкости озер можно выразить как

$$\beta' = \frac{V}{W} = \frac{50\, a_{оз}\omega_{оз}F_{вод}}{31{,}54MF_{вод}} = \frac{1{,}6a_{оз}\omega_{оз}}{M}, \qquad (4.2)$$

где M — норма годового стока в л/сек. с 1 км², $F_{вод}$ — площадь водосбора в км²; остальные обозначения по предыдущему.

В частном случае, при осредненном для рек Северо-западного озерного района значении нормы годового стока $\overline{M}=10$ л/сек. с 1 км^2,

$$\beta=0{,}16a_{оз}\omega_{оз}. \qquad (4.2')$$

Как показали данные расчетов водного баланса по Онежскому озеру, влияние аккумуляции (емкости регулирования) по среднемноголетним данным составляет 0,70 от средней из годовых величин акку-

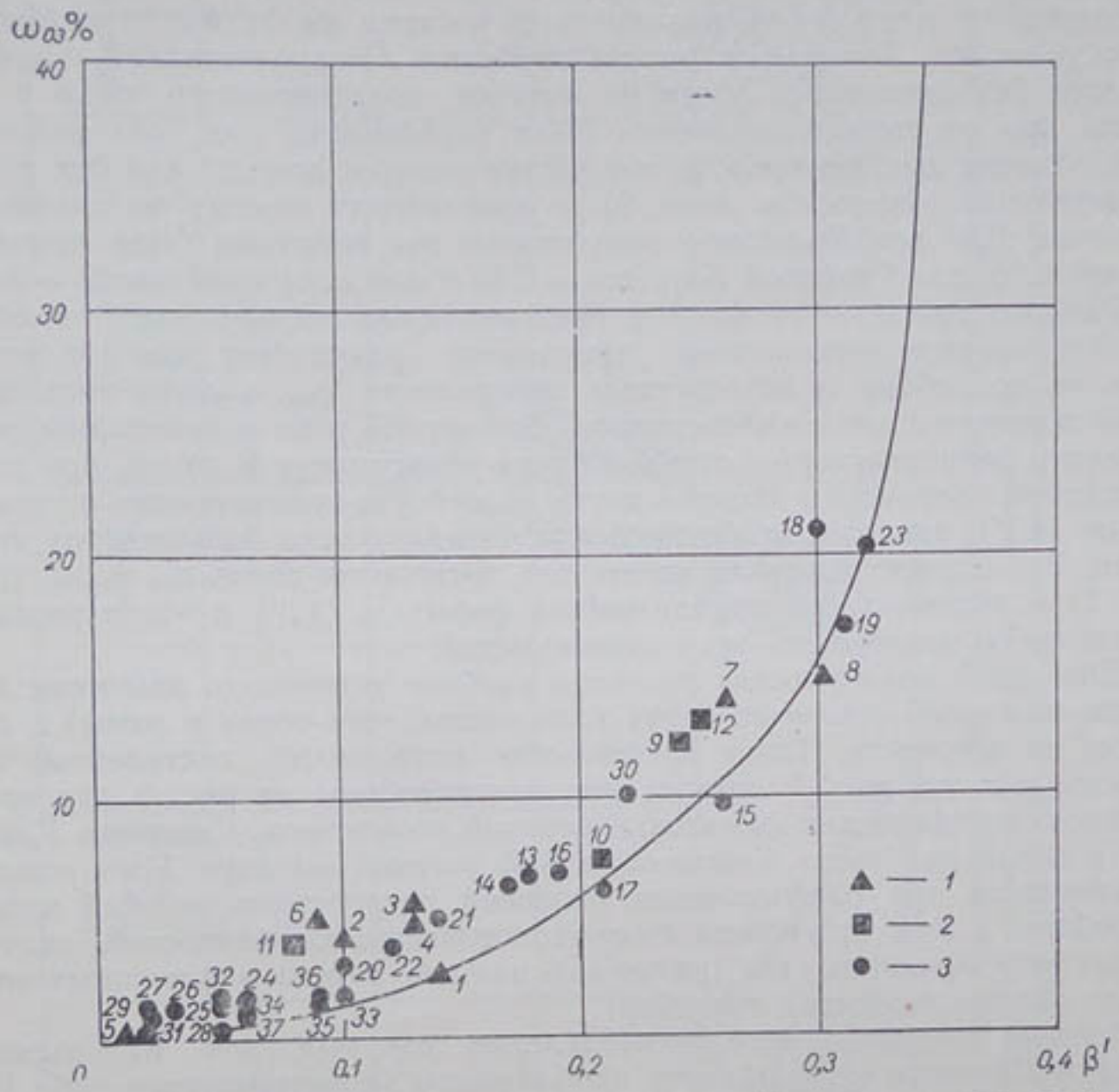


Рис. 8. Зависимость относительной величины средней регулирующей емкости озер на водосборе β' от озерности $\omega_{оз}$

[номера точек по табл. 7 в работе (В. Г. Андреянов, 1957а)].
1 — реки Кольского полуострова, *2* — реки Северной Карелии, *3* — прочие озерные реки Северо-запада Европейской территории Союза ССР.

муляции. Поэтому для среднемноголетнего распределения стока внутри года можно принять

$$\beta'=0{,}70\beta=\frac{1{,}1a_{оз}\omega_{оз}}{\overline{M}}, \qquad (4.3)$$

а при $\overline{M}=10$ л/сек. с 1 км^2

$$\beta'=0{,}11a_{оз}\omega_{оз}. \qquad (4.3')$$

По последней формуле и при $a_{оз}$ по графику на рис. 7 построена кривая зависимости относительной регулирующей емкости β' от озерности $\omega_{оз}$ (рис. 8) при ее сосредоточении у замыкающего створа и при $\overline{M}=10$ л/сек. с 1 км^2. По этой кривой наглядно видно, что регулирую-

щая емкость сначала (примерно до озерности 15%) возрастает довольно быстро, а затем (до озерности порядка 30%) лишь незначительно. При бо́льших величинах озерности регулирующая емкость практически не возрастает.

На тот же график нанесены значения коэффициента емкости по 37 пунктам на озерных реках (В. Г. Андреянов, 1957а, стр. 48), определенные как разность между долей весеннего стока в годовом для безозерной и озерной рек, находящихся в таких же физико-географических условиях. Так как в рассматриваемой Северо-западной озерной области безозерных рек почти не имеется, доля весеннего стока в годовом при отсутствии озерности была установлена для трех районов этой области приближенно, путем экстраполяции данных для рек с незначительной озерностью (рис. 9) и привлечения данных по смежным районам. Для рек Кольского полуострова эта величина была принята равной 0,70, для Северной Карелии — 0,65 и для остальной части — 0,60.

Разброс точек на графике в пределах сравнительно узкой полосы обусловливается несколькими причинами: различным размещением озер по водосбору и неточностью определения $\omega_{оз}$ и доли весеннего стока в годовом для соответственной безозерной реки и некоторым различием в величине нормы стока. Кривая зависимости β' от $\omega_{оз}$ при расположении озерности в нижней части водосбора, подсчитанная по уравнению (4.3′), является огибающей для подавляющего большинства этих точек. Это служит хорошим контролем построения связи $a_{оз}$ и $\omega_{оз}$ (см. рис. 7) и установления приближенной формулы (4.3′) и подтверждает достаточную надежность этих зависимостей.

Для целей практических расчетов удобнее установить районные зависимости долей сезонного стока (для весны, лета-осени и зимы) в годовом от озерности. Такие графические зависимости, построенные по данным для тех же 37 озерных рек, представлены на рис. 9 для трех физико-географических районов: Кольский полуостров, Северная Карелия и остальная часть Северо-западной озерной области. Ими можно пользоваться при расположении основной озерности в нижней части водосбора и при отсутствии гидрогеологических особенностей, значительно регулирующих сток (например, наличие карста или мощных песчаных толщ, слагающих водосбор).

Среднее внутрисезонное распределение озерных рек Карельской АССР и Ленинградской области приближенно характеризуется табл. 18, составленной по данным Д. Л. Соколовского (1946) с некоторой их корректировкой. Кривые зависимости на рис. 9 и данные табл. 18 соответствуют случаю размещения основной озерности в нижней части водосбора. При расположении значительной части озерных площадей в верховьях гидрографической сети при пользовании кривыми на рис. 9 и табл. 18 следует снижать подсчитанное значение $\omega_{оз}$ на 20—30%.

Если водосбор можно разделить на две части — озерную и безозерную (например, если озера сосредоточены в верховьях главной реки или на одном, или нескольких ее притоках), то межсезонное и внутрисезонное распределение стока в замыкающем створе будет характеризоваться средневзвешенными (по площади водосбора) данными между распределением по озерной и безозерной частям водосбора. Например, для р. Долгой у с. Загорье ($F_{вод}=697$ км^2, $\omega_{оз}=7{,}8\%$) фактическое среднее распределение стока между тремя сезонами: весенним, летне-осенним и зимним составляет 49, 36 и 15%, что сильно расходится с данными по графику на рис. 9 при $\omega_{оз}=7{,}8\%$ (соответственно 38, 41 и 21%). Такое значительное расхождение объясняется тем, что на рассматриваемом водосборе основная озерность сосредоточена на одном

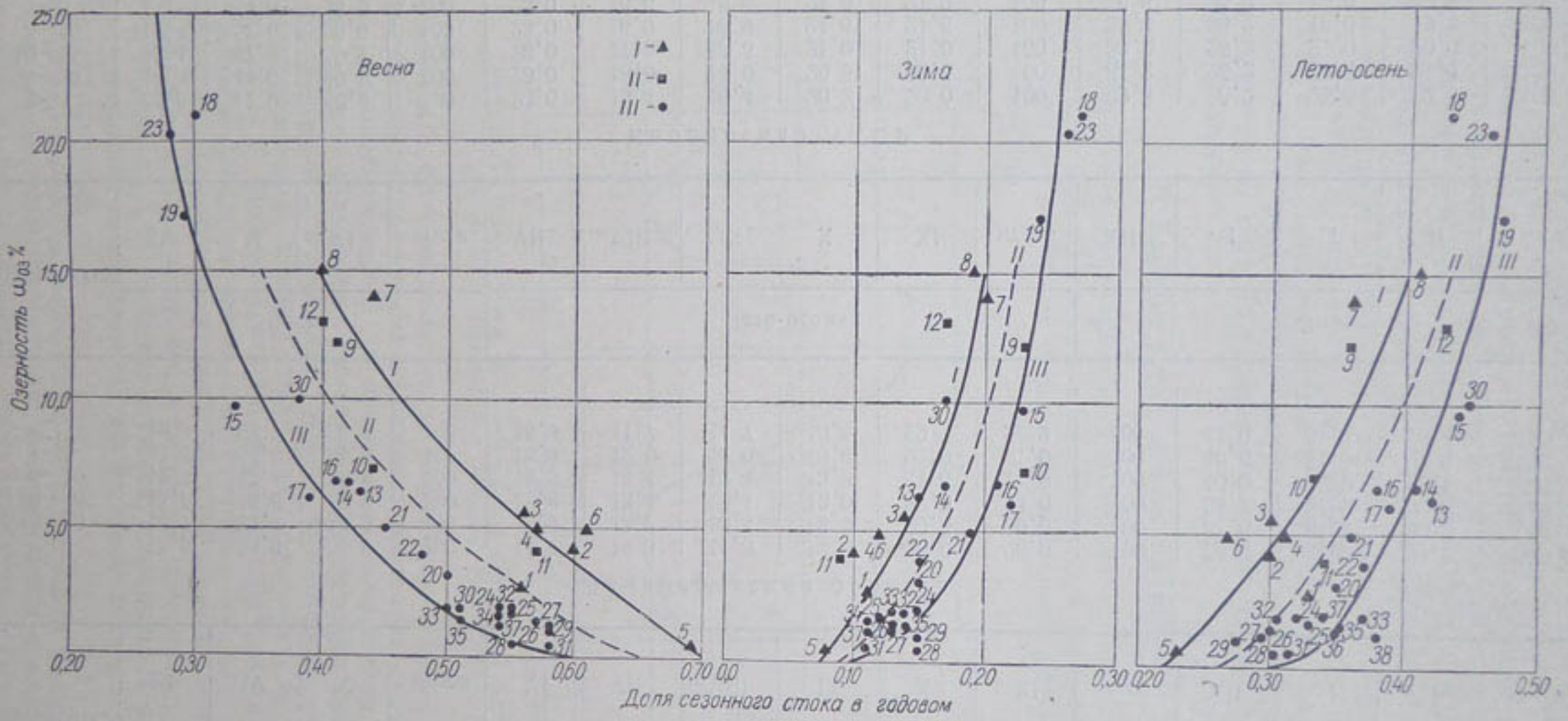


Рис. 9. Зависимость средней величины сезонного стока (в долях от годового) от озерности водосбора [номера точек по табл. 7 в работе (В. Г. Андреянов, 1957а)].

1 — реки Кольского полуострова, *2* — реки Северной Карелии *3* — прочие озерные реки Северо-запада Европейской территории Союза ССР.

Таблица 18

Внутрисезонное распределение стока озерных рек (в %)

Озерность, %	Весна				Лето-осень							Зима			
	III	IV	V	итого	VI	VII	VIII	IX	X	XI	итого	XII	I	II	итого
Ленинградская область															
>20	15,6	33,6	50,8	100	18,8	14,3	14,3	12,6	20,0	20,0	100	36,9	31,9	31,2	100
15—20	14,7	36,4	48,9	100	18,8	13,7	13,4	12,8	20,5	20,5	100	37,6	31,9	30,5	100
10—15	13,5	40,6	45,9	100	18,8	13,1	13,1	13,0	21,0	21,0	100	38,7	31,9	29,4	100
8—10	12,4	47,8	39,8	100	18,8	12,4	12,4	13,2	21,6	21,6	100	40,0	31,9	28,1	100
1—5	11,5	54,0	34,5	100	18,8	12,0	12,0	13,4	21,9	21,9	100	40,9	31,9	27,2	100
<1	10,4	62,7	26,9	100	18,8	11,7	11,7	13,4	22,2	22,2	100	42,0	31,9	26,1	100

Озерность, %	Весна				Лето-осень						Зима				
	IV	V	VI	итого	VII	VIII	IX	X	XI	итого	XII	I	II	III	итого
Карельская АССР															
>20	15,6	42,0	42,4	100	23,0	18,4	18,4	20,2	20,0	100	29,3	25,2	23,4	22,1	100
15—20	14,8	44,6	40,6	100	23,0	18,0	18,0	20,5	20,5	100	31,2	25,2	22,2	21,4	100
10—15	13,4	47,4	39,2	100	23,0	17,5	17,5	21,0	21,0	100	33,2	25,2	21,0	20,6	100
5—10	12,4	51,0	36,6	100	23,0	16,9	16,9	21,6	21,6	100	35,4	25,2	19,6	19,8	100
1—5	11,5	54,6	33,9	100	23,0	16,6	16,6	21,9	21,9	100	36,6	25,2	19,0	19,2	100
<1	10,4	62,7	26,9	100	23,0	16,3	16,3	22,2	22,2	100	37,4	25,2	18,8	19,0	100

из притоков — р. Самра ($F_{вод}$=132 км², $\omega_{оз}$=31%), тогда как остальная часть водосбора ($F_{вод}$=565 км²) имеет озерность всего 2,4%. По графику на рис. 9 для р. Самры получается следующее распределение между тремя указанными сезонами: 27, 47 и 26%, а для остальной части водосбора — 48, 36 и 16%. В соответствии с удельным весом обеих составляющих водосбора $\frac{132}{697}$=0,19 и $\frac{565}{697}$=0,81 средние взвешенные данные по всему водосбору получаются для весны 27%×0,19+ +48%×81=44% и аналогично для лета-осени и зимы 38 и 18%. Последние данные довольно близки к фактическим. Удовлетворительная сходимость с фактическими данными получается и при расчете таким же путем по табл. 18 средневзвешенных данных по внутрисезонному распределению стока.

6. Влияние русла, поймы и плавней

Регулирующее влияние русловых емкостей может быть значительным только для больших рек; для малых рек при рассмотрении распределения стока по месячным и даже по декадным данным им обычно можно пренебречь.

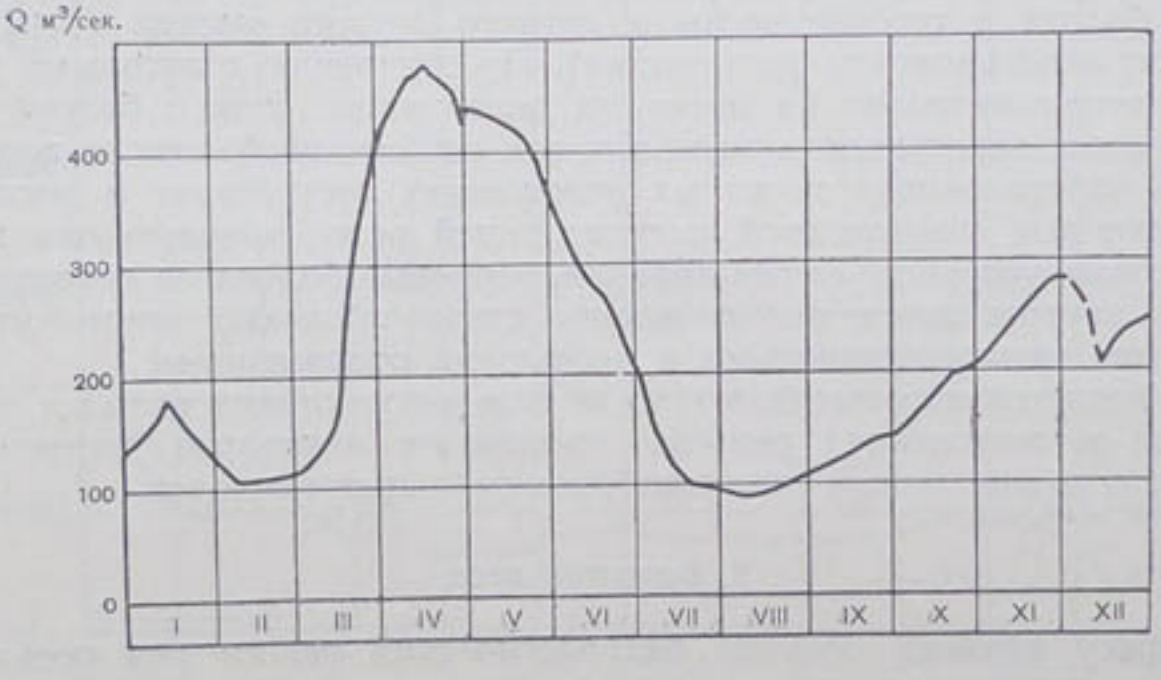


Рис. 10. Гидрограф реки со значительным пойменным регулированием (р. Припять — г. Мозырь, 1930 г.).

Значительно большее влияние на выравнивание стока в году (перераспределение части стока из периода половодья на начало лета) оказывает затопляемая весной (а иногда и осенью) пойма. Это влияние в ряде случаев сказывается заметным образом даже при месячных и тем более декадных интервалах времени, принимаемых при рассмотрении распределения стока в году. Примером этого может служить р. Припять у г. Мозыря (рис. 10), где благодаря значительной величине пойменной емкости (несколько кубических километров) продолжительность половодья доходит до 5 месяцев и затягивается вплоть до середины лета (до августа), что значительно превосходит обычную продолжительность в 1,5—2 месяца для рек, находящихся в аналогичных физико-географических условиях, но не имеющих значительных пойменных затоплений.

Влияние на распределение стока в году плавней несколько сложнее, так как значительная часть воды, выливающейся в период половодья и паводков из русла на плавни через естественные или искусственные

береговые валы, не возвращается обратно в русло в междупаводочные периоды, а частично испаряется и инфильтруется в плавнях, частично же стекает по дополнительным протокам, минуя главное русло. Поэтому значительное снижение стока за счет плавней в половодье и в большие дождевые паводки не сопровождается соответственным повышением стока в межень и увеличением минимального стока.

7. Влияние болот

При рассмотрении влияния болот на внутригодовое распределение стока следует учитывать тип болота и проводить сопоставление заболоченных участков с луговыми, расположенными на аналогичных почвогрунтах (В. В. Романов, 1953).

На верховых болотах не наблюдается вовсе поверхностного стока, а движение воды в болотном деятельном слое, несмотря на очень большие значения коэффициента фильтрации, все же значительно медленнее, чем поверхностное стекание воды по глинистым луговым почвам. За счет этого сток весеннего половодья заболоченных участков растягивается и становится равномернее. Однако повышения меженного стока при этом не происходит, так как вся несвязанная половодная вода стекает с болота в течение весны и первого летнего месяца (благодаря высокому коэффициенту фильтрации). По сравнению с луговыми участками, расположенными на песчаных отложениях, сток с болота получается менее зарегулированным, так как сообщение болотных вод с водами в подстилающих песчаных отложениях отсутствует и последние не играют той значительной регулирующей роли, которую они имеют для луговых участков. Таким образом, верховые болота по своему влиянию на внутригодовое распределение стока занимают промежуточное положение между глинистыми и песчаными отложениями.

Что касается низовых болот, то за счет аккумуляции талых и дождевых вод в понижениях рельефа происходит некоторое растягивание половодья и паводков и снижение максимальных расходов.

8. Влияние леса

Вопросу влияния леса на гидрологический режим рек посвящено большое количество как отечественных, так и зарубежных работ (И. С. Васильев, 1950; А. А. Молчанов, 1952; А. П. Бочков, 1954; В. И. Рутковский, 1948, 1958; В. В. Рахманов, 1951; Л. М. Сидоркина, 1956; С. Ф. Федоров, 1957; А. Энглер, 1919; Г. Бюргер, 1956, и др.). В отношении его влияния на величину нормы годового стока существуют некоторые расхождения в мнениях. Однако в отношении его влияния на внутригодовое распределение стока разногласий нет. Это влияние проявляется двояко. С одной стороны, происходит растягивание половодья за счет запаздывания снеготаяния в лесу. Последнее, по данным Н. Д. Антонова (1941), составляет: для лиственного леса и кустарника — 10 дней, для соснового леса — 18—20 дней, для елового — 25 дней. С другой стороны, за счет большой инфильтрационной способности лесных почв и лесной подстилки происходит переход значительной части стока из поверхностного в подземный. Часть последнего [по А. П. Бочкову (1954), до 30%], проходящего по верхним почвенным слоям, стекает в период половодья, а остальная — в межень. Тем самым значительно выравнивается распределение стока в году, снижается половодный и повышается меженный сток. При одной и той же площади леса на водосборе эффективность его влияния на выравни-

вание стока и увеличение минимумов больше при чередовании лесных и безлесных участков.

Указанное влияние леса имеет место для рек, полностью дренирующих подземный сток. Для малых водотоков, не дренирующих подземный сток или дренирующих его в незначительной части, будет происходить лишь снижение половодного поверхностного стока, не сопровождаемое увеличением стока в межень.

9. Влияние хозяйственной деятельности человека

Влияние хозяйственной деятельности человека на распределение стока в году сказывается значительно сильнее, чем на величину годового стока.

Влияние строительства прудов и водохранилищ может быть двояким.

На юге СССР, в зоне недостаточного увлажнения, пруды обычно наполняются за счет весеннего стока и запасы воды в них расходуются

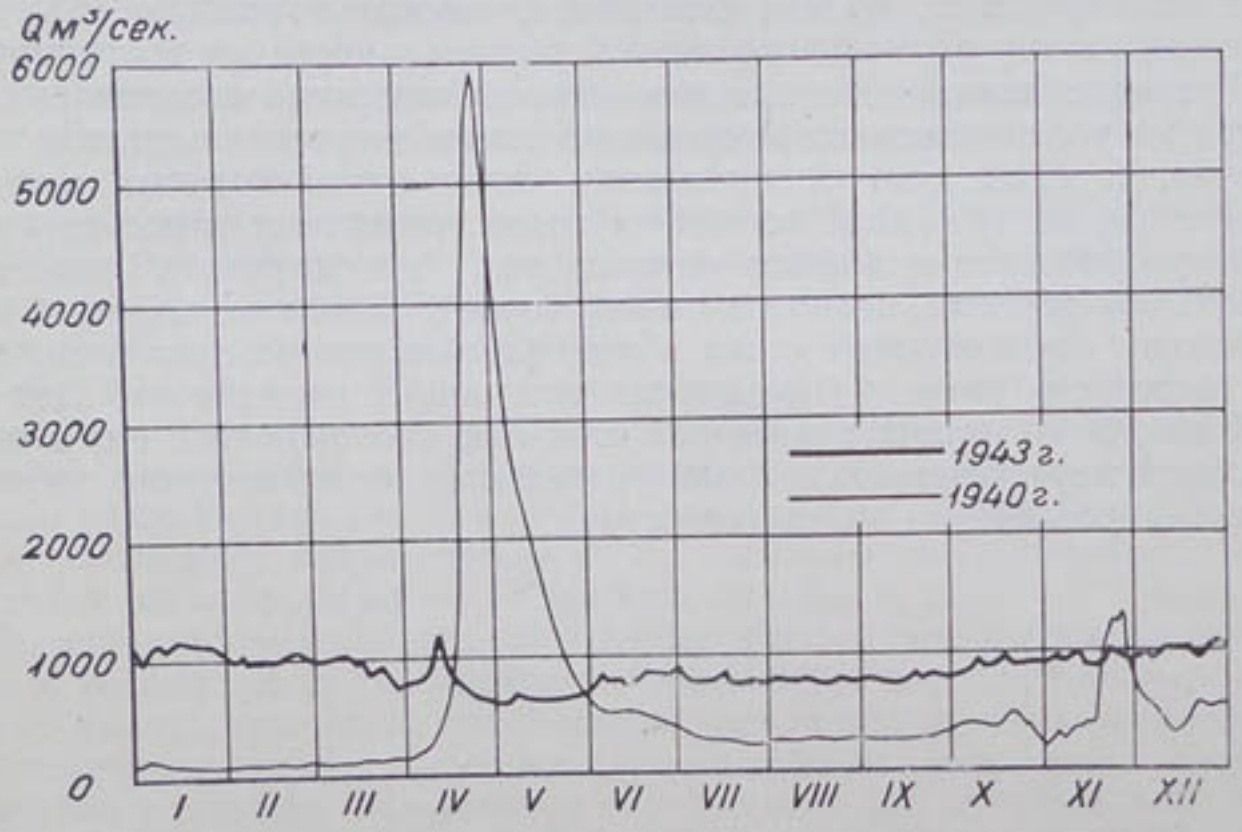


Рис. 11. Гидрографы р. Волги у г. Ярославля до создания Рыбинского водохранилища (1940 г.) и после его создания (1943 г.).

частично на хозяйственные нужды (водоснабжение, орошение), а частично на испарение с водного зеркала. Таким образом, в этом случае весенний сток снижается на объем наполнения прудов без соответственного увеличения стока в межень. Некоторое выравнивание распределения стока в году происходит только за счет его уменьшения в многоводные периоды. Меженный сток не увеличивается и даже несколько снижается за счет задержки в прудах стока с части водосбора, тяготеющей к ним. Ценные сведения по количеству, суммарной площади зеркала и суммарному объему прудов и водохранилищ на малых реках лесостепной и степной зон Европейской территории СССР и по их влиянию на снижение годового и половодного стока приводятся в работе О. Н. Борсука (1957).

На севере, в зонах достаточного и избыточного увлажнения, основное назначение водохранилищ состоит в регулировании стока, в его перераспределении из многоводных сезонов года (весны, осени)

в маловодные (летняя и зимняя межень). Забор воды на хозяйственные нужды и потери на испарение сравнительно невелик. В целом происходит существенное выравнивание стока в году и увеличение меженного стока. Особенно велико это влияние для крупных водохранилищ. В качестве примера на рис. 11 приводим гидрографы р. Волги у Ярославля до создания Рыбинского водохранилища (за 1940 г.) и после его создания (1943 г.).

Более крупные водохранилища в зоне недостаточного увлажнения могут также играть роль регуляторов стока. Однако и забор воды на хозяйственные нужды, и потери на испарение в этом случае значительно больше, чем на севере, и поэтому увеличение стока в межень оказывается существенно меньшим, чем его уменьшение весной.

Оценка влияния проведения комплекса агролесомелиоративных мероприятий на режим речного стока дается в ряде работ (Б. В. Поляков, 1951; М. И. Львович, 1954, 1955; А. П. Бочков, 1954, 1959 и др.).

Влияние лесных полезащитных полос аналогично рассмотренному выше влиянию леса, но оно сказывается несколько сильнее благодаря целесообразному размещению лесной растительности по водосбору.

Примерно таково же влияние агротехнических мероприятий. Несмотря на увеличение испарения (в основном за счет продуктивного испарения, т. е. за счет транспирации сельскохозяйственных культур), часть воды, задержанной весной на полях, пополняет запас грунтовых вод и увеличивает меженное питание рек, дренирующих подземный сток. Таким образом, несмотря на некоторое уменьшение годового стока, происходит выравнивание стока в году за счет уменьшения поверхностного весеннего стока и повышения подземного меженного. Для рек, вовсе не дренирующих подземный сток или дренирующих его в незначительной мере, происходит лишь уменьшение поверхностного весеннего стока без увеличения меженного стока.

ЧАСТЬ II

ИССЛЕДОВАНИЕ КАЛЕНДАРНОГО ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА И МЕТОДИКА ЕГО РАСЧЕТА

ГЛАВА V

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И РАСЧЕТА КАЛЕНДАРНОГО ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА

1. Основные принципы составления расчетного календарного внутригодового распределения стока

До настоящего времени в литературе нет четкого разграничения понятий о типовом (или типичном) и расчетном календарном внутригодовом распределении стока и их задач, в связи с чем считаем необходимым остановиться на формулировке указанных понятий.

Под типовым внутригодовым распределением стока подразумевается такое распределение, общие черты которого являются наиболее характерными, наиболее часто повторяющимися или в ряду лет для данной реки, или для группы рек данного гидрологического района. В последнем случае говорят о районном типовом внутригодовом распределении стока.

Существует ряд схем типизации внутригодового распределения стока и установления географических границ их распространения, основанных на тех или иных генетических признаках и анализе основных физико-географических факторов, формирующих сток: вида питания, характера основных фаз речного стока и др. (А. И. Воейков, 1884; М. И. Львович, 1938; Б. Д. Зайков, 1944, 1946, 1946а; Д. Л. Соколовский, 1946, 1952).

Соответствующее каждой реке или группе рек типовое внутригодовое распределение или выбирается как наиболее типичное из числа фактических лет (Б. Д. Зайков, 1946; С. И. Никитин, 1952), или принимается осредненным за все годы по календарным датам [так называемое среднее фиктивное распределение (Д. Л. Соколовский, 1946, 1952)], или дается в виде схематизированного гидрографа, осредненного по фазам режима (В. Г. Глушков, 1925; Е. Э. Эрльбаум, 1932).

Задачей типового внутригодового распределения является общее представление о внутригодовом распределении стока отдельных рек или групп рек, относящихся к одному гидрологическому району, в связи с чем оно может служить лишь для общих соображений при планировании народного хозяйства или при составлении предварительных районных схем использования водных ресурсов, но не может применяться для реального проектирования. В последнем случае необходимо расчетное внутригодовое распределение стока, которое должно удовлетворять не только требованиям соответствия природным соотношениям между величинами стока за отдельные части

года, зависящим от физико-географических факторов, формирующих речной сток, но и требованиям проектирования, различным для разных видов и схем использования стока.

В настоящей работе рассматривается только расчетное календарное внутригодовое распределение стока, основные принципы составления которого излагаются ниже.

Расчетное внутригодовое распределение стока должно обязательно учитывать водность года. Бóльшей частью наиболее важным является расчетное распределение маловодного года заданной обеспеченности, на основании которого определяются водохозяйственные параметры проектируемого гидротехнического сооружения или комплекса (гарантированная годовая отдача воды или энергии при заданной емкости сезонного регулирования, гарантированный минимальный расход и мощность гидроэлектростанции и т. д.). В некоторых случаях (например, при проектировании мероприятий по борьбе с наводнениями, а также осушительных мероприятий) основная расчетная роль переходит к многоводному году заданной обеспеченности, по внутригодовому распределению которого рассчитываются регулирующие водохранилища и другие мероприятия. Меньшее значение имеет распределение среднего, или медианного, года, по которому определяется, например, средняя годовая отдача воды и энергии гидроэлектростанции.

Следует помнить, что при отсутствии регулирования или при сезонном регулировании водохозяйственные расчеты по одному основному году (маловодному или многоводному) или по двум годам (дополнительно по среднему) заменяют собой расчеты по ряду лет, что дает значительную экономию в затрате времени и средств на проектирование и особенно целесообразно при отсутствии или недостаточности данных наблюдений на водном объекте, на котором ведется проектирование, так как установление расчетным путем многолетнего стокового ряда является малонадежным.

Поэтому в конечном счете критерием для суждения о правильности метода расчета внутригодового распределения или пригодности намечаемого детализированного районного распределения (см. ниже) должны служить результаты проверки (на примерах ряда изученных водотоков) совпадения результатов определения основного водохозяйственного параметра по принятому внутригодовому распределению с соответственными результатами расчета по всем годам многолетнего ряда. Само собой разумеется, что по результатам расчетов по всем годам должна быть составлена кривая обеспеченности значений определяемого водохозяйственного параметра и по этой кривой найдено его расчетное значение заданной обеспеченности, которое и сопоставляется с результатом определения того же водохозяйственного параметра по одному (расчетному) году. Таким образом, обеспеченность, задаваемая для расчетного года, относится, собственно говоря, не к его гидрологическим характеристикам, а к определяемому по нему водохозяйственному параметру.

Из изложенного ясно, что требования проектирования к расчетному распределению различны в зависимости от задач проектирования, определяемых видом и схемой использования стока так же, как назначение того или иного расчетного максимума и объема паводка зависит от условий его пропуска и класса сооружения.

Поэтому не может быть единого расчетного распределения (например, маловодного года) для всех видов и схем использования стока.

При проектировании малой средненапорной гидроэлектростанции на северных реках с минимальным стоком зимой, при отсутствии сезон-

ного регулирования ее минимальная мощность определяется наименьшим зимним расходом, а при наличии небольшого сезонного регулирования — водностью зимней или всей межени, и лишь при значительном регулировании, близком к полному внутригодовому выравниванию стока в расчетный год, — водностью всего года.

При использовании стока южных рек для целей орошения и обводнения проектная отдача воды будет определяться при отсутствии регулирования летним минимумом, при наличии небольшого регулирования — водностью летней межени и при наличии полного годового регулирования — водностью года. Соответственно этим условиям и должно устанавливаться расчетное календарное распределение маловодного года для возможности определения по нему потребного водохозяйственного параметра заданной обеспеченности с точностью, достаточно близкой к точности расчета по многолетнему ряду.

Степень детализации внутригодового распределения стока зависит от степени намечаемого регулирования стока. Так, например, при наличии многолетнего регулирования бывает достаточным распределение стока по сезонам. При наличии сезонного регулирования и при отсутствии регулирования обычно ограничиваются распределением стока в межень по месяцам, а в половодье — по декадам.

Изложенные выше требования к расчетному календарному внутригодовому распределению стока являются обобщением опыта многолетней практики проектирования многих организаций и формулируются с той или иной степенью подробности в некоторых литературных источниках (см., например, П. А. Ляпичев, 1951; А. В. Огиевский, 1952; Т. Л. Золотарев, 1956; В. Г. Андреянов, 1957, 1957а).

Следует отметить, что обычно принятое в качестве расчетного распределение одного из характерных маловодных лет, удовлетворяющее требованию гидроэнергетического проектирования в отношении обеспеченности годовой выработки энергии, не удовлетворяет другому требованию — в отношении гарантированной мощности (Я. Ф. Плешков, 1951). Последняя получается завышенной и ее обеспеченность меньше заданной. Поэтому Плешковым рекомендуется для определения гарантированной мощности принимать другой год, для которого обеспеченность годовой выработки энергии и соответственно полезно используемого стока превышает заданную обеспеченность (например, при заданной обеспеченности 85% на 8—12% при сезонном регулировании и на 5—7% при полном годовом и частично многолетнем). Лишь при значительном многолетнем регулировании обеспеченности гарантированной мощности и годовой выработки будут одинаковыми в одном и том же расчетном маловодном году.

Установление расчетного календарного внутригодового распределения стока является достаточно серьезным и сложным вопросом не только при отсутствии данных наблюдений, но даже и при их наличии, так как даже выбор расчетных лет из числа фактических, с одной стороны, должен базироваться на исследовании закономерностей внутригодового распределения стока и, с другой — должен удовлетворять требованиям проектирования в каждом конкретном случае. Внутригодовое распределение стока какой-либо реки не остается неизменным во все годы. Соотношения водности сезонов и водности отдельных месяцев внутри сезонов значительно изменяются от года к году. Колебания этих соотношений должны быть выявлены в результате специальных исследований. В задачу расчета, опирающегося на данные этих исследований, входит выбор расчетного сочетания из числа возможных сочетаний стока за отдельные части года (сезоны, месяцы), удовлетворяющего

требованиям проектирования. При этом метод составления расчетного распределения должен обеспечивать полную объективность результатов с тем, чтобы для данной реки и при заданных требованиях проектирования у любого проектировщика получилось одинаковое внутригодовое распределение стока и чтобы результаты расчета по разным водным объектам были полностью сопоставимы.

При отсутствии данных наблюдений расчеты существенно осложняются за счет многочисленности местных физико-географических факторов, влияющих на характеристики внутригодового распределения стока. Это обстоятельство вносит большие затруднения в составление районных схем внутригодового распределения стока и в расчеты по аналогии с изученными реками.

В настоящее время рядом авторов составлены детализированные районные схемы внутригодового распределения стока для нескольких градаций водности лет (Д. Л. Соколовский, 1946; К. П. Воскресенский, 1951, 1956; И. А. Железняк, 1951, 1953, 1959) и с учетом местных особенностей водосбора: его площади (К. П. Воскресенский, 1951, 1956; И. А. Железняк, 1953, 1959), озерности (Д. Л. Соколовский, 1946, 1952), средней высоты (Б. Д. Зайков, 1946а; Л. А. Владимиров, 1948; В. Л. Шульц, 1949), условий подземного питания (Б. Д. Зайков, 1946а; Л. А. Владимиров, 1948). Такие уточненные дифференцированные схемы внутригодового распределения стока нельзя рассматривать как обычные типовые схемы распределения и они могут служить в качестве расчетных для неизученных рек и временных водотоков в соответственных гидрологических районах при условии одновременного выполнения гидрологического обследования для ознакомления с физико-географическими условиями стока рассчитываемого бассейна.

Исследование и расчеты внутригодового распределения стока затрудняются большим числом параметров (не менее 12, при расчете по месячным интервалам). Поэтому даже при наличии данных наблюдений представляется затруднительным выбор в качестве расчетного какого-либо из фактических лет путем непосредственного сопоставления помесячного распределения стока за имеющиеся годы.

Кроме того, распределение стока внутри какого-либо гидрологического сезона зависит от водности данного сезона, а не от водности года или другого сезона. Например, равномерное распределение стока в летне-осенний сезон имеет место при низкой водности этого сезона, так как в этом случае сток в основном определяется устойчивым грунтовым питанием, и, наоборот, неравномерное распределение соответствует большой водности, обусловливаемой наличием дождевых паводков.

В связи с этими обстоятельствами методически более правильно разделить рассмотрение внутригодового распределения стока на две части: 1) *межсезонное распределение*, которое имеет более важное значение и может быть исследовано и рассчитано более точно, и 2) *внутрисезонное распределение* (по месяцам или декадам), которое может устанавливаться более приближенно, с некоторой схематизацией.

Кроме того, для облегчения исследований, расчета и обобщения результатов расчета по территории, а также в связи с отсутствием на гидрографе четких границ между сезонами (даже между весенним половодьем и зимней и летней меженью) представляется предпочтительным деление на сезоны в целых месяцах и в твердых сроках, остающихся неизменными как для всех лет, так и в пределах значительных территорий. Кроме того, жесткие границы лучше увязываются с тре-

бованиями водохозяйственных расчетов, в которых потребление воды задается обычно также по жестким календарным срокам.

Для целей сопоставления и обобщения и для использования в качестве аналога не следует принимать большие реки, внутригодовой режим которых складывается под влиянием значительно отличающихся режимов стока отдельных составляющих водосбора (например, Волга ниже Камы и др.).

На основании вышесказанного намечаются следующие основные этапы рассмотрения вопроса о расчетном календарном внутригодовом распределении стока:

1) установление для характеристик стока за год и за отдельные части года статистических соотношений, в которых проявляются закономерности процесса формирования внутригодового режима стока, с обязательным попутным учетом влияния основных физико-географических факторов (на основе соображений, приводимых выше, в гл. IV);

2) анализ существующих приемов и методов расчета внутригодового распределения стока с двух точек зрения: соответствия природным соотношениям и удовлетворения требованиям проектирования;

3) выработка уточненной расчетной схемы, удовлетворяющей указанным условиям, и ее проверка на конкретных примерах при наличии данных наблюдений;

4) то же, при отсутствии наблюдений.

Результаты этих исследований изложены в предшествующих работах (В. Г. Андреянов, 1957, 1957а) в несколько дополненном и измененном виде приводятся ниже.

2. Сезонный сток и его колебания

Изменения климатических факторов (осадков, температуры, испарения) на протяжении года носят периодический характер, проявляющийся в последовательной смене сезонов и в конечном счете обусловливаемый годичным периодом обращения Земли вокруг Солнца. Однако из года в год количественные значения этих факторов для какой-либо фазы годового периода и сроки наступления этой фазы претерпевают существенные изменения.

Факторы естественного регулирования водосбора остаются неизменными из года в год, однако их влияние на формирование стока оказывается количественно различным в разные годы. Так, например, аккумуляция влаги в почво-грунтах водосбора зависит весной от снегозапасов и характера таяния, а летом и осенью — от количества выпавших осадков, их интенсивности и распределения во времени, от температуры воздуха и т. д.

Внутригодовой режим стока обусловливается как режимом климатических факторов, так и трансформирующим влиянием факторов естественного регулирования водосбора. Поэтому он также имеет периодический характер с последовательной сменой сезонов и вместе с тем не остается постоянным из года в год, а претерпевает изменения как в величине расхода воды для какой-либо фазы годового периода, так и в сроке наступления этой фазы.

Ввиду этого исследование и расчет внутригодового распределения стока нельзя отделить от исследования и расчета многолетних колебаний показателей стока для отдельных фаз годового периода.

Как уже указывалось выше, основное практическое значение имеет распределение стока между сезонами года. Кроме того, исследование

и расчет межсезонного распределения могут быть выполнены более строгими и точными методами, чем исследование и расчет распределения стока внутри сезонов.

Природные закономерности формирования внутригодового режима стока в результате трансформирующего влияния водосбора на режим климатических факторов проявляются в некоторых количественных соотношениях между величинами сезонного стока. Эти соотношения, как это ясно из предыдущего, не остаются постоянными из года в год и к их исследованию и расчету должны быть привлечены методы математической статистики, обычно применяемые при исследовании варьирующих величин.

При исследовании многолетних колебаний среднего годового расхода воды или расхода для какой-либо фазы годового периода (например, максимального половодного расхода) в большинстве случаев можно практически пренебрегать незначительными корреляционными связями между однофазовыми расходами смежных лет и рассматривать однофазовые годовые расходы за многолетний период как совокупность независимых случайных значений варьирующей величины. При исследовании же многолетних колебаний сезонного стока совместно для всех сезонов года с целью исследования межсезонного распределения стока и его изменений из года в год мы должны учитывать обязательное равенство годовому стоку суммы сезонных величин и наличие корреляционной связи между смежными сезонами, которая в большинстве случаев бывает более тесной, чем связь годового стока смежных лет (см. ниже).

Статистические исследования и расчеты могут быть легко выполнены для суммы двух слагаемых, связанных между собой корреляционной зависимостью, опираясь на приводимые ниже общеизвестные формулы. Поэтому целесообразно для исследований и расчета межсезонного распределения стока делить год на два основных периода: например, для рек с весенним половодьем — на весну и остальную часть года, которую можно условно назвать меженью. С целью бо́льшей детализации межсезонного распределения, необходимой для практических задач проектирования, один из периодов можно в свою очередь разделить на два сезона, например, межень на лето-осень и зиму.

Сроки наступления половодья в каждом пункте довольно значительно колеблются из года в год, а его продолжительность, кроме того, изменяется для водосборов данного района в зависимости от их размеров. Поэтому продолжительность весеннего сезона приходится брать с некоторым запасом и округлением до целых месяцев с таким расчетом, чтобы в принятых границах сезона помещалось фактическое весеннее половодье во все годы и для всех средних и малых рек района.

Обычно продолжительность весеннего половодья может приниматься равной трем месяцам, но для отдельных районов с дружным прохождением половодья и с малыми колебаниями срока его наступления, например для юго-востока Европейской территории СССР и Казахстана, эту продолжительность можно сократить до двух месяцев.

В проведенных нами исследованиях сроки и продолжительность сезонов для четырех физико-географических районов Европейской территории СССР (рис. 13 и 14) были приняты в соответствии с данными табл. 19.

В соответствии с таким делением на сезоны принимались не календарные, а так называемые водохозяйственные годы — с начала весны до конца зимы.

Это деление года установлено для рек с весенним половодным режи-

мом, характерным почти для всей равнинной территории Европейской части СССР, и применительно к требованиям проектирования энергетического использования стока. При другом типе режима и при использовании стока в других целях возможно деление года на другие периоды и сезоны. Например, для рек с половодьем в теплый период года и при использовании стока в целях орошения целесообразно делить год на весенне-летний (вегетационный) и осенне-зимний периоды, а первый из этих периодов — на сезоны весенний и летний. Принципиальная схема исследований и расчета межсезонного распределения стока при этом не меняется.

Таблица 19

Сроки и продолжительности гидрологических сезонов по районам Европейской территории СССР

Сезон		I район	II район	III район	IV район
Весна	Месяцы	V—VII	IV—VI	III—V	II—IV
	Продолжительность (месяцев)	3	3	3	3
Лето-осень	Месяцы	VIII—XI	VII—XI	VI—XI	V—XI
	Продолжительность (месяцев)	4	5	6	7
Зима	Месяцы	XII—IV	XII—III	XII—II	XII—I
	Продолжительность (месяцев)	5	4	3	2

При применении методов математической статистики многолетние колебания сезонного стока, так же как и колебания годового стока, характеризуются кривыми распределения (кривыми обеспеченности), которые определяются следующими статистическими параметрами: средним многолетним значением (нормой) $\bar{x}$, средним квадратическим отклонением σ или коэффициентом вариации (изменчивости) C_v и коэффициентом асимметрии C_s.

Следует учесть, что недостаточная продолжительность имеющихся стоковых рядов в большинстве случаев не позволяет вычислить с необходимой точностью величину коэффициента асимметрии C_s. Поэтому при наличии данных наблюдений величину C_s предпочтительнее подбирать по условию лучшего соответствия кривой обеспеченности эмпирическим точкам или вообще строить кривые обеспеченности годового и сезонного стока графически (на клетчатке вероятности) без вычисления величин C_v и C_s.

При отсутствии данных наблюдений можно исходить из следующих соображений. П. А. Ляпичев (1955) на основании построенных им кривых равнообеспеченных значений сезонного и годового стока Камы, Вятки, Оки, Днепра и некоторых других крупных рек рекомендует принимать коэффициент асимметрии сезонного стока равным его значению для годового стока. Однако эта рекомендация не подходит для неизученных малых и средних рек и лучше основываться на данных исследований И. А. Железняка (1959) по 16 малым и средним рекам Украины, показывающих, что отношение коэффициентов асимметрии и вариации составляет в среднем: для весеннего стока 2,0 (при предельных колебаниях от 1,0 до 2,6, а для подавляющего большинства пунктов — от 2,0 до 2,3), для летне-осеннего стока 2,3 (при предельных

колебаниях от 0 до 3,2 и обычных — от 2,0 до 3,0) и для зимнего стока 2,4 (при предельных колебаниях от 2.3 до 3,9 и обычных — от 2,0 до 3,0). Учитывая, что продолжительность рассмотренных Железняком стоковых рядов составляет от 18 до 33 лет, результаты этих исследований можно рассматривать только по их совокупности и считаться лишь со средними из приведенных выше значений отношения $\frac{C_s}{C_v}$. Но так как при расчетах внутригодового распределения стока приходится иметь дело с обеспеченностями в пределах от 5 до 97%, то отклонение величины отношения $\frac{C_s}{C_v}$ на 0,3—0,4 не сказывается существенно на величинах ординат кривой распределения в пределах этих обеспеченностей, даже при максимальных величинах коэффициента вариации порядка $C_v = 1$. Поэтому практически можно принимать для неизученных рек для всех сезонов, так же как и для года, величину отношения $\frac{C_s}{C_v} = 2$.

При числе составляющих периодов года, равном двум (например, весна и межень), связь между средними многолетними значениями стока за год и за оба периода, а также между соответственными средними квадратическими отклонениями определяется следующими известными выражениями:

$$\overline{\Г} = \overline{\text{В}} + \overline{\text{М}}, \tag{5.1}$$

$$\sigma_{\Г}^2 = \sigma_{\text{В}}^2 + \sigma_{\text{М}}^2 + 2r_{\text{ВМ}}\sigma_{\text{В}}\sigma_{\text{М}}. \tag{5.2}$$

Здесь $\overline{\Г}$, $\overline{\text{В}}$, $\overline{\text{М}}$ — средняя многолетняя величина (норма) объема ($м^3$) или слоя (мм) стока года, весеннего и меженного сезонов; $\sigma_{\Г}$, $\sigma_{\text{В}}$, $\sigma_{\text{М}}$ — соответственные значения среднеквадратических отклонений; $r_{\text{ВМ}}$ — коэффициент корреляции между стоком весны и следующей за ней межени.

В предельном случае при наличии функциональной связи между величинами В и М ($r_{\text{ВМ}} = 1$) выражение (5.2) принимает следующий вид:

$$\sigma_{\Г} = \sigma_{\text{В}} + \sigma_{\text{М}}, \tag{5.2'}$$

а при полном отсутствии связи ($r_{\text{ВМ}} = 0$)

$$\sigma_{\Г} = \sqrt{\sigma_{\text{В}}^2 + \sigma_{\text{М}}^2}. \tag{5.2''}$$

При вычисленных значениях среднего квадратического отклонения стока года и обоих составляющих его периодов величина коэффициента корреляции может быть получена из уравнения (5.2)

$$r_{\text{ВМ}} = \frac{\sigma_{\Г}^2 - \sigma_{\text{В}}^2 - \sigma_{\text{М}}^2}{2\sigma_{\text{В}}\sigma_{\text{М}}}. \tag{5.3}$$

Очевидно, что связи между среднемноголетними величинами и среднеквадратическими отклонениями стока меженного периода (М) и его составляющих — летне-осеннего (Л/О) и зимнего (З) сезонов могут быть выражены теми же формулами (5.1), (5.2) и (5.3), но с заменой в них буквенных обозначений Г, В и М соответственно на М, Л/О и З.

При подсчете коэффициента корреляции по формуле (5.3) следует учитывать, что точность результата в сильной степени зависит от точности вычисления коэффициентов вариации годового и сезонного стока.

Поэтому необходимо вычислять последние с точностью до трех десятичных знаков и притом обязательно за одинаковые годы. В некоторых случаях (особенно при значительной разнице в величинах В и М или Л/О и З) ошибка от округления величины коэффициента вариации до второго десятичного знака может превышать величину коэффициента корреляции. Для контроля полезно вычислить коэффициент корреляции также и по обычной формуле.

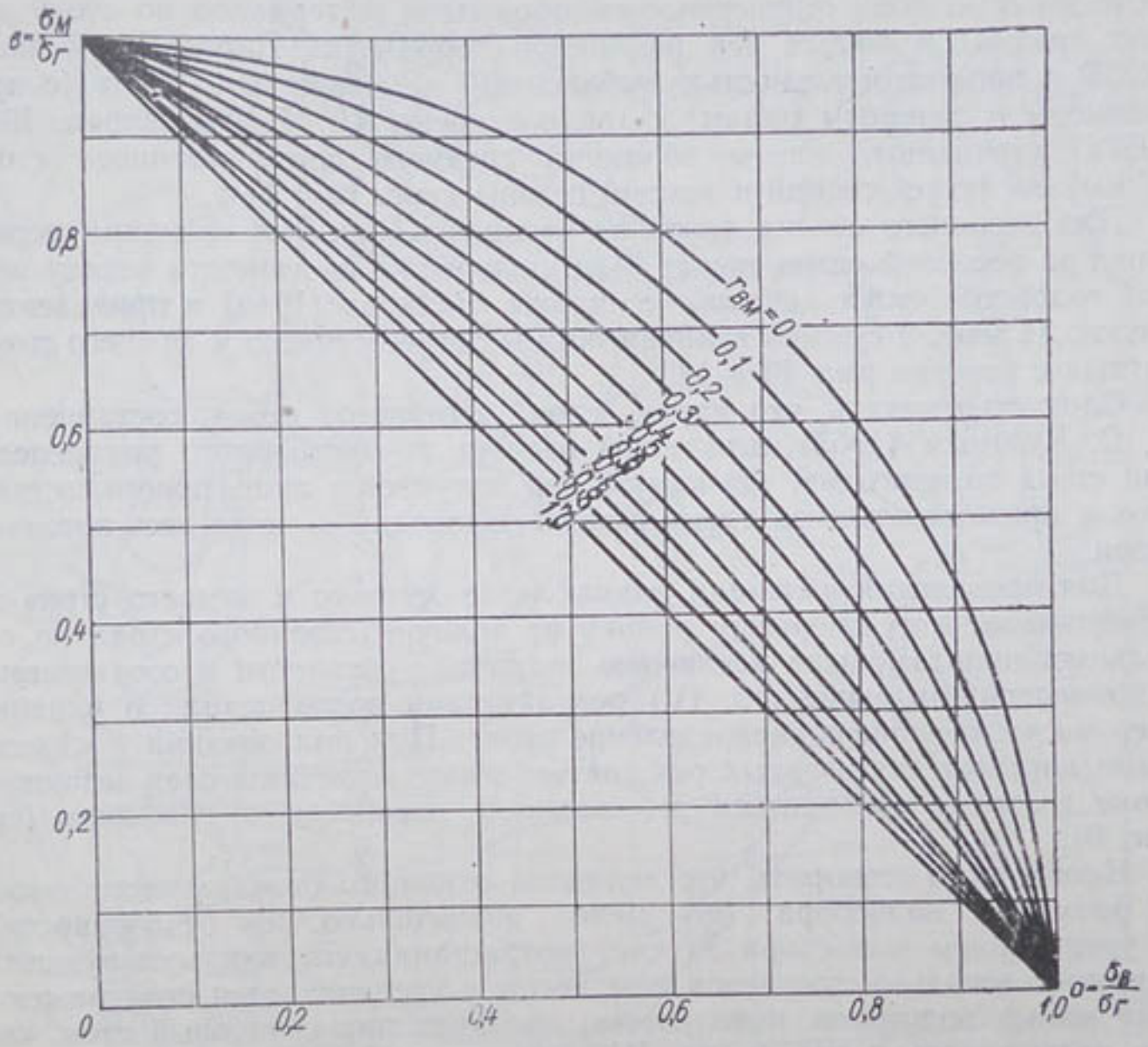


Рис. 12. График связи между величинами среднего квадратического отклонения суммы (годового стока) $\sigma_г$ и двух слагаемых (сезонного стока) $\sigma_в$ и $\sigma_м$ и коэффициента корреляции между слагаемыми $r_{вм}$.

Для облегчения расчетов формулу (5.2) можно привести к следующему виду:

$$1 = a^2 + b^2 + 2rab, \qquad (5.2а)$$

где

$$a = \frac{\sigma_в}{\sigma_г} \text{ и } b = \frac{\sigma_м}{\sigma_г} \left(\text{или } a = \frac{\sigma_{л/о}}{\sigma_м} \text{ и } b = \frac{\sigma_з}{\sigma_м} \right),$$

и по ней построить вспомогательный график (рис. 12), связывающий три переменные: a, b, r. Пользуясь этим графиком, можно по заданным значениям любых двух из указанных переменных найти значение третьей.

Надо отметить, что карты среднего сезонного стока (в процентах от

годового), построенные Б. Д. Зайковым (1946) для общей характеристики распределения годового стока между четырьмя сезонами при постоянных для всей территории СССР (общеклиматических) сроках (весна — III—IV, лето — VII—VIII, осень — IX—XI, зима — XII—III), не пригодны для решения поставленных нами задач, а карты изолиний средних модулей стока за лето (VII—IX), осень (X—XI) и зиму (XII—II и XII—III), построенные в 1943 г. Д. Л. Соколовским (1952, 1959) для Европейской территории СССР, нуждаются в уточнении. Ввиду этого на основании статистической обработки материалов по стоку для всех средних и малых рек равнинной территории Европейской части СССР с продолжительностью наблюдений не менее 10—15 лет (с приведением к длинным рядам) были построены (В. Г. Андреянов, 1957, 1957а) уточненные карты изолиний среднего слоя сезонного стока (в мм) за летне-осенний и зимний сезоны (рис. 13 и 14).

Для весеннего сезона карта не строилась, так как величина нормы стока за весенний сезон может быть получена как разность между нормой годового стока, снятой с карты Зайкова (1946) и приведенной к слою (в мм), и суммой величин нормы летне-осеннего и зимнего стока, снятых с карт на рис. 13 и 14.

Следует отметить, что карта слоя весеннего стока, составленная П. С. Кузиным (1955), для целей расчета внутригодового распределения стока не пригодна, так как по ней получается лишь поверхностный сток и притом только за время самого половодья, а не за весь весенний сезон.

Для проведения изолиний нормы летне-осеннего и зимнего стока по Северо-западному озерному району из величин сезонного стока по отдельным пунктам было исключено влияние озерности в соответствии с приведенными выше (гл. IV) результатами исследования о влиянии озер на межсезонное распределение стока. При пользовании построенными картами для озерных рек снятые с карт величины слоя сезонного стока должны приводиться к заданной озерности по графикам (см. рис. 9).

Необходимо оговорить, что величина сезонного стока зависит также от размеров водосбора (но менее значительно, чем от озерности). С увеличением водосбора за счет возрастания его аккумулирующего влияния несколько снижается сток весны и увеличивается сток межени. Для малых водотоков, неполностью дренирующих грунтовый сток, как это указывалось выше (в гл. IV), снижается доля меженного стока в годовом. Приводимые карты составлены в основном по данным для рек с размерами площадей водосборов от 1—2 до 10—15 тыс. км^2 и, вообще говоря, пригодны только для водосборов в указанных выше пределах. Для рек с аномальными местными условиями, существенно влияющими на распределение стока в году (карст, местная мощная толща песчаных грунтов, искусственное зарегулирование стока в прудах и водохранилищах и т. д.), пользование картами недопустимо. С этими оговорками возможно пользоваться построенными картами для общего представления об изменениях сезонного стока по территории и для приближенных расчетов межсезонного распределения стока на предварительном этапе проектирования.

Многолетние колебания сезонного стока характеризуются величинами коэффициентов вариации стока меженного периода и весеннего, летне-осеннего и зимнего сезонов. Такие сведения для ряда малых и средних рек в различных физико-географических районах при продолжительности наблюдений не менее 15—20 лет приводятся в приложении XV к работе автора (В. Г. Андреянов, 1957).

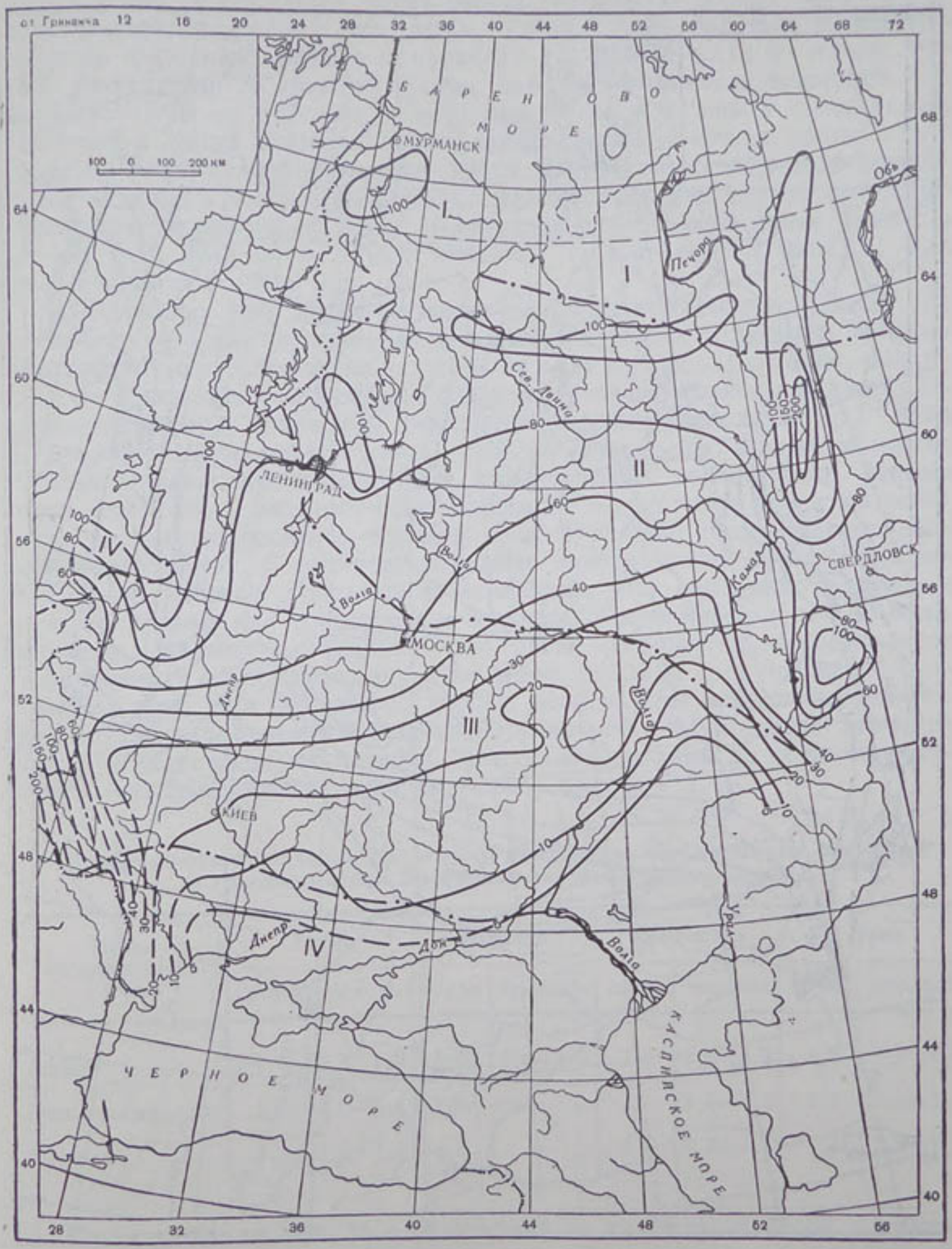


Рис. 13. Карта слоя летне-осеннего стока (мм).

I район — VIII—XI, II район — VII—XI, III район — VI—XI, IV район — V—XI.

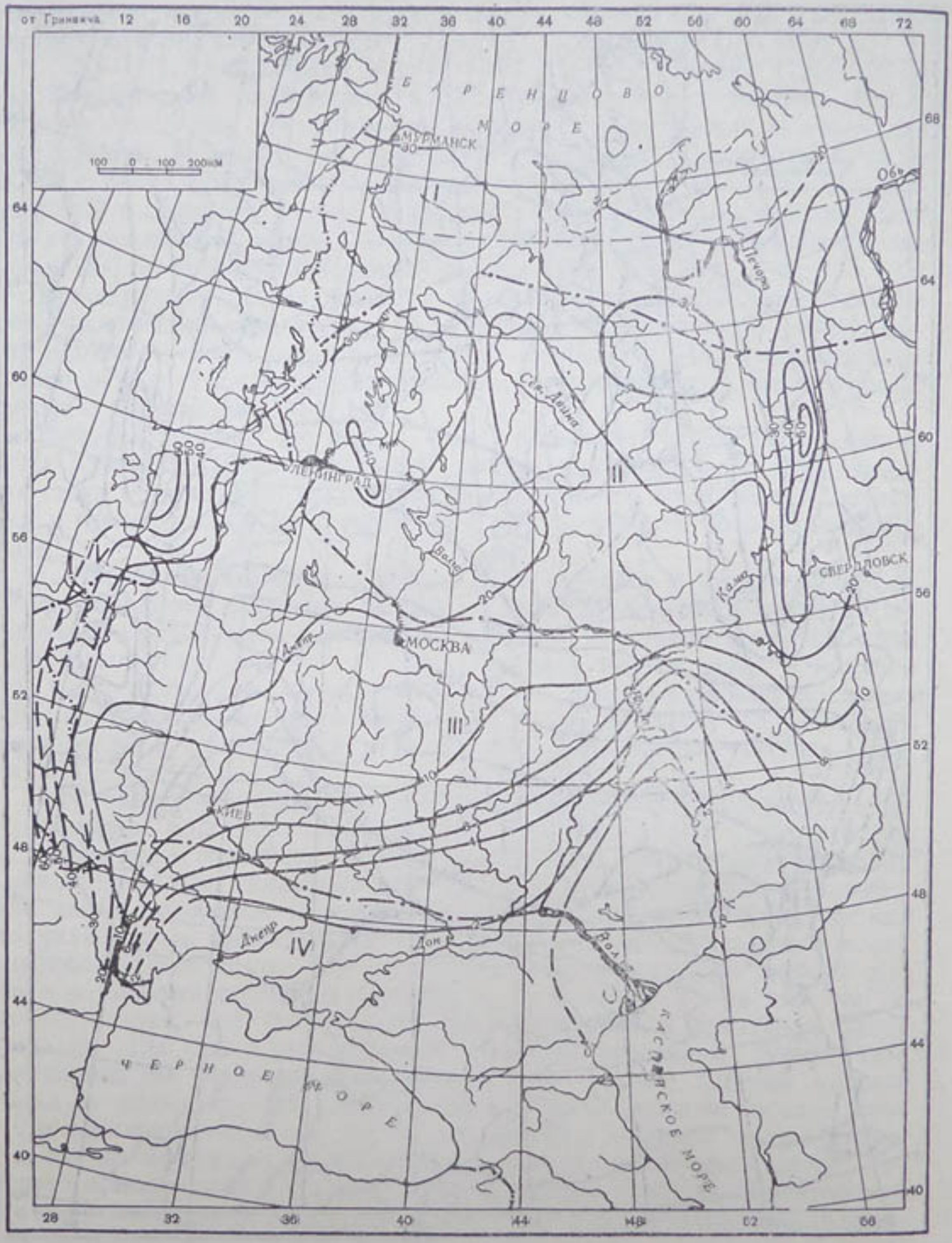


Рис. 14. Карта слоя зимнего стока (мм).
I район — XII—IV, II район — XII—III, III район — XII—II, IV район — XII—I.

Этих данных недостаточно для непосредственного выявления влияния на изменчивость сезонного стока основных физико-географических факторов, но по ним можно установить достаточно ясно выраженные линии связи, проходящие через начало координат между величинами коэффициента вариации стока года и сезонов (рис. 15). Для меженного периода и весеннего сезона намечаются три линии связи по зонам: лесной, лесостепной и степной. Точки для коэффициентов вариации меженного стока по районам, переходным от лесной зоны к лесостепной, тяготеют к линии связи по лесной зоне. Довольно тесная общая связь по всем физико-географическим зонам получается между коэффициентами вариации меженного периода и летне-осеннего сезона (рис. 16). Для зимы аналогичная связь получается значительно менее тесной и может быть выражена двумя линиями: 1) для лесной зоны, 2) для лесостепной и степной зон.

Несомненно, что характер связи между изменчивостью стока года и какого-либо сезона зависит не только от общих зональных физико-географических условий, но также и от ряда местных факторов, влияющих на изменчивость годового и сезонного стока (например, размер площади водосбора, озерность, гидрогеологические условия и пр.). Этим в некоторой мере определяется разброс точек на графиках связи. Однако данных для определения этого влияния недостаточно. Можно лишь проследить некоторую тенденцию к группировке точек по районам, характеризующимся общими однообразными физико-географическими условиями. В значительной мере разброс точек объясняется невысокой точностью определения коэффициентов вариации годового и сезонного стока для сравнительно коротких рядов наблюдений по большинству малых и средних рек. Для наглядного представления о возможных отклонениях точек от линии связи за счет последней причины на рис. 15 и 16 показан график зависимости абсолютного значения среднеквадратической ошибки определения коэффициента вариации при 25-летнем ряде наблюдений. Более длинные ряды на средних и особенно малых реках встречаются очень редко.

Таблица 20

Приближенные значения отношения коэффициентов вариации сезонного и годового стока по физико-географическим зонам

Физико-географическая зона	Весна		Межень		Лето-осень		Зима	
	средн.	пределы	средн.	пределы	средн.	пределы	средн.	пределы
Лесная	1,0	0,8–1,2	1,60	1,4–1,8	1,8	1,6–1,9	1,5	1,1–1,9
Лесостепная . . .	1,2	1,0–1,4	1,0	—	1,1	1,0–1,2	1,2	1,0–1,4
Степная	1,1	1,0–1,2	0,9	—	1,0	0,9–1,1	1,1	0,9–1,3

Приводимые на рис. 15 и 16 графики не имеют расчетного значения, а дают лишь обобщенное представление об относительном влиянии зональных физико-географических условий на соотношение изменчивости сезонного и годового стока. Той же цели служат приближенные данные, приводимые в табл. 20 и установленные по упомянутым графикам связи. При этом, как это очевидно, отношение коэффициентов вариации стока летне-осеннего (или зимнего) сезона к годовому определялось как произведение отношения коэффициентов вариации стока межени и года

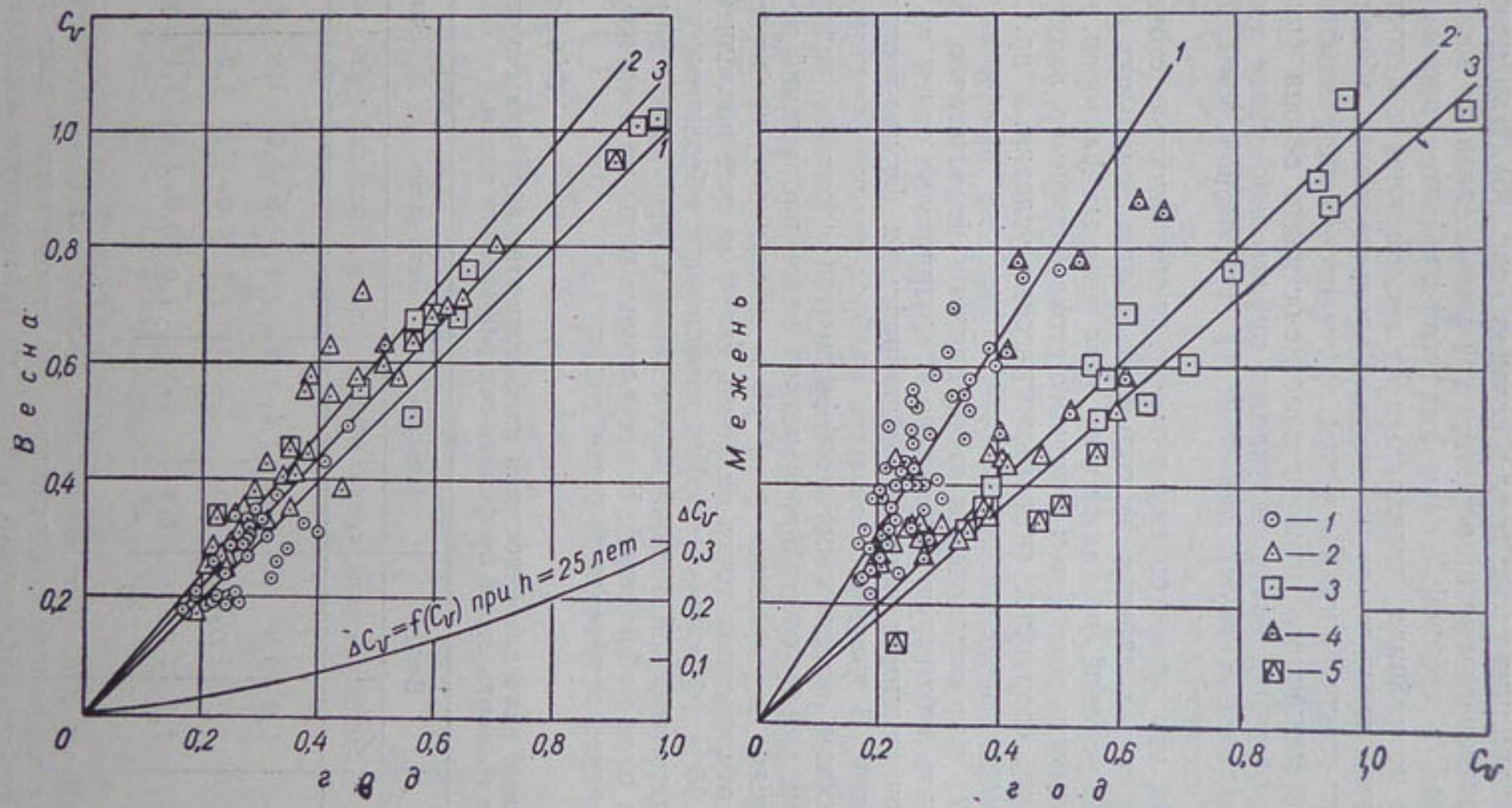


Рис. 15. Графики связи коэффициентов вариации стока: годового $C_{v_г}$, весеннего $C_{v_в}$ и меженного $C_{v_м}$ и кривая зависимости средней квадратической ошибки ΔC_v от C_v при числе лет наблюдений $n = 25$.

1 — лесная зона, *2* — лесостепная зона, *3* — степная зона, *4* — переход от лесной к лесостепной зоне, *5* — переход от лесостепной к степной зоне.

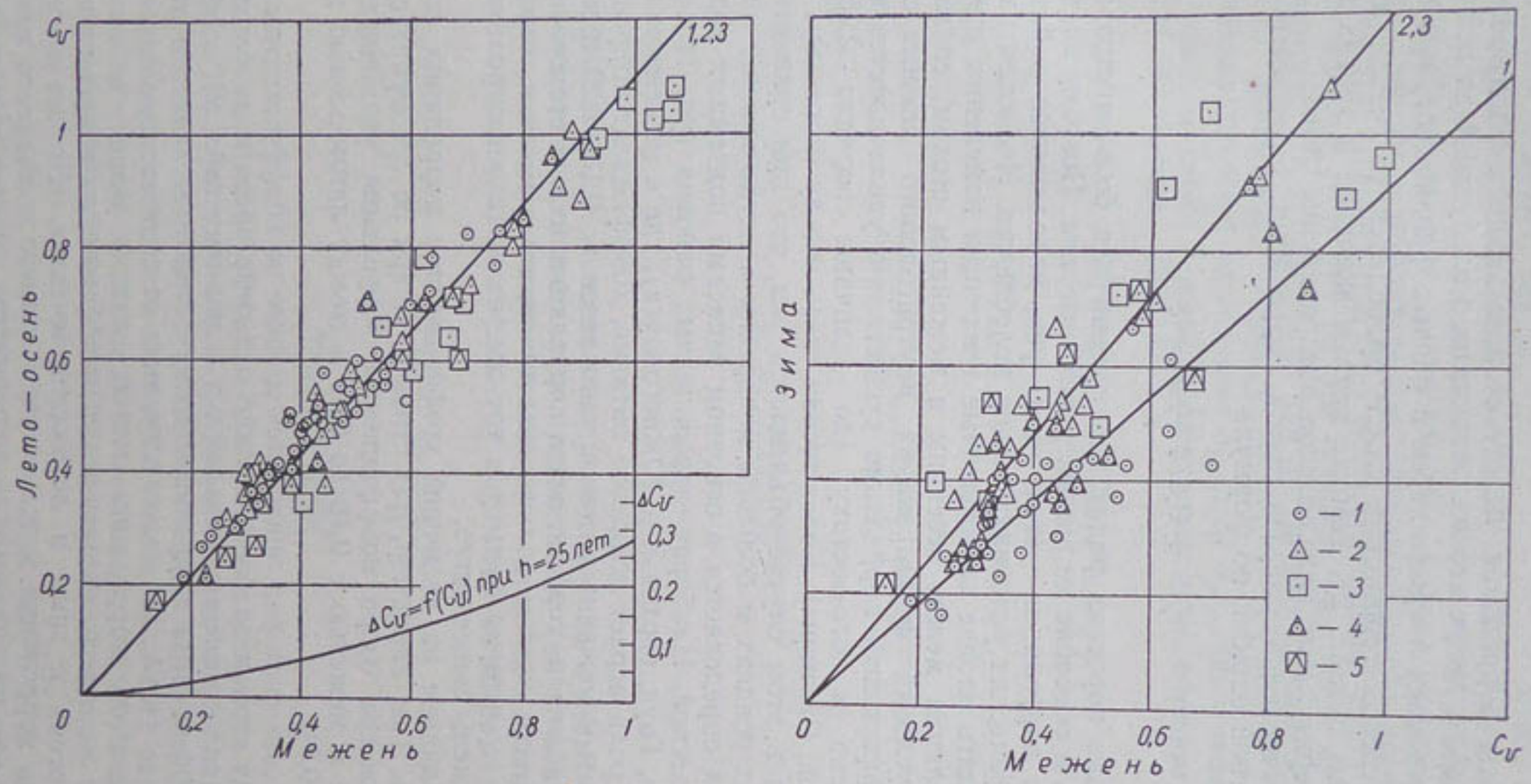


Рис. 16. Графики связи коэффициентов вариации стока меженного $C_{v_м}$, летне-осеннего $C_{v_{л/о}}$ и зимнего $C_{v_з}$ и кривая зависимости средней квадратической ошибки ΔC_v от C_v при числе лет наблюдений $n = 25$.

1 — лесная зона, *2* — лесостепная зона, *3* — степная зона, *4* — переход от лесной к лесостепной зоне, *5* — переход от лесостепной к степной зоне.

и отношения коэффициентов вариации стока летне-осеннего (или зимнего) сезона и меженного периода. Предельные величины отношений даются для подавляющего большинства точек без учета отдельных резко отклоняющихся точек.

Коэффициенты корреляции между стоком весны и следующей за ней межени ($r_{\text{вм}}$), а также стоком лета-осени и следующей за ней зимы ($r_{\text{л|о,з}}$) по ряду малых и средних рек в разных физико-географических районах Европейской территории СССР приводятся (с учетом их вероятной ошибки) в табл. 21. Там же даются значения и других параметров, характеризующих межсезонное распределение стока.

Точность вычисления коэффициентов корреляции, оцениваемая величиной вероятной ошибки по формуле

$$\sigma_r = \pm 0{,}674 \frac{1 - r^2}{\sqrt{n-1}}, \qquad (5.4)$$

при сравнительно коротких рядах наблюдений для большинства пунктов на средних и особенно на малых реках невелика. Поэтому значения коэффициентов корреляции даже для рек, находящихся в близких физико-географических условиях, сильно колеблются. Несмотря на это, можно проследить вполне определенные тенденции изменения коэффициентов корреляции между весенним и меженным стоком, связанные с изменением условий формирования внутригодового режима стока. Величина коэффициента корреляции существенно увеличивается к востоку и особенно к юго-востоку (до величины порядка 0,75 для рр. Сала, Белой, Сакмары). Более тесная связь между меженным и весенним стоком в этом случае объясняется тем, что при сравнительно незначительных осадках и большом испарении в летне-осенний период меженный сток определяется в основном запасами подземных вод, накапливаемых весной. Наоборот, для западных районов (рр. Тихвинка, Ловать, Днепр, Гауя, верховья р. Южного Буга), где в меженном стоке значительную роль играет дождевое питание, коэффициент корреляции между весенним и меженным стоком снижается до 0,10—0,20 и менее.

В среднем величина коэффициента корреляции между стоком летне-осеннего и зимнего сезонов больше, чем для весны и межени, характер изменений на территории примерно тот же, но количественно эти изменения выражены менее четко.

Большое влияние на величины коэффициентов корреляции оказывает озерность. Так, например, для стока р. Свири по сравнению с притоком в Онежское озеро коэффициенты корреляции увеличиваются между весной и меженью с 0,18 до 0,56 и между летом-осенью и зимой с 0,53 до 0,81.

В табл. 22 для ряда рек приводятся данные по коэффициентам корреляции между стоком за более мелкие смежные части года (сезоны). Как видно из сопоставления этих данных с данными табл. 21, в общем величины коэффициентов корреляции между стоком весеннего и летне-осеннего сезонов (табл. 22) мало отличаются от соответствующих величин коэффициентов корреляции между стоком весны и межени (табл. 21). То же можно сказать и про коэффициенты корреляции между стоком осени и зимы и лета-осени и зимы. Что же касается коэффициентов корреляции между стоком летнего и осеннего сезонов (табл. 22), то они получились для большинства пунктов высокими (до 0,96 для р. Сал). Это объясняется значительной ролью устойчивого грунтового питания в стоке обоих этих сезонов, особенно для рек с казахстанским типом внутригодового режима стока, по Б. Д. Зайкову.

Наоборот, коэффициенты корреляции между стоком зимнего и весеннего сезонов по большей части получаются незначительными ввиду сравнительно малой роли устойчивого грунтового питания в формировании стока весеннего сезона.

Исследование возможных сочетаний разной водности (обеспеченности) года и его сезонов может выполняться с помощью кривых условной обеспеченности сезонного стока, характеризующих его колебания при некоторой обусловленной (фиксированной) величине годового стока, частью которого является рассматриваемый сезон.

При делении года (Г) на два периода, например на весенний (В) и меженный (М), необходимые для построения кривой условной обеспеченности параметры: условная норма $\overline{В\,(Г)}$ или $\overline{М\,(Г)}$ и условное среднеквадратическое отклонение $\sigma_{В(Г)}$ или $\sigma_{М(Г)}$ при фиксированном значении годового стока Г выражаются следующим образом (С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель, 1956):

$$\overline{В\,(Г)} = \overline{В} + r_{ГВ}\frac{\sigma_В}{\sigma_Г}(Г - \overline{Г}), \tag{5.5}$$

$$\overline{М\,(Г)} = \overline{М} + r_{ГМ}\frac{\sigma_М}{\sigma_Г}(Г - \overline{Г}), \tag{5.6}$$

$$\sigma_{В(Г)} = \sigma_{М(Г)} = \frac{\sigma_В\sigma_М}{\sigma_Г}\sqrt{1 - r^2_{ВМ}}. \tag{5.7}$$

Здесь

$$r_{ГВ} = \frac{r_{ВМ}\sigma_М + \sigma_В}{\sigma_Г}, \tag{5.8}$$

$$r_{ГМ} = \frac{r_{ВМ}\sigma_В + \sigma_М}{\sigma_Г} \tag{5.9}$$

— коэффициенты корреляции между стоком года и весны и года и межени; остальные обозначения по предыдущему (см. стр. 86). От условного среднеквадратического отклонения легко в случае надобности перейти к условному коэффициенту вариации по выражению

$$C_{v_{В(Г)}} = \frac{\sigma_{В(Г)}}{\overline{В\,(Г)}} \tag{5.10}$$

или

$$C_{v_{М(Г)}} = \frac{\sigma_{М(Г)}}{\overline{М\,(Г)}}. \tag{5.10'}$$

Так как, согласно формуле (5.7), величины условных среднеквадратических отклонений для весны и межени одинаковы, а величины условной нормы обоих периодов в сумме составляют заданный годовой сток, то условная обеспеченность весеннего стока при той же заданной величине годового стока является дополнением до 100% условной обеспеченности меженного стока, а величина весеннего стока — дополнением меженного стока до заданного годового.

Как это очевидно, аналогичные формулы могут быть написаны для параметров условных кривых обеспеченности стока летне-осеннего (Л/О) или зимнего (З) при фиксированном значении меженного стока (М). Для этого в формулах (5.5)—(5.9) необходимо лишь заменить буквенные обозначения Г, В и М соответственно на М, Л/О и З.

Река	Пункт	F км²	Число лет	$\bar{\Gamma}$ мм	C_{v_Γ}	$\frac{\bar{B}}{\bar{\Gamma}}$
Уса	с. Петрунь	31 200	22	507	0,175	0,74
Печора	с. Якша	9 990	28	458	0,160	0,62
Вишера	с. Митраково	9 020	46	670	0,204	0,54
Пинега	с. Кулагоры	37 000	28	280	0,220	0,61
Вага	г. Шенкурск	32 000	28	234	0,214	0,64
Ветлуга	с. Воскресенское	35 050	33	214	0,232	0,66
Унжа	г. Макарьев	18 500	53	258	0,242	0,66
Андога	с. Ольховец	2 080	26	223	0,325	0,56
Свирь	с. Мятусово (приток)[1]	66 400	60	293	0,250	0,53
"	с. Мятусово (сток)[2]	66 400	60	293	0,170	0,29
Тихвинка	д. Горелуха	2 030	66	294	0,240	0,51
Луга	ст. Толмачево[3]	6 320	27	226	0,274	0,50
Ловать	г. Холм[4]	14 700	25	225	0,31	0,60
Гауя	х. Тилдери	2 070	24	283	0,380	0,45
Миния	м. Картена	1 230	20	390	0,300	0,36
Мокша	г. Темников	15 800	20	105	0,340	0,82
Цна	с. Княжево	13 600	16	103	0,270	0,78
Ока	г. Орел	4 890	54	134	0,330	0,69
Свияга	с. Вырыпаевка	3 600	21	81	0,390	0,64
Днепр	г. Смоленск	14 100	56	217	0,266	0,65
Сож	г. Славгород	17 700	42	195	0,295	0,62
Десна	г. Брянск	12 400	51	185	0,230	0,60
Птичь	сан. Крынка	2 010	21	137	0,28	0,54
Рось	г. Корсунь-Шевченковский	10 300	20	79,5	0,42	0,62
Ров	с. Демидовка	1 160	26	84	0,410	0,50
Южный Буг	с. Лелетка	4 000	18	90	0,38	0,50
" "	с. Александровка	46 200	32	57	0,405	0,58
Хорол	г. Миргород	1 920	20	62	0,60	0,84
Орель	г. Китайгород	9 450	20	37,2	0,72	0,79
Дон	г. Лиски	69 100	49	115	0,236	0,70
"	г. Калач	222 000	76	93,5	0,344	0,72
Сев. Донец	г. Лисичанск	52 400	46	68	0,394	0,71
Хопер	г. Балашов	14 300	21	107	0,47	0,82
Ворона	с. Чутановка	5 560	32	117	0,384	0,77
Белая	г. Стерлитамак	21 000	32	183	0,460	0,73
Сакмара	с. Сакмара	28 700	29	141	0,520	0,80
Сал	сл. Мартыновка	19 100	25	20	0,98	0,90

[1] Озерность 5%.
[2] Озерность 20,3%.
[3] Озерность 1,8%.
[4] Озерность 1,3%.

ряда рек Европейской территории СССР

Таблица 21

$\frac{C_{v_В}}{C_{v_Г}}$	$\frac{\sigma_В}{\sigma_Г}$	$\frac{C_{v_М}}{C_{v_Г}}$	$\frac{\sigma_М}{\sigma_Г}$	$r_{ВМ} \pm \sigma_r$	$r_{ГВ} \pm \sigma_r$	$r_{ГМ} \pm \sigma_r$
0,95	0,700	1,83	0,476	0,42±0,12	0,90±0,03	0,77±0,08
1,09	0,674	1,53	0,587	0,26±0,12	0,83±0,04	0,76±0,05
0,99	0,535	1,43	0,655	0,40±0,08	0,80±0,04	0,87±0,02
1,18	0,728	1,45	0,561	0,19±0,12	0,83±0,04	0,70±0,06
0,90	0,575	1,87	0,675	0,27±0,12	0,76±0,05	0,83±0,04
0,82	0,540	1,87	0,641	0,43±0,10	0,82±0,04	0,87±0,03
1,01	0,668	1,74	0,592	0,26±0,08	0,82±0,03	0,77±0,04
0,70	0,385	1,92	0,855	0,18±0,13	0,54±0,10	0,92±0,02
0,80	0,424	1,76	0,830	0,18±0,08	0,57±0,06	0,91±0,02
1,06	0,308	1,12	0,795	0,56±0,06	0,76±0,04	0,96±0,07
1,00	0,510	1,67	0,811	0,10±0,08	0,59±0,05	0,86±0,03
0,99	0,489	1,46	0,737	0,31±0,12	0,71±0,06	0,89±0,03
0,81	0,483	2,16	0,865	0,01±0,14	0,48±0,10	0,89±0,03
0,84	0,374	1,66	0,917	0,03±0,14	0,37±0,12	0,93±0,02
1,00	0,359	1,27	0,810	0,37±0,13	0,66±0,09	0,94±0,02
1,18	0,970	0,91	0,164	0,15±0,15	0,99±0,0	0,31±0,14
1,22	0,942	1,13	0,255	0,10±0,17	0,96±0,01	0,35±0,15
1,18	0,816	1,76	0,547	0,04±0,08	0,84±0,03	0,58±0,06
1,17	0,758	0,92	0,326	0,66±0,08	0,97±0,01	0,82±0,05
1,07	0,695	1,85	0,658	0,09±0,09	0,76±0,04	0,72±0,04
1,30	0,800	1,05	0,395	0,32±0,09	0,93±0,02	0,65±0,06
1,33	0,800	1,23	0,490	0,15±0,09	0,87±0,028	0,61±0,06
1,17	0,630	1,17	0,540	0,44±0,12	0,88±0,03	0,82±0,05
1,29	0,800	1,02	0,388	0,34±0,14	0,94±0,02	0,66±0,09
1,51	0,755	1,07	0,538	0,17±0,13	0,84±0,04	0,60±0,07
1,63	0,816	0,92	0,460	0,17±0,16	0,84±0,05	0,60±0,10
1,38	0,804	0,89	0,376	0,36±0,10	0,92±0,01	0,66±0,07
1,10	0,925	0,82	0,130	0,49±0,12	0,99±0,0	0,59±0,10
1,18	0,935	0,85	0,178	0,30±0,14	0,98±0,01	0,46±0,12
1,41	0,980	0,60	0,183	0,02±0,10	0,98±0,00	0,21±0,09
1,27	0,914	0,92	0,260	0,21±0,07	0,96±0,0	0,45±0,06
1,22	0,865	1,03	0,297	0,32±0,09	0,96±0,01	0,57±0,07
1,19	0,970	0,71	0,131	0,14±0,15	0,99±0,0	0,26±0,14
1,15	0,878	0,99	0,230	0,43±0,10	0,98±0,01	0,61±0,08
0,85	0,616	1,70	0,450	0,78±0,05	0,96±0,01	0,92±0,02
1,02	0,810	1,15	0,238	0,75±0,06	0,99±0,0	0,84±0,04
1,02	0,918	1,07	0,107	0,73±0,06	0,99±0,0	0,78±0,05

Река	Пункт	$\frac{\bar{Л}/О}{\bar{М}}$	$\frac{C_{v_{Л\|О}}}{C_{v_М}}$	$\frac{\sigma_{Л\|О}}{\sigma_М}$	$\frac{C_{v_З}}{C_{v_М}}$
Уса	с. Петрунь	0,84	1,09	0,916	1,25
Печора	с. Якша	0,81	1,19	0,950	0,67
Вишера	с. Митраково	0,79	1,10	0,870	0,96
Пинега	с. Кулагоры	0,81	1,19	0,961	0,84
Вага	г. Шенкурск	0,85	1,13	0,955	0,92
Ветлуга	с. Воскресенское	0,75	1,15	0,869	1,13
Унжа	г. Макарьев	0,71	1,16	0,825	1,01
Андога	с. Ольховец	0,69	1,13	0,782	0,82
Свирь	с. Мятусово (приток) [1] . .	0,66	1,32	0,870	0,68
»	с. Мятусово (сток) [2] . . .	0,66	1,10	0,725	1,00
Тихвинка	д. Горелуха	0,71	1,20	0,857	1,00
Луга	ст. Толмачево [3]	0,74	1,20	0,885	0,90
Ловать	г. Холм [4]	0,73	1,07	0,780	1,20
Гауя	х. Тилдери	0,73	1,24	0,910	0,97
Миния	м. Картена	0,66	1,31	0,887	1,16
Мокша	г. Темников	0,71	1,22	0,865	1,03
Цна	с. Княжево	0,69	1,33	0,925	1,01
Ока	г. Орел	0,71	1,08	0,766	1,26
Свияга	с. Вырыпаевка	0,73	0,98	0,708	1,21
Днепр	г. Смоленск	0,77	1,20	0,920	0,88
Сож	г. Славгород	0,71	1,19	0,845	1,03
Десна	г. Брянск	0,74	1,11	0,820	0,97
Птичь	сан. Крынка	0,62	1,12	0,690	1,24
Рось	г. Корсунь-Шевченковский	0,64	1,25	0,805	1,21
Ров	с. Демидовка	0,71	0,86	0,616	1,82
Южный Буг	с. Лелетка	0,68	1,14	0,778	1,08
» »	с. Александровка	0,65	1,11	0,722	1,25
Хорол	г. Миргород	0,63	1,23	0,780	1,25
Орель	г. Китайгород	0,59	1,28	0,755	1,49
Дон	г. Лиски	0,71	1,11	0,795	1,52
»	г. Калач	0,47	0,86	0,408	1,68
Сев. Донец	г. Лисичанск	0,64	1,07	0,684	1,33
Хопер	г. Балашов	0,74	1,19	0,877	1,19
Ворона	с. Чутановка	0,73	1,00	0,730	1,39
Белая	г. Стерлитамак	0,76	1,03	0,781	1,18
Сакмара	с. Сакмара	0,73	0,98	0,718	1,18
Сал	сл. Мартыновка	0,66	0,99	0,644	1,73

[1] Озерность 5%.
[2] Озерность 20,3%.
[3] Озерность 1,8%.
[4] Озерность 1,3%.

$\frac{\sigma_3}{\sigma_M}$	$r_{ЛИО.\ З} \pm \sigma_r$	$r_{М,\ ЛИО} \pm \sigma_r$	$r_{МЗ} \pm \sigma_r$	$\frac{C_{v_{В_p+М_p}}}{C_{v_Г}}$	$\frac{C_{v_{ЛИО_p+З_p}}}{C_{v_М}}$
0,204	0,33±0,13	0,98±0,01	0,50±0,11	1,179	1,118
0,126	0,32±0,11	0,96±0,01	0,41±0,10	1,259	1,081
0,199	0,56±0,07	0,98±0,0	0,69±0,05	1,192	1,075
0,157	0,18±0,12	0,99±0,0	0,33±0,11	1,287	1,110
1,138	0,29±0,12	0,99±0,0	0,42±0,10	1,249	1,086
0,280	0,34±0,10	0,96±0,01	0,58±0,08	1,183	1,152
0,290	0,49±0,07	0,97±0,06	0,69±0,05	1,260	1,116
0,254	0,81±0,04	0,99±0,0	0,89±0,03	1,241	1,039
0,221	0,53±0,06	0,98±0,0	0,69±0,05	1,257	1,090
0,340	0,81±0,03	0,97±0,01	0,92±0,01	1,103	1,043
0,287	0,37±0,07	0,96±0,01	0,60±0,05	1,324	1,146
0,237	0,38±0,11	0,97±0,01	0,57±0,09	1,223	1,123
0,325	0,57±0,09	0,95±0,01	0,75±0,06	1,350	1,103
0,257	0,23±0,13	0,97±0,01	0,47±0,11	1,291	1,163
0,393	0,08±0,15	0,92±0,02	0,46±0,12	1,170	1,286
0,300	0,30±0,14	0,96±0,01	0,56±0,10	1,108	1,171
0,314	0,08±0,16	0,95±0,01	0,39±0,12	1,200	1,236
0,365	0,50±0,07	0,95±0,01	0,75±0,04	1,358	1,129
0,334	0,85±0,04	0,98±0,01	0,93±0,02	1,078	1,035
0,206	0,31±0,08	0,98±0,0	0,49±0,07	1,354	1,122
0,302	0,39±0,09	0,96±0,01	0,63±0,06	1,193	1,146
0,250	0,65±0,06	0,98±0,0	0,80±0,04	1,295	1,072
0,478	0,45±0,12	0,95±0,01	0,79±0,06	1,177	1,168
0,433	0,24±0,14	0,91±0,03	0,62±0,10	1,188	1,238
0,519	0,55±0,09	0,90±0,02	0,86±0,04	1,296	1,137
0,347	0,55±0,11	0,90±0,03	0,86±0,04	1,271	1,100
0,437	0,45±0,10	0,92±0,02	0,77±0,05	1,177	1,115
0,480	0,19±0,15	0,88±0,04	0,64±0,09	1,067	1,276
0,612	0,06±0,15	0,80±0,06	0,55±0,11	1,210	1,368
0,433	0,26±0,09	0,91±0,02	0,64±0,06	1,157	1,227
0,890	0,06±0,08	0,46±0,06	0,92±0,02	1,170	1,299
0,485	0,44±0,08	0,90±0,02	0,79±0,04	1,163	1,174
0,316	0,24±0,14	0,95±0,01	0,53±0,11	1,115	1,192
0,376	0,60±0,08	0,96±0,01	0,82±0,04	1,110	1,103
0,292	0,60±0,08	0,98±0,01	0,77±0,05	1,062	1,094
0,326	0,84±0,04	0,99±0,0	0,93±0,02	1,051	1,036
0,607	0,28±0,13	0,82±0,04	0,78±0,05	1,027	1,249

Таблица 22

Коэффициенты корреляции между стоком за смежные сезоны года

Река	Пункт	Площадь водосбора, км²	Число лет	Весна и лето-осень $r_{в, л\|о} \pm \sigma_r$	Лето и осень $r_{л, о} \pm \sigma_r$	Осень и зима $r_{о, з} \pm \sigma_r$	Зима и весна $r_{з, в} \pm \sigma_r$
Печора	с. Якша	9 990	28	0,36±0,11	0,32±0,11	0,56±0,09	0,19±0,12
Вишера	с. Митраково	9 020	46	0,47±0,08	0,56±0,07	0,60±0,06	0,16±0,10
Пинега	с. Кулагоры	37 000	28	0,09±0,12	0,51±0,09	0,52±0,09	0,13±0,13
Вага	г. Шенкурск	32 000	28	0,64±0,07	0,47±0,10	0,39±0,11	0,059±0,13
Ветлуга	с. Воскресенское	35 050	33	0,40±0,10	0,61±0,07	0,42±0,10	0,27±0,11
Унжа	г. Макарьев	18 500	53	0,17±0,09	0,45±0,07	0,66±0,05	0,43±0,08
Андога	с. Ольховец	2 080	26	0,06±0,13	0,81±0,05	0,72±0,06	0,57±0,08
Тихвинка	с. Горелуха	2 030	66	0,05±0,08	0,50±0,06	0,53±0,06	0,15±0,08
Луга	ст. Толмачево[1]	6 320	27	0,28±0,12	0,70±0,07	0,50±0,10	0,13±0,13
Ловать	г. Холм[2]	14 700	25	0,08±0,13	0,70±0,07	0,49±0,10	0,17±0,13
Гауя	х. Тилдери	2 070	24	−0,05±0,14	0,32±0,13	0,40±0,12	−0,22±0,13
Ока	г. Орел	4 890	54	0,14±0,09	0,69±0,05	0,51±0,07	0,03±0,09
Днепр	г. Смоленск	14 100	57	0,06±0,05	0,51±0,07	0,35±0,08	−0,09±0,09
Сож	г. Славгород	17 700	42	0,23±0,10	0,49±0,08	0,48±0,08	−0,04±0,10
Десна	г. Брянск	12 400	51	0,64±0,06	0,34±0,08	0,37±0,08	0,02±0,10
Южный Буг	с. Александровка	46 200	32	0,29±0,11	0,40±0,10	0,51±0,09	0,06±0,12
Дон	г. Лиски	69 100	49	0,02±0,10	0,64±0,06	0,20±0,09	0,02±0,09
Сев. Донец	г. Лисичанск	52 400	46	0,28±0,09	0,84±0,03	0,51±0,07	0,28±0,09
Ворона	с. Чутановка	5 560	32	0,52±0,09	0,79±0,04	0,63±0,07	0,61±0,08
Белая	г. Стерлитамак	21 000	32	0,68±0,06	0,67±0,07	0,70±0,06	0,28±0,11
Сакмара	г. Сакмара	28 700	29	0,75±0,06	0,83±0,04	0,81±0,04	0,52±0,09
Сал	сл. Мартыновка	19 100	25	0,64±0,08	0,96±0,01	0,51±0,10	0,55±0,10

[1] Озерность 1,8%.
[2] Озерность 1,3%.

Для построения по найденным параметрам условной кривой обеспеченности обычно применяемые в гидрологии типы кривых распределения с неограниченным верхним пределом, строго говоря, являются непригодными, так как при фиксированном значении годового стока Г величина сезонного стока В(Г) или М(Г), как это очевидно, не может превзойти в пределе величины годового стока Г. Для этой цели может быть использован метод построения кривых обеспеченности с ограниченным верхним пределом (С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель, 1956). Однако для обеспеченностей более 5% можно практически пользоваться таблицами ординат при $C_s=2C_v$ для обычных кривых обеспеченности с неограниченным верхним пределом, так как результаты расчета по ним в этом случае не будут практически отличаться от результатов расчета по кривым с ограниченным верхним пределом.

Условные кривые обеспеченности могут также строиться методом, предложенным Г. А. Алексеевым (1951, 1955). Этот метод основывается на переходе от переменной, корреляционно связанной с аргументом, например, от весеннего слоя стока В, находящегося в корреляционной зависимости от годового стока Г, к переменной, независимой от аргумента, например, к отношению весеннего и годового стока $\frac{В}{Г}$. Для независимой переменной все условные кривые сливаются в одну, полностью совпадающую с безусловной кривой обеспеченности. Для перехода к условным кривым переменной В при фиксированной водности года Г достаточно перемножить все ординаты общей кривой обеспеченности переменной $\frac{В}{Г}$ на соответственное значение Г. Если для переменной $\frac{В}{Г}$ наблюдается некоторая корреляционная связь с аргументом Г, необходимо подобрать какую-то другую, более сложную функцию от В и Г, для которой связь с аргументом Г полностью отсутствует.

Необходимость индивидуального и в некоторых случаях сложного подбора независимой переменной и трудность обобщения результатов при массовых расчетах по ряду рек не позволили применить метод Г. А. Алексеева для наших целей, хотя в отдельных случаях, если учитывать, например, не прямолинейную, а криволинейную корреляционную связь, он может дать более точные результаты.

Изложенный выше метод построения условных кривых обеспеченности С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля по условной норме и условному среднеквадратическому отклонению проще и нагляднее и, кроме того, позволяет обобщать данные расчетов по величинам этих параметров для массовых расчетов при исследовании соотношений между сезонным и годовым стоком. Практическое применение этого метода так же, как это, например, делается для годового стока по норме и коэффициенту вариации. Поэтому последний метод и был принят нами рассматривается в предшествующей работе автора (В. Г. Андреянов, 1957).

В качестве примера на рис. 17 приводятся для р. Тихвинки у д. Горелухи условные кривые обеспеченности меженного стока для трех фиксированных значений годового стока в сопоставлении с безусловной кривой обеспеченности. Аналогично этому могут быть построены, например, и условные кривые обеспеченности стока зимнего сезона при фиксированном стоке меженного периода.

Пользуясь построенными на рис. 17 условными кривыми обеспеченности, мы можем, например, для года заданной водности Г=208 мм (маловодный год обеспеченностью 90%) найти соответственное, наибо-

лее вероятное (50%-ной обеспеченности) значение меженного стока $M_{50\%}(Г) = 82$ мм или возможное низкое 90%-ной условной обеспеченности $M_{90\%}(Г) = 42$ мм и вообще любое заданное сочетание безусловной обеспеченности стока года и условной обеспеченности стока сезона.

Соответственная величина стока второго (весеннего) периода определяется по разности между величинами стока года и меженного периода. При этом условная обеспеченность стока второго периода будет равна дополнению условной обеспеченности первого периода до 100%.

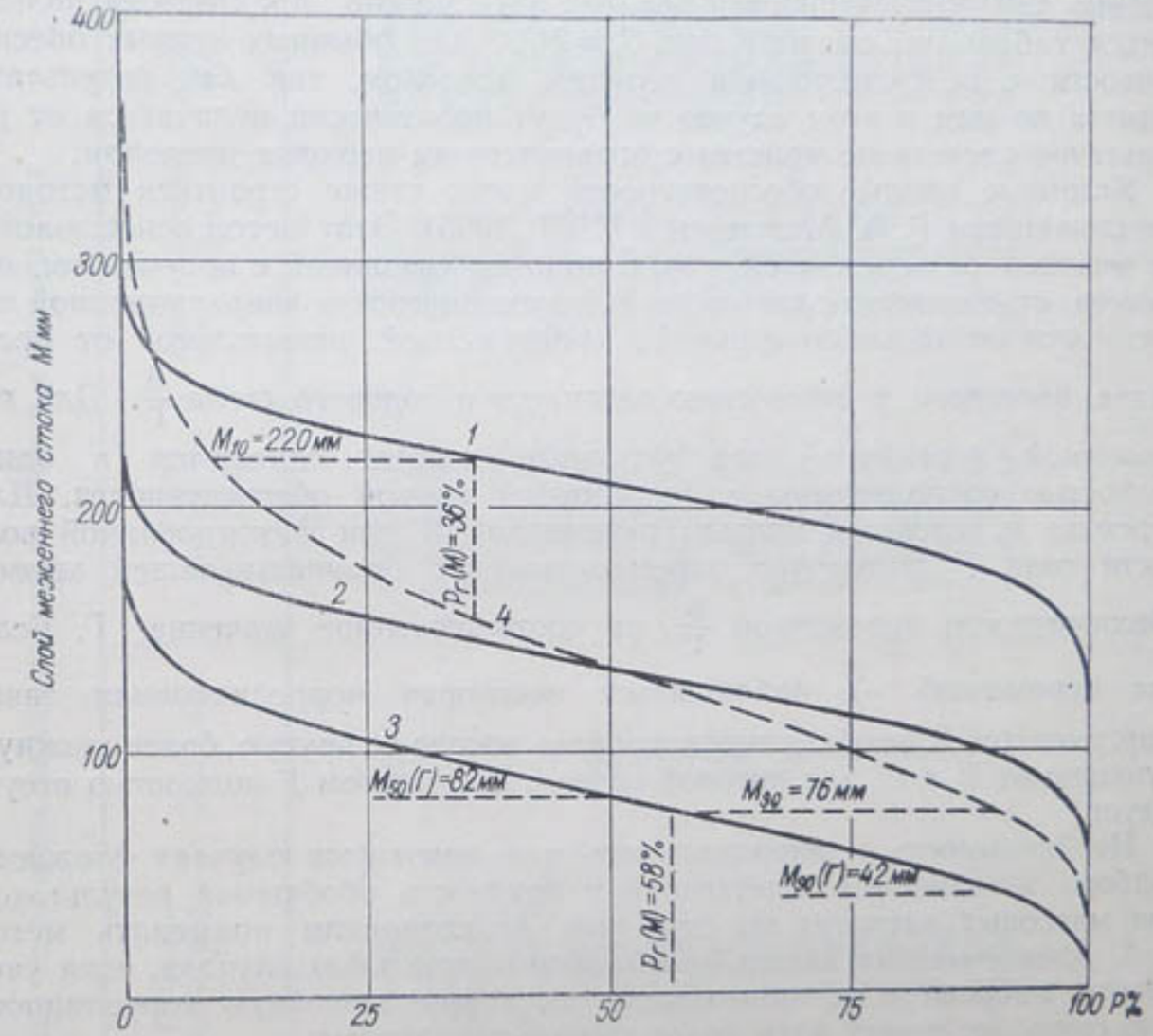


Рис. 17. Кривые обеспеченности слоя меженного стока (мм) р. Тихвинки у д. Горелухи.

1 — условная кривая обеспеченности при фиксированном годовом стоке ($Г = 387$ мм; $P_Г = 10\%$), *2* — то же ($Г = 288$ мм; $P_Г = 50\%$), *3* — то же ($Г = 208$ мм; $P_Г = 90\%$), *4* — безусловная кривая обеспеченности.

Так, например, для первого из рассмотренных случаев соответственный слой весеннего стока $В = Г - М = 208 - 82 = 126$ мм и его условная обеспеченность $P_Г(В) = 100 - 50 = 50\%$, а для второго — $В = 208 - 42 = 166$ мм и $P_Г(В) = 100 - 90 = 10\%$.

В практике проектирования для расчета стока частей года (периодов, сезонов, месяцев, декад) пользуются обычно не условными обеспеченностями, описанными выше, а безусловными, так же как и для годового стока. В большинстве случаев этого требует сама постановка задачи при проектировании, так как потребителя воды (или гидроэнергии) интересует именно безусловная обеспеченность, характеризующая степень гарантии отдачи воды (или гидроэнергии) за рассматриваемый сезон, вне зависимости от того, при каком сочетании водности данного сезона и года эта отдача будет иметь место.

Однако при применении безусловных обеспеченностей к расчетам стока сезонов (или других частей года) следует обязательно учитывать ограничения, которые накладываются приведенной выше зависимостью

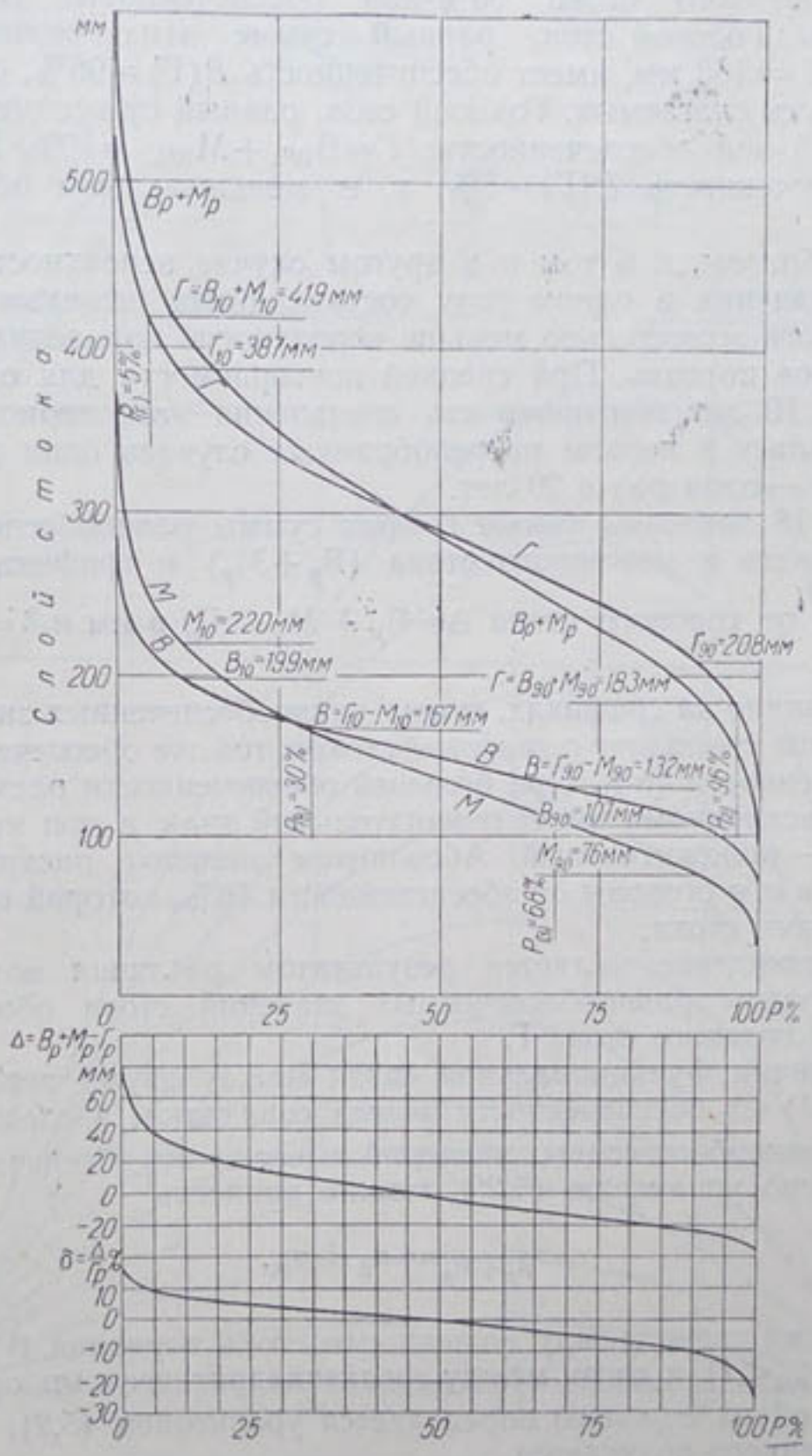


Рис. 18. Кривые обеспеченности годового (Г), весеннего (В) и меженного (М) стока; графики суммы равнообеспеченных значений весеннего и меженного стока ($B_p + M_p$) и ее отклонений от годового стока той же обеспеченности: $\Delta = B_p + M_p - Г_p$ и $\delta = \frac{\Delta}{Г_p}\%$ (р. Тихвинка у д. Горелухи).

(5.2) между величинами среднеквадратического отклонения суммы и слагаемых. Из указанной зависимости вытекает, что при одинаковых обеспеченностях двух слагаемых (или суммы и одного из слагаемых) обеспеченность суммы (или второго слагаемого) будет, вообще говоря,

иной. Покажем это на примере р. Тихвинки у д. Горелухи. На рис. 18 даны безусловные кривые обеспеченности слоя стока: годового (Г), весеннего (В) и меженного (М). По этим кривым величины слоя весеннего и меженного стока 90%-ной обеспеченности $B_{90\%}=107$ мм, $M_{90\%}=76$ мм. Годовой сток, равный сумме этих сезонных величин $Г=107+76=183$ мм, имеет обеспеченность $P(Г)=96\%$, бо́льшую, чем обеспеченность слагаемых. Годовой сток, равный сумме весеннего и меженного 10%-ной обеспеченности: $Г=B_{10\%}+M_{10\%}=199+220=419$ мм, имеет обеспеченность $P(Г)=5\%$, т. е. меньшую, чем обеспеченность слагаемых.

Таким образом, и в том и в другом случае вероятность (повторяемость) совпадения в одном году составляющих периодов одинаковой обеспеченности значительно меньше вероятности появления каждого из этих периодов порознь. При средней повторяемости для одного из них один раз в 10 лет повторяемость совпадения этих периодов в одном году получилась в первом из разобранных случаев один раз в 25 лет и во втором — один раз в 20 лет.

На рис. 18 показаны также график суммы равнообеспеченных значений весеннего и меженного стока (B_p+M_p) и графики отклонений этой суммы от годового стока $\Delta=B_p+M_p-Г_p$ в мм и $\delta=\frac{\Delta}{Г_p}$ в процентах.

Как это видно на графиках, сумма равнообеспеченных значений стока двух периодов совпадает с годовым стоком той же обеспеченности лишь при обеспеченности 46%. При бо́льшей обеспеченности расхождение между этими величинами имеет отрицательный знак, а при меньшей обеспеченности — положительный. Абсолютное значение расхождения увеличивается в обе стороны от обеспеченности 46%, которой соответствует норма годового стока.

Это расхождение является результатом различия коэффициентов вариации суммы равнообеспеченных значений стока обоих периодов (B_p+M_p) и годового стока Г.

При наличии функциональной связи между двумя переменными В и М ($r_{BM}=1$) их обеспеченности всегда совпадают, а следовательно, и сумма их равнообеспеченных значений имеет ту же обеспеченность. При этом, согласно уравнению (5.2′), можно написать

$$\sigma_{B_p+M_p}=\sigma_B+\sigma_M. \qquad (5.2''')$$

Обычно же связь между величинами стока периодов В и М корреляти́вная ($r_{BM}<1$) и связь между среднеквадратическими отклонениями для года и обоих периодов определяется уравнением (5.2).

Из последнего получается

$$\sigma_M=-r_{BM}\sigma_B+\sqrt{\sigma_Г^2-(1-r_{BM}^2)\sigma_B^2}. \qquad (5.2'''')$$

Подставляя последнее выражение в уравнение (5.2′′′), находим

$$\sigma_{B_p+M_p}=(1-r_{BM})\sigma_B+\sqrt{\sigma_Г^2-(1-r_{BM}^2)\sigma_B^2}.$$

Учитывая, что $\overline{B}+\overline{M}=\overline{Г}$, получаем

$$\frac{C_{v_{B_p+M_p}}}{C_{v_Г}}=\frac{\sigma_{B_p+M_p}}{\sigma_Г}=(1-r_{BM})\frac{\sigma_B}{\sigma_Г}+\sqrt{1-(1-r_{BM}^2)\frac{\sigma_B^2}{\sigma_Г^2}}. \qquad (5.11)$$

Величина этого отношения всегда больше единицы и может изменяться в следующих пределах:

при $r_{вм}=1$

$$\frac{C_{v_{В_p+м_p}}}{C_{v_г}}=1, \tag{5.11'}$$

при $r_{вм}=0$

$$\frac{C_{v_{В_p+м_p}}}{C_{v_г}}=\frac{\sigma_в}{\sigma_г}+\sqrt{1-\frac{\sigma_в^2}{\sigma_г^2}}=\frac{\sigma_в+\sigma_м}{\sigma_г}. \tag{5.11''}$$

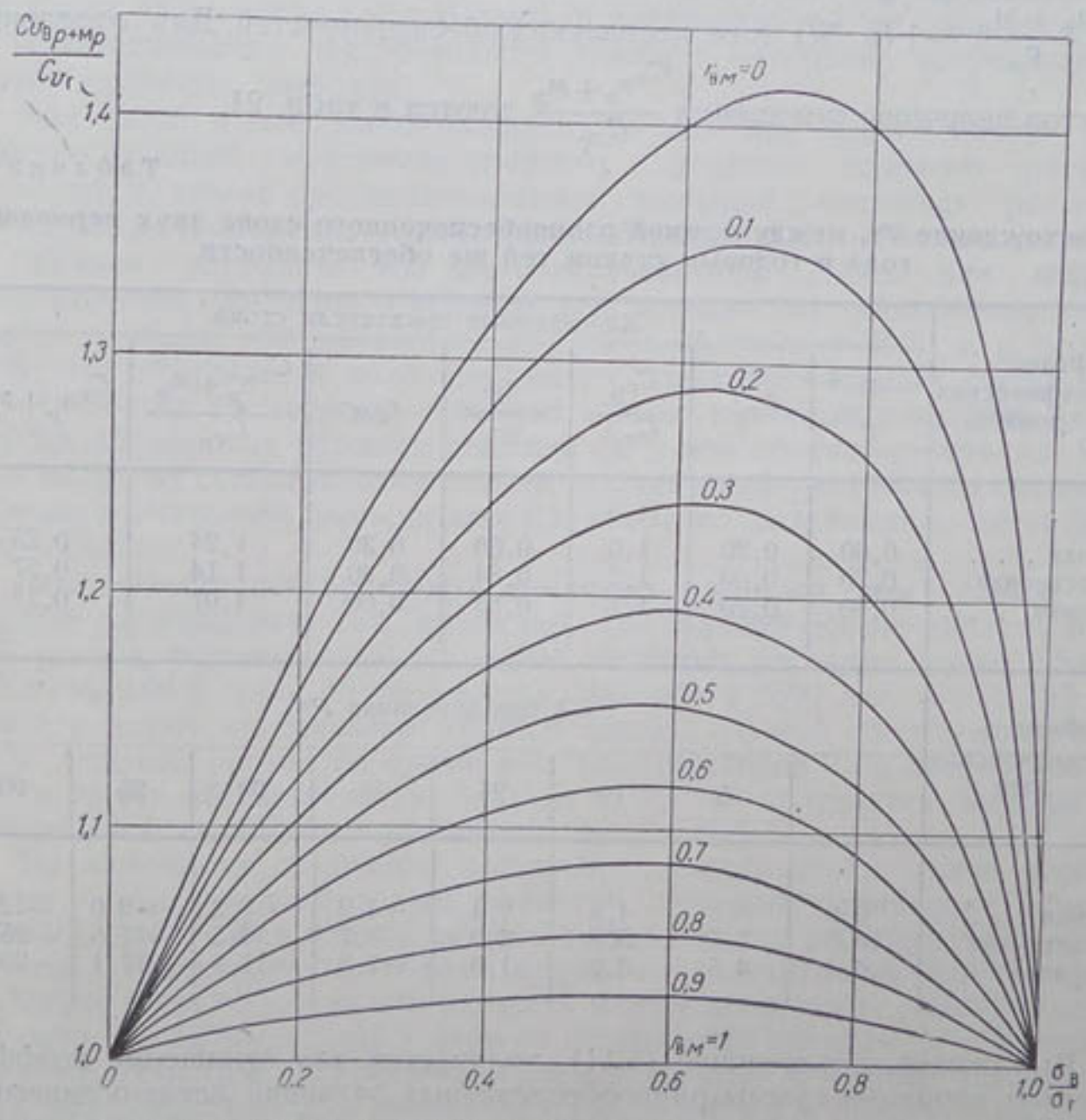


Рис. 19. График зависимости отношения коэффициентов вариации суммы равнообеспеченных величин стока весны и межени $C_{v_{В_p+м_p}}$ и годового стока $C_{v_г}$ от отношения среднеквадратических отклонений стока весны $\sigma_в$ и года $\sigma_г$ и от коэффициента корреляции $r_{вм}$.

По формуле (5.11) построен график (рис. 19), из которого наглядно видно, что величина отношения коэффициентов вариации суммы равнообеспеченных значений стока двух периодов и годового стока $\frac{C_{v_{В_p+м_p}}}{C_{v_г}}$ быстро увеличивается с уменьшением коэффициента корреляции между стоком обоих периодов $r_{вм}$ и для данного $r_{вм}$ достигает максимума

при значении $\frac{\sigma_В}{\sigma_Г} \cong 0{,}60—0{,}70$. При $r_{вм}=0$ и $\frac{\sigma_В}{\sigma_Г} \cong 0{,}7$ коэффициент вариации суммы равнообеспеченных величин стока двух периодов превышает коэффициент вариации годового стока на 41,6%.

В табл. 23 приводятся величины отношения $\frac{C_{v_{В_p+М_p}}}{C_{v_Г}}$ для характерных значений $r_{вм}$ и $\frac{\sigma_В}{\sigma_Г}$ по трем физико-географическим зонам и соответственные величины расхождения между суммой равнообеспеченного стока двух периодов и годовым стоком той же обеспеченности $\delta = \frac{В_p + М_p}{Г_p} - 1$ (в %) для нескольких обеспеченностей. Для отдельных пунктов величины отношения $\frac{C_{v_{В_p+М_p}}}{C_{v_Г}}$ даются в табл. 21.

Таблица 23

Расхождение δ% между суммой равнообеспеченного стока двух периодов года и годовым стоком той же обеспеченности

Физико-географическая зона	Характерные показатели стока						
	$\frac{\bar{В}}{\bar{Г}}$	$C_{v_Г}$	$\frac{C_{v_В}}{C_{v_Г}}$	$\frac{\sigma_В}{\sigma_Г}$	$r_{вм}$	$\frac{C_{v_{В_p+М_p}}}{C_{v_Г}}$	$C_{v_{В_p+М_p}}$
Лесная	0,60	0,20	1,0	0,60	0,30	1,24	0,25
Лесостепная	0,70	0,50	1,2	0,84	0,40	1,14	0,57
Степная . . .	0,80	0,70	1,1	0,88	0,60	1,07	0,75

Физико-географическая зона	δ при значениях P%							
	1	5	10	25	75	90	95	99
Лесная	9,6	6,8	4,8	2,4	—4,2	- 7,3	—9,0	—12,8
Лесостепная	10,5	7,5	5,6	2,0	—8,7	- 13,5	—17,5	—25,7
Степная . . .	6,4	4,5	3,2	1,0	—7,8	—11,8	—17,1	—23,7

Выражение, аналогичное (5.11), получается для отношения коэффициентов вариации суммы равнообеспеченных значений летне-осеннего и зимнего сезонов и стока меженного периода той же обеспеченности

$$\frac{C_{v_{Л|О_p+З_p}}}{C_{v_М}}.$$

Величины этого отношения по рекам, находящимся в различных физико-географических условиях, приводятся в табл. 21. Из табл. 23 видно, что распределение между суммой равнообеспеченного стока двух периодов года (весны и межени) и годовым стоком той же обеспеченности достигает для маловодного года 90%-ной обеспеченности 7—13%, а для года 95%-ной обеспеченности — до 9—17%, и, следовательно, принятие распределения стока, равнообеспеченного по частям года, даже при делении только на два сезона, приводит к крупным погрешностям.

При делении года на три или четыре сезона, или на еще большее число частей, например на месячные интервалы, обеспеченность годового стока, полученного как сумма равнообеспеченных слагаемых, отличается от обеспеченности слагаемых еще резче, чем при делении года на два периода, а расхождения между суммой равнообеспеченных значений слагаемых и годовым стоком той же обеспеченности резко возрастают.

В качестве примера приводим в табл. 24 равнообеспеченные месячные расходы р. Сож у г. Славгорода по 42-летнему ряду наблюдений для обеспеченностей 5, 10, 25, 50, 75, 90 и 95%, а также их среднемноголетние значения. В таблице сопоставляются суммы равнообеспеченных месячных расходов за год с годовыми расходами той же обеспеченности и устанавливается обеспеченность годовых расходов, полученных по сумме месячных расходов.

Как этого и следовало ожидать, только при обеспеченности 46%, соответствующей среднемноголетнему значению годового расхода, а значит, и сумме среднемноголетних значений месячных расходов, имеет место равенство суммы равнообеспеченных месячных расходов с годовым расходом той же обеспеченности. Даже для медианных значений расходов (50%-ной обеспеченности) обеспеченность годового расхода, полученного по их сумме, составляет 64%, т. е. больше 50%, что объясняется положительной асимметрией кривых распределения месячных расходов, а величина суммы месячных расходов, деленной на 12, меньше годового расхода 50%-ной обеспеченности на 10%. Как видно из сопоставления медианных значений расходов со средними, первые значительно меньше вторых, особенно для месяцев летне-осенней межени.

Чем меньше повторяемость месячных расходов, тем больше указанные расхождения. Так, например, для 5%-ной обеспеченности годовой расход, определенный по сумме месячных расходов, имеет обеспеченность 0,04% (или повторяемость один раз в 2500 лет, т. е. в 125 раз более редкую) и превышает годовой расход 5%-ной обеспеченности на 49%. Годовой расход по сумме месячных расходов 95%-ной обеспеченности имеет обеспеченность больше 99,9% и получается меньше годового расхода 95%-ной обеспеченности на 45%.

Во избежание получения величины годового стока малой вероятности более целесообразным является принятие одинаковой обеспеченности для года и одного из двух составляющих периодов (весны или межени). Тогда величина объема (или слоя) годового стока второго периода может быть получена как разность между величинами заданной обеспеченности годового стока и первого периода. На примере по р. Тихвинке у д. Горелухи (рис. 18) величины слоя стока года и межени одинаковой 90%-ной обеспеченности получаются $Г_{90\%} = 208$ мм и $М_{90\%} = 76$ мм, а соответственный слой весеннего стока $В = Г_{90\%} - М_{90\%} = 208 - 76 = 132$ мм. Эта величина слоя по кривой обеспеченности весеннего стока имеет обеспеченность 68%. Аналогично при обеспеченности годового и меженного стока 10% получается $В = Г_{10\%} - М_{10\%} = 387 - 220 = 167$ мм и $P(В) = 30\%$. Таким образом, обеспеченность стока за второй период года, полученного как разность величин стока за год и за первый период, при одинаковой большой их обеспеченности имеет меньшую обеспеченность, а при малой их обеспеченности — бо́льшую обеспеченность. Повторяемость стока второго периода в обоих случаях получается бо́льшей (для рассмотренного примера соответственно один раз в 3 года и в 2,5 года по сравнению с повторяемостью один раз в 10 лет для годового и меженного стока).

Таблица 24

Равнообеспеченные месячные расходы воды р. Сож у г. Славгорода и годовые расходы, определенные по сумме месячных расходов и по заданной обеспеченности

Процент обеспеченности	Период повторения N лет	Равнообеспеченные месячные расходы воды, м³/сек.											
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
5	20	65	100	500	1135	345	140	134	111	95	96	141	126
10	10	57,5	64	395	960	260	97	104	96	76	89	130	105
25	4	47,5	43	210	750	170	67	73	72	60	72	95	77
50	2	40,0	36	80	520	100	50	49	49	46	51	65	58
Среднее 46	2,2	40,6	41,6	146	529	140	60,2	61,2	53,5	48,5	55,3	71,4	60,9
75	4	28	28	40	260	75	38	37	32	33	34	44	38
90	10	22	20	30	160	60	33	28	24	23	26	32	28
95	20	21	18	25	120	50	30	24	19	20	23	26	24

Процент обеспеченности	Сумма месячных расходов $\Sigma Q_{мес}$ м³/сек.	Средний годовой расход ($\Sigma Q : 12$) м³/сек.	Обеспеченность годового расхода, %	Период повторения N' лет	Год заданной обеспеченности		$\Sigma Q_{мес} - 12Q_{ср}$ м³/сек.	$\frac{\Sigma Q_{мес} - 12Q_{ср}}{\Sigma Q_{мес}} 100\%$	Увеличение периода повторения в $\frac{N'}{N}$ раз
					средний годовой расход $Q_{ср}$ м³/сек.	$12Q_{ср}$ м³/сек.			
5	2 988	249	0,04	2 500	167	2 000	988	49,4	125
10	2 433	203	0,8	125	154	1 850	583	31,5	12,5
25	1 736,5	145	14	7,2	130	1 560	176,5	11,3	1,8
50	1 144,0	85,3	64	2,8	105	1 265	−121	−9,6	1,4
Среднее 46	1 308	109	46	2,2	109	1 308	0	0	1,0
75	688	57,5	96	25	84,2	1 010	−322	−32,0	6,25
90	486	40,5	99,6	250	69,2	830	−344	−41,5	25
95	400	33,3	99,9	1 000	60,8	730	−330	−45,2	50

Весьма существенным является вопрос о вероятности совпадения стока года и одного из двух периодов (например, межени) однозначной водности (одинаковой безусловной обеспеченности). Эта вероятность может характеризоваться условной обеспеченностью меженного стока при фиксированной величине (или обеспеченности) годового стока. Для рассматриваемого выше примера по р. Тихвинке при 90%-ной обеспеченности года и межени находим на рис. 18 по соответствующей кривой условной обеспеченности при $Г_{90\%}=208$ мм, что меженному стоку $М=76$ мм соответствует условная обеспеченность $P_Г(М)=58\%$. Это значит, что межень заданной или меньшей водности может повториться в среднем примерно один раз в 2,5 года, имеющих эту же водность, т. е. такое сочетание меженного и годового стока близко к наиболее вероятному (медианному или один раз в два года). Аналогично для рассмотренного примера при 10%-ной обеспеченности года и межени получается условная обеспеченность $P_Г(М)=36\%$. Это равносильно тому, что межень заданной или большей водности может повториться в среднем один раз из 3 лет этой же водности, т. е. это сочетание тоже достаточно близко к наиболее вероятному (медианному).

Легко показать, что при заданной одинаковой безусловной обеспеченности стока года и одного из периодов (например, меженного) теоретическими пределами условной обеспеченности стока этого периода являются 50% (случай функциональной связи между стоком года и сезонов, т. е. наличие условия $r_{ГМ}=r_{ГВ}=r_{ВМ}=1$) и величина, равная заданной безусловной обеспеченности (случай полного отсутствия связи между стоком года и периода, т. е. условие $r_{ГВ}=0$ или $r_{ГМ}=0$, при котором кривые условной обеспеченности совпадают с кривой безусловной обеспеченности). Однако между стоком года и составляющих его периодов всегда должна существовать некоторая корреляционная связь, как между суммой и слагаемыми, и минимальная величина коэффициента корреляции между ними определяется выражениями:

$$r_{ГВ}=\frac{\sigma_В}{\sigma_Г} \qquad (5.8')$$

и

$$r_{ГМ}=\frac{\sigma_М}{\sigma_Г}, \qquad (5.9')$$

вытекающими из уравнений (5.8) и (5.9) при подстановке в них величин $r_{ВМ}=0$, т. е. при полном отсутствии связи между стоком обоих периодов. Поэтому фактическая величина второго предела условной обеспеченности сезонного стока при фиксированном значении годового стока получается значительно меньше, чем величина безусловной обеспеченности. Так, например, для рек лесной зоны, как показали исследования, этот предел составляет около 60% (или повторяемость один раз в 2,5 года) при безусловной обеспеченности 75% и около 67% (повторяемость один раз в 3 года) при безусловной обеспеченности 90%.

Для второго периода пределы условной обеспеченности являются дополнением до 100% условной обеспеченности первого периода, а повторяемости для обоих периодов одинаковы.

Указанные узкие пределы возможных колебаний условной обеспеченности сезонного стока характеризуют большую вероятность совпадения в одном году стока одного из периодов и годового одинаковой безусловной обеспеченности.

Таким же образом при делении меженного периода на два сезона: летне-осенний и зимний, задаваясь одинаковой обеспеченностью стока

меженного периода и зимнего сезона, мы можем найти величину стока летне-осеннего сезона как $Л/О = M_p - З_p$, и ее повторяемость будет несколько большей, чем повторяемость стока межени и зимы.

Если условные обеспеченности полученных таким образом величин лимитирующего сезона (например, зимы) отнести к фиксированной водности года, а не межени, то предельная возможная величина условной обеспеченности получается несколько большей, чем указанная выше для периодов года, а именно 67%, или повторяемость один раз в 3 года при безусловной обеспеченности годового стока 75% (см. ниже, табл. 27).

Сказанное справедливо при задании обеспеченностей суммы и одного из слагаемых одинаковыми или одного порядка. Если же, например, задать обеспеченность годового стока 95%, а меженного 5%, то разность соответственных величин годового и меженного стока может получиться даже отрицательной (для рассматриваемого примера по р. Тихвинке $В = Г_{95\%} - М_{5\%} = 189 - 248 = -59$ мм), что показывает на невозможность такого сочетания обеспеченностей годового и меженного стока. При обеспеченности года 90% и межени 10% сток весны получается положительным $В = Г_{90\%} - М_{10\%} = 208 - 176 = 32$ мм, однако его повторяемость получается слишком малой — около одного раза в 1000 лет (обеспеченность больше 99,9%). Поэтому в случае значительной разницы в обеспеченности года и одного из сезонов следует переходить к расчету с помощью условных кривых обеспеченности, способ построения которых был рассмотрен выше.

В обычных же случаях практических расчетов межсезонного распределения стока, когда нас интересует безусловная обеспеченность года и составляющих его периодов и сезонов, надобность в применении условных кривых обеспеченности отпадает. При этом, принимая одинаковую безусловную обеспеченность стока года и лимитирующего периода (или этого периода и внутри него лимитирующего сезона), мы удовлетворяем требованиям проектирования (см. ниже, стр. 133), а определяя сток второго периода как разность между стоком года и первого периода (или сток второго сезона как разность величин стока лимитирующего периода и лимитирующего сезона, входящего в него), мы учитываем точно имеющиеся природные связи стока периодов и сезонов между собой и с годовым стоком. Областью применения условных кривых обеспеченности сезонного стока является исследование природных соотношений сезонного стока, рассматривавшихся в настоящем разделе, и анализ существующих методов расчета внутригодового распределения стока (см. гл. VI).

ГЛАВА VI

ОБЗОР И АНАЛИЗ СУЩЕСТВУЮЩИХ МЕТОДОВ И ПРИЕМОВ СОСТАВЛЕНИЯ КАЛЕНДАРНОГО ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА

Расчетные характеристики внутригодового режима стока должны достаточно полно и правильно отражать рассмотренные выше природные соотношения между показателями стока за отдельные части года в соответствии с определяющими эти соотношения физико-географическими условиями.

Из бесконечного числа возможных сочетаний стока за отдельные сезоны и их части для целей гидрологического обоснования проекта должно быть выбрано одно расчетное сочетание (иногда два или три), удовлетворяющее требованиям проектирования применительно к наме-

чаемой схеме использования водных ресурсов. Расчетное сочетание для проектирования должно выбираться как возможное невыгодное, но не слишком редкой повторяемости, обеспечивающее задаваемую степень гарантии безаварийной и бесперебойной работы рассматриваемого предприятия. В связи с этим при расчете должно обращаться внимание не только на водность года, но и на водность тех периодов и сезонов, которые являются критическими (лимитирующими) при данной схеме использования стока, например, при энергетическом использовании в условиях Севера при отсутствии или незначительности регулирования стока — межень и внутри ее зимний сезон.

Поэтому к анализу методов и приемов расчета внутригодового распределения стока надо подходить одновременно как с точки зрения правильного отражения ими существующих природных закономерностей внутригодового режима стока, так и с точки зрения удовлетворения требований проектирования. В конечном счете решающим критерием оценки применимости того или иного метода расчета внутригодового распределения стока является близость результатов водохозяйственных расчетов по принятому распределению к соответственным результатам расчетов по всему имеющемуся ряду лет.

Среднее внутригодовое распределение стока по месяцам года, приводимое рядом авторов (Д. И. Кочерин, 1927; Б. Д. Зайков, 1946, 1946а; Д. Л. Соколовский, 1943, 1946, 1952, 1959 и др.), которое характеризует «нормальный годовой ход стока» (Д. И. Кочерин, 1927), может служить для общей сравнительной оценки хода стока в году по различным рекам и разным гидрологическим районам, но не может обычно приниматься в качестве расчетного распределения стока года средней водности для определения параметров проектируемого водохозяйственного предприятия. Это является допустимым на предварительных стадиях проектирования и лишь для районов с устойчивым во все годы внутригодовым режимом стока, например, для северо-востока Европейской территории СССР. При значительных сдвигах во времени различных фаз стока (пика половодья, пиков паводков и т. д.), что особенно характерно для рек запада и юго-запада Европейской части Союза ССР, при осреднении по календарным датам получается очень выравненное внутригодовое распределение стока, не имеющее места ни в одном из фактических лет, в связи с чем за таким распределением в практике установилось наименование «среднее фиктивное». Такое распределение приводит к существенным преувеличениям в оценке эффективности проектируемой ГЭС по выработке энергии и особенно по гарантированной мощности. Например, для одной из проектировавшихся сельских ГЭС на р. Шелонь такое преувеличение составляло около 30% от выработки и свыше 40% от гарантированной мощности.

Типовой схематизированный гидрограф ГГИ (В. Г. Глушков, 1925; Е. Э. Эрльбаум, 1932), получаемый путем осреднения величин расходов за все годы не по календарным датам, а по фазам внутригодового режима (начало, пик и конец половодья и летне-осенних паводков, низкая летняя и зимняя межень и т. д.), дает более правильное представление о нормальном ходе стока в году, чем среднее фиктивное распределение, но не получил широкого распространения в практике ввиду сложности построения и неопределенности выбора характерных точек гидрографа и не может рассматриваться как расчетное распределение.

Во избежание нежелательного излишнего выравнивания иногда взамен среднего фиктивного применяется медианное распределение (месячные

расходы 50%-ной обеспеченности). Хотя при этом распределение и получается менее выравненным, но благодаря положительной асимметрии кривых обеспеченности расходов за каждый месяц все медианные значения расходов получаются ниже средних и соответственно годовой расход получается значительно ниже среднего многолетнего (см. гл. V, табл. 24). Отнесение расхождения между получающимся годовым расходом и средним многолетним к весеннему периоду приводит к резкой внутригодовой неравномерности стока (маловодная межень и многоводная весна), не характерной для лет средней водности, а разгонка невязки пропорциональна всем месячным величинам — к не характерному, слишком выравненному ходу стока. Поэтому применение медианного распределения не может быть рекомендовано в качестве расчетной характеристики распределения стока в году средней водности.

Более правильным является принятие применяемого иногда в практике проектирования относительного помесячного распределения одного из фактических лет с водностью, близкой к средней, и с распределением, близким к среднему фиктивному (но не столь сглаженному).

Для расчетных маловодного и многоводного лет в практике проектирования в большинстве случаев принимается относительное распределение по месяцам (в долях года) за какой-либо характерный фактический год с водностью, близкой к заданной. От этого распределения переход к расчетным величинам месячного стока осуществляется путем умножения значений относительного распределения на величину годового стока заданной обеспеченности. Выбор расчетного маловодного из числа фактических маловодных лет в настоящее время обычно осуществляется по дополнительному, определяемому требованиями проектирования, условию маловодности лимитирующего сезона, например, выбирается маловодный год с маловодной меженью.

Указанные выше требования проектирования к расчетному внутригодовому распределению стока среднего и маловодного лет учитываются К. П. Воскресенским (1951), которым приводятся для всех пунктов с длинными рядами наблюдений по лесостепной и лесной зонам Европейской территории СССР данные не только по самому маловодному году, но и по маловодному году с самой низкой меженью, а также за фактический средневодный год с распределением, приближающимся к среднему фиктивному.

Значение указанного выше требования о выборе модели расчетного распределения из числа фактических маловодных лет с наиболее низкой меженью видно из следующего примера.

В качестве модели расчетного распределения маловодного года в практике водноэнергетического проектирования для всего северо-запада Европейской территории СССР получил широкое распространение 1939/40 г. (так называемый водохозяйственный год с 1/IV по 1/IV). Распределение стока в этом году может быть принято за расчетное, как невыгодное с точки зрения энергетического использования, ибо маловодность этого года обусловливается низким меженным стоком при относительно высоком весеннем. Следующий за ним 1940/41 г. для значительной части указанной территории даже более маловодный, чем предыдущий, наоборот, отличается очень низким весенним стоком при сравнительно высоком меженном стоке (значительно выше среднего, особенно для зимы). Таким образом, распределение стока по модели 1940/41 г. является очень выгодным с точки зрения использования стока и поэтому не может быть принято в качестве расчетного. Минимальная мощность и годовая выработка энергии при отсутствии регулирования стока получаются по этому году больше, чем в среднем году.

В табл. 25 приводятся данные по месячным расходам и по относительному распределению стока в году по р. Тихвинке у д. Горелухи для 1939/40 и 1940/41 гг. Как видно из этой таблицы, в 1939/40 г. сток межени составляет всего 27,7% годового стока, а в 1940/41 г. — 71,3%. Если применить распределение стока по моделям этих лет к маловодному году 85%-ной обеспеченности, то в 1939/40 г. обеспеченность весеннего стока будет составлять 35%, а меженного и зимнего — 95% и в 1940/41 г. — весеннего стока — 99,9%, меженного — 34% и зимнего — 8%.

Таблица 25

Внутригодовое распределение стока р. Тихвинки у д. Горелухи ($F = 2030$ км²; $\omega_{оз} = 0{,}5\%$) за маловодные 1939/40 и 1940/41 гг.

Год		Весна				Лето-осень					
		IV	V	VI	сезон ΣQ	VII	VIII	IX	X	XI	сезон ΣQ
1939/40	Q м³/сек.	67,1	19,8	8,82	95,72	6,33	3,96	3,25	3,39	7,31	24,24
	%	50,1	14,9	6,8	72,3	4,8	3,0	2,5	2,6	5,1	18,0
1940/41	Q м³/сек.	30,0	16,1	7,63	53,73	8,92	4,08	15,3	14,7	35,8	78,8
	%	16,0	8,6	4,1	28,7	4,8	2,2	8,1	7,8	19,1	42,0

Год		Зима						Год ΣQ	$Q_{ср. год}$
		XII	I	II	III	сезон ΣQ	межень ΣQ		
1939/40		7,71	1,93	1,48	1,73	12,85	37,09	132,81	11,1
		5,8	1,5	1,1	1,3	9,7	27,7	100	
1940/41		39,4	6,77	4,54	4,32	55,03	133,83	187,56	15,6
		21,0	3,6	2,4	2,3	29,3	71,3	100	

Так как фактические годы всегда содержат в себе индивидуальные, нетипичные особенности по отдельным месяцам, то иногда в практике проектирования для расчетного распределения маловодного (или многоводного) года принимается среднее распределение за все маловодные (многоводные) годы. Такому приему присущи, хотя и в меньшей степени, те же недостатки, что и среднему фиктивному распределению, подсчитываемому за все годы.

В некоторых случаях в распределение характерного фактического года — маловодного, многоводного или среднего, принимаемого за расчетный, вносятся поправки в отдельные месяцы для исключения нетипичных особенностей данного года, что вносит в расчет элементы субъективности.

Для неизученных рек внутригодовое распределение принимается в практике проектирования или по аналогии с изученной рекой или по районным схемам распределения.

Д. Л. Соколовским (1946, 1952) составлены схемы среднего распределения для ряда крупных районов Европейской территории Союза ССР. Для Северо-западной озерной области схемы распределения дифференцируются им в зависимости от степени озерности водосбора, что позволяет использовать их для расчетных целей (подробнее см. стр. 72).

К. П. Воскресенским (1951) даются схемы районного внутригодового распределения стока рек и временных водотоков степной и лесостепной зон Европейской территории СССР по нескольким градациям площади водосбора для следующих характерных лет: среднего, обеспеченного на 50%; среднего маловодного, обеспеченного на 80%, и маловодного с наиболее низкой меженью, обеспеченного на 97%.

Очень обстоятельно разработаны районные схемы внутригодового распределения стока рек и временных водотоков Украинской ССР (И. А. Железняк, 1951, 1953, 1959). В его последней работе 1959 г. схемы распределения устанавливаются для четырех градаций водности года (многоводного, среднего, маловодного и очень маловодного) путем осреднения по каждой градации водности распределения стока за характерные годы по всем рекам района (с учетом сдвига в разные годы сроков наступления различных фаз внутригодового режима). Для малых рек вводятся поправки на время добегания весеннего половодья за счет величины площади водосбора, его заболоченности и уклона реки, а для временных водотоков учитывается также время их пересыхания.

Для горных областей схемы среднего внутригодового распределения стока обычно даются с подразделением не только по районам, но и по градациям высоты водосборов и в ряде случаев с учетом различных условий подземного питания (Б. Д. Зайков, 1946а; Л. А. Владимиров, 1948; В. Л. Шульц, 1949).

С. Н. Никитиным дается типовое внутригодовое распределение стока по 31 району Европейской территории СССР и по 11 районам Азиатской (Краткий справочник, 1949; С. Н. Никитин, 1952), составленное путем отбора для каждого пункта наблюдений одного из фактических гидрографов, принимаемого за типичный, и далее из их числа, наиболее типичного для всего района. При этом не учитывается разный характер распределения в годы различной водности и для рек с различной площадью и озерностью водосбора. Поэтому это распределение не может иметь расчетного значения.

В связи с тем что распределение по модели характерного фактического года неизбежно содержит в себе нетипичные индивидуальные особенности, присущие только этому году, а среднее распределение (по всем годам или по их части, например, по группе маловодных лет) получается более сглаженным, чем распределение за отдельные годы, то методически более правильным является составление (компоновка) расчетного внутригодового распределения стока на основе анализа существующих соотношений между величинами стока за отдельные части года (см. гл. V) и в соответствии с требованиями проектирования.

Способ компоновки расчетного года из отдельных расчетных сезонов впервые в виде законченной схемы был разработан Г. И. Швецом (1946) для рек Украинской ССР в соответствии с предложением А. В. Огиевского (1941, 1952). Согласно этой схеме, год делится на три сезона: весна, лето-осень и зима. Обеспеченность стока двух сезонов, представляющих наибольший интерес с точки зрения использования стока (например, лета-осени и весны) применительно к потребностям орошения (Г. И. Швец, 1946, стр. 96) или лета-осени и зимы при энергетическом использовании (выдержки из инструкции Укрсельэлектропроекта, 1946), принимается равной заданной обеспеченности года. Сток третьего сезона определяется как разность величин стока за год и суммарного стока за два сезона. Для расчета распределения стока неизученных рек даются картограммы нормы и коэффициента вариации указанных трех сезонов. Кроме того, приводятся типовые схемы внутрисезонного помесячного распределения стока по нескольким районам

для трех групп водности года, для различных сроков наступления и продолжительности половодья и для разной длины рек.

Хотя эта расчетная схема и не предназначается ее автором для изученных рек, однако, по крайней мере в части межсезонного распределения стока она может быть использована и при наличии данных наблюдений.

Главным достоинством расчетной схемы Г. И. Швеца является то, что в ней учитывается основное требование проектирования об установлении расчетного распределения не только по водности года, но и по водности сезонов, представляющих наибольший интерес в отношении использования стока (лимитирующих сезонов). При этом водность года и лимитирующих сезонов задается одинаковой обеспеченности. Кроме того, положительным качеством схемы является то, что расчет межсезонного и внутрисезонного распределения производится раздельно и последнее дифференцируется в зависимости от водности года, а значит, и лимитирующего сезона, и от ряда физико-географических факторов.

Основной недостаток схемы состоит в том, что обеспеченность, равная обеспеченности года, задается сразу для двух из трех сезонов. В результате этого сток нелимитирующего сезона, вычисляемый как разность между годовым стоком и суммарным стоком двух сезонов одинаковой обеспеченности, получается более редкой повторяемости, чем в случае его определения как разности между годовым стоком и стоком одного сезона. Особенно сильно это сказывается для северных рек, где корреляционная связь между стоком за смежные сезоны незначительна, если за лимитирующие сезоны принимаются лето-осень и весна (что имеет место при использовании стока в целях орошения) и нелимитирующим является зимний сезон (табл. 26). При этом в некоторых случаях (например, для р. Масляны у д. Локтево) может получаться даже отрицательная величина зимнего стока, т. е. невозможное решение. При принятии в качестве лимитирующих сезонов лета-осени и зимы (как это имеет место при использовании стока в энергетических целях) отрицательные значения для нелимитирующего сезона (весны) невозможны и вероятность его повторения получается не очень малой, как это видно из табл. 27 и рис. 20, при сопоставлении результатов расчета по схемам Г. И. Швеца, И. М. Лившица и предлагаемой нами.

Таблица 26

Межсезонное распределение стока, по Г. И. Швецу, при лимитирующих сезонах весна и лето-осень

Сезон	C_v	Норма слоя стока, мм	Слой стока, мм	$P^0/_0$	Слой стока, мм	$P^0/_0$	Слой стока, мм	$P^0/_0$	Слой стока, мм	$P^0/_0$
1. р. Сож — г. Славгород; $F = 17\,700$ км²										
Год	0,29	194,4	296	5	269	10	154	75	112	95
Весна	0,38	121,0	205	5	182	10	87,5	75	57,0	95
Лето-осень	0,37	52,0	87,0	5	78,0	10	38,0	75	25,0	95
Зима	0,32	21,4	4,0	99,9	9,0	98,7	28,5	15	30,0	11
2. р. Масляна — с. Локтево; $F = 212$ км²										
Год	0,30	317	486	5	441	10	248	75	178	95
Весна	0,20	198	266	5	250	10	168	75	137	95
Лето-осень	0,79	107,5	274	5	221	10	45,5	75	13,5	95
Зима	0,76	11,5	—54		—30	—	34,5	2,5	27,5	6

Расчетная схема Г. И. Швеца не была им приспособлена для расчета внутригодового распределения стока при наличии данных наблюдений или для расчета методом гидрологической аналогии при отсутствии данных наблюдений. Широкое применение в схеме метода географической интерполяции (картограммы нормы и коэффициента вариации сезонного стока, районное типовое внутрисезонное распределение по трем крупным районам УССР) без учета местных физико-географических условий является недостатком схемы, снижающим надежность и точность результатов расчета, особенно при применении ее к малым рекам, для которых внутригодовой режим стока в значительной мере зависит от азональных физико-географических факторов. В соответствии с изложенным метод расчета внутригодового распределения стока Швеца может быть применен на предварительной стадии проектирования для неизученных рек Украинской ССР при условии отсутствия на рассматриваемом водосборе азональных физико-географических факторов, резко отличающих его от остальных водосборов, и лишь для случая лимитирующих маловодных сезонов — лета-осени и зимы.

И. М. Лившицем и М. Г. Красником (1950) было предложено строить гидрографы исходя из абсолютной и средней кривой продолжительности суточных расходов. Такое построение возможно лишь при наличии достаточно длинного ряда наблюдений и довольно громоздко. Кроме того, первый из них, строящийся по абсолютной кривой продолжительности и называемый авторами «синтетическим обеспеченным гидрографом», отражает одновременно и внутригодовые и многолетние колебания стока, включая в себя абсолютные максимумы и минимумы суточных расходов, что невозможно для реального гидрографа. Поэтому он не характеризует собой ни расчетного, ни даже типового среднего гидрографа. Второй из них — «типовой обеспеченный гидрограф» — соответствует среднему типовому гидрографу и не может заменить основного, необходимого для проектирования, расчетного распределения маловодного года заданной обеспеченности.

В дальнейшем Лившицем (1953, 1955) была разработана применительно к рекам Белорусской ССР следующая схема расчета внутригодового распределения стока. За основу при установлении распределения им было предложено брать или водность (обеспеченность) года, или водность одного из сезонов, принимаемого за лимитирующий. Для типичного маловодного года им принимается среднее распределение из всех маловодных лет (с обеспеченностью от 75 до 100%), для типичного многоводного — среднее из всех многоводных (от 0 до 25%) и для типичного среднего года — среднее из всех лет наблюдений. Если же рассматривается типичный год с маловодным (или многоводным) лимитирующим сезоном, то распределение принимается средним из числа лет, в которых сезон, принятый за лимитирующий, маловоден, т. е. имеет обеспеченность от 75 до 100% (или многоводен, т. е. имеет обеспеченность от 0 до 25%). При этом годовой сток определяется путем деления стока лимитирующего сезона заданной обеспеченности на среднюю долю стока этого сезона от годового, определяемую, как указано выше, по группе лет с маловодным (или многоводным) лимитирующим сезоном.

Всего И. М. Лившицем в 1953 г. принималось одиннадцать типов внутригодового распределения стока по водности года или одного из сезонов — весеннего, летне-осеннего или осенне-зимнего. В дальнейшем (в 1955 г.) их число было сокращено до семи: среднее (нормальное) распределение, многоводный год, маловодный год, год с мно-

говодной весной, год с маловодной весной, год с многоводным летне-осенним сезоном, год с маловодным летне-осенним сезоном.

Хотя предлагаемые разновидности распределения и называются им типовыми, но, учитывая введение лимитирующих сезонов и назначение для разных видов использования стока, следует, по-видимому, рассматривать их как разные категории расчетного внутригодового распределения.

Во избежание сглаживания распределения при осреднении по календарным датам за счет сдвига фаз внутригодового режима Лившицем предлагается способ осреднения месячных величин, расположенных внутри каждого сезона в порядке их убывания, с принятием для полученного среднего значения того календарного месяца, который встречается наиболее часто за все годы наблюдений для рассматриваемого номера месяца в порядке убывания.

Для расчета внутригодового распределения стока неизученных рек И. М. Лившицем, так же как и Г. И. Швецом, даются карты нормы сезонного стока и параметров для определения коэффициентов вариации сезонного стока, а также районные схемы типового внутригодового распределения стока при различной водности года или лимитирующего сезона (весны или лета-осени).

Основным недостатком расчетной схемы Лившица является то, что, в отличие от схемы Швеца, в ней не соблюдается основное требование проектирования к расчетному внутригодовому распределению. Как указывалось выше, согласно этому требованию, расчетное распределение должно соответствовать сочетанию одинаковой водности всего года и лимитирующего сезона (или лимитирующих сезонов), например, маловодному году с маловодной меженью. Лившицем расчет ведется исходя из водности года или лимитирующего сезона. Если за лимитирующий принимается маловодный сезон, то водность года лишь в слабой степени зависит от водности лимитирующего сезона. Поэтому в число лет, по которым устанавливается доля стока принятого лимитирующего сезона и которые подбираются по признаку водности этого сезона, могут попасть маловодные, средние и многоводные годы. В связи с этим годовой сток, определяемый по стоку лимитирующего маловодного сезона, может оказаться и средним и многоводным. Аналогично при расчете по схеме Лившица для маловодного года летне-осенний или зимний сезоны могут оказаться не только маловодными, но и средними и даже многоводными.

Хотя формально И. М. Лившиц и не отделяет расчет межсезонного распределения стока от расчета внутрисезонного распределения, но для сопоставления результатов расчета по разным методам мы приводим в табл. 27 и на рис. 20 величины сезонного стока, получающиеся при расчете, по Лившицу.

Для примера в табл. 27 приводятся величины годового и сезонного стока и их безусловной обеспеченности по р. Припяти у г. Мозыря и р. Сож у г. Славгорода, определенные по предлагаемой И. М. Лившицем схеме для заданной 75%-ной обеспеченности лимитирующего маловодного сезона (зимнего или летне-осеннего) или для такой же заданной обеспеченности года. В той же таблице для сопоставления приводятся соответственные данные расчета по схеме Г. И. Швеца (хотя она и не предназначалась ее автором для случая наличия наблюдений) для одинаковой 75%-ной обеспеченности года и двух лимитирующих маловодных сезонов, а также по предлагаемой нами схеме (см. гл. VII). Как видно из этой таблицы, при расчете по схеме Лившица для 75%-ной обеспеченности лета-осени годовой сток по обеим рекам получается

Таблица 27

Сопоставление результатов расчета межсезонного распределения стока по методам Г. И. Швеца, И. М. Лившица и по предлагаемому методу при заданной обеспеченности 75%

Сезон	C_v	Норма стока, мм	По методу Швеца			По методу Лившица						По предлагаемому методу		
						по водности года			по водности лета-осени					
			слой стока, мм	обеспеченность		слой стока, мм	обеспеченность		слой стока, мм	обеспеченность		слой стока, мм	обеспеченность	
				безусловная	условная		безусловная	условная		безусловная	условная		безусловная	условная
I. р. Припять — г. Мозырь; $F = 97\,200$ км²														
Год	0,29	123	97,0	75	—	97,0	75	—	114	57	—	97,0	75	—
Весна	0,32	74,0	67,0	58	32	58,7	72	57	76	42	34	64,0	63	41
Межень	0,43	49,0	30,0	83	68	38,3	66	43	38	64	66	33,0	75	59
Лето-осень	0,47	30,0	19,0	75	63	21,5	69	52	19	75	80	22,0	68	50
Зима	0,56	19,0	11,0	75	66	16,8	51	39	19	42	41	11,0	75	66

Сезон	C_v	Норма стока, мм	По методу Швеца			По методу Лившица									По предлагаемому методу		
						по водности года			по водности лета-осени			по водности зимы					
			слой стока, мм	обеспеченность		слой стока, мм	обеспеченность		слой стока, мм	обеспеченность		слой стока, мм	обеспеченность		слой стока, мм	обеспеченность	
				безусловная	условная		безусловная	условная		безусловная	условная		безусловная	условная		безусловная	условная
II. р. Сож — г. Славгород; $F = 17\,700$ км²																	
Год	0,29	194,4	154	75	—	154	75	—	185	58	—	226	26	—	154	75	—
Весна	0,38	121,0	99,3	65	37,5	83,0	79	74	125	42	32	156	21	24	97,0	68	42
Межень	0,31	73,4	54,7	79	62,5	71	48	26	60,0	70	68	70	52	76	57,0	75	58
Лето-осень	0,37	52,0	38,4	75	63,5	50,0	49	35	38,5	75	79	53,7	42	66	40,7	70	58
Зима	0,32	21,4	16,3	75	66	21,0	48	37	21,6	45	48	16,3	75	90	16,3	75	66

средним (обеспеченность 57—53%), а при расчете для 75%-ной обеспеченности зимы год по р. Сож получается даже многоводным (26%). При расчете для заданной 75%-ной обеспеченности годового стока водность зимнего сезона получается по обеим рекам близкой к средней (51 и 48%), а водность летне-осеннего сезона р. Сож также примерно средней (47%).

Очевидно, что распределение с таким соотношением стока года и маловодных сезонов не может приниматься за расчетное при водохозяйственном проектировании. По-видимому, в связи с получающимся резким различием водности зимнего лимитирующего сезона и года Лившиц для расчета сперва объединяет зиму с осенью в один осенне-зимний сезон (И. М. Лившиц, 1953), а в дальнейшем (И. М. Лившиц, 1955) совершенно исключает зиму из числа лимитирующих сезонов, хотя с точки зрения энергетического использования стока этот сезон для значительной части территории СССР и в том числе для Белорусской ССР является основным расчетным.

Приводимые в той же таблице результаты расчета по схеме Швеца значительно лучше удовлетворяют требованиям проектирования, так как по ним маловодными (заданной 75%-ной обеспеченности) являются как год, так и оба лимитирующих маловодных сезона, а водность весны отличается не очень значительно.

Интересно проверить, насколько вероятными являются полученные по методам Лившица и Швеца соотношения между величинами годового и сезонного стока. Как указывалось выше (см. стр. 109), вероятность совпадения определенной водности года и сезона может характеризоваться условной обеспеченностью сезонного стока при фиксированной величине годового стока. Данные по условной обеспеченности летне-осеннего и зимнего сезонов и всей межени в целом, рассчитанные по методам Лившица и Швеца, приводятся также в табл. 27.

Условная обеспеченность результатов расчета, по Швецу, находится в пределах 62—66%, что соответствует повторяемости расчетной или меньшей величины сезонного стока примерно один раз в 3 года и мало отличается от условной обеспеченности, получающейся по предлагаемому нами методу (см. гл. VII).

Условная обеспеченность результатов расчета, по методу Лившица, колеблется в очень широких пределах. Так, например, для расчета по водности года по р. Сож у г. Славгорода она составляет 26—37%. Таким образом, получается сочетание с маловодным годом многоводного сезонного стока межени, лета-осени и зимы, которое имеет место один раз в 3—4 года и, конечно, не может приниматься за расчетное. При расчете по водности зимы для р. Сож условная обеспеченность зимы составляет 90%, или повторяемость один раз в 10 лет, и т. д. Причины таких маловероятных сочетаний водности года и сезонов, получающихся по методу И. М. Лившица, подробно анализируются в работе автора (В. Г. Андреянов, 1957, стр. 86—90 и рис. 19).

Наглядное сопоставление условных обеспеченностей стока летне-осеннего сезона по р. Сож у г. Славгорода по разным методам расчета приводится на рис. 20.

Как указывалось выше, основным критерием применимости того или иного метода составления расчетного внутригодового распределения стока является сходимость результатов водохозяйственных расчетов по расчетному распределению с результатами расчетов по всему многолетнему ряду стока. На рис. 21 приводится сопоставление результатов расчета сезонного регулирования стока для р. Сож у г. Славгорода по внутригодовому распределению стока, по И. М. Лившицу, при заданной

75%-ной обеспеченности годового стока с результатами аналогичных расчетов для распределения по равнообеспеченным месячным расходам (для двух вариантов разгонки невязки — на половодные месяцы и по всем месяцам) и по предлагаемому нами методу (см. гл. VII), а также с результатами точного расчета по всему многолетнему ряду. Результаты расчетов по каждому из этих случаев представлены в виде

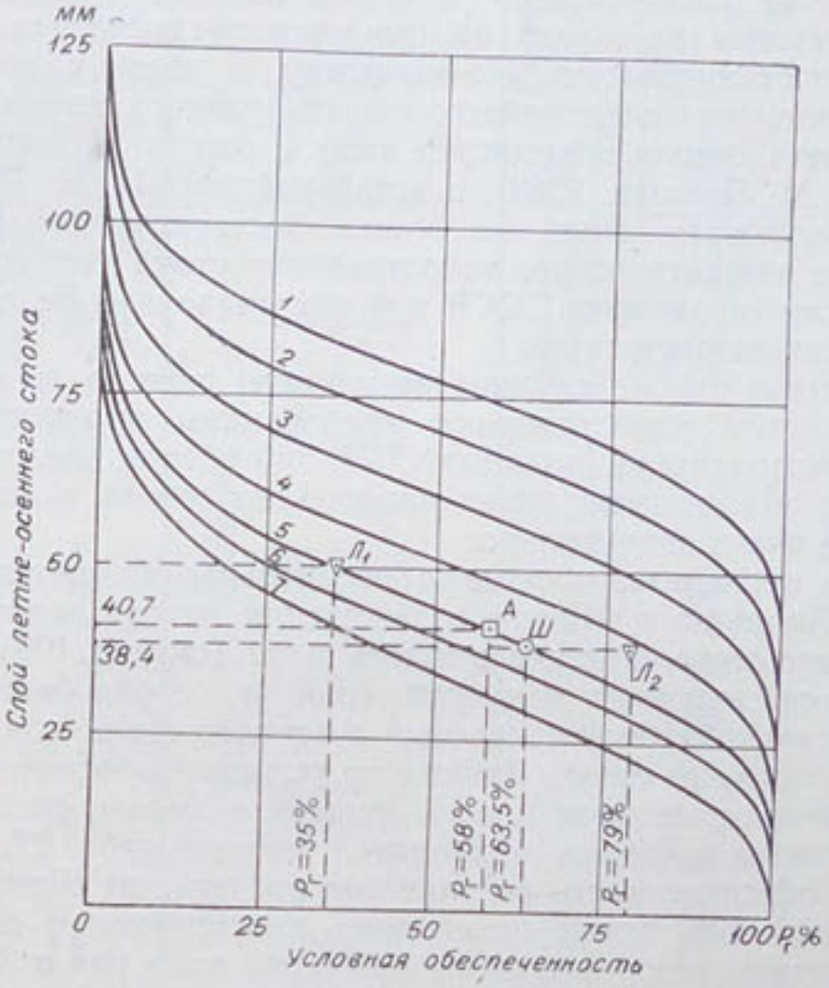


Рис. 20. Условные кривые обеспеченности летне-осеннего стока при фиксированном годовом стоке по р. Сож у г. Славгорода с показанием результатов расчета межсезонного распределения стока для заданной обеспеченности 75% по разным методам

1 — слой годового стока $Г = 304$ мм, $P_Г = 5\%$; *2* — $Г = 275$ мм, $P_Г = 10\%$; *3* — 230 мм, $P_Г = 25\%$; *4* — $Г = 189$ мм, $P_Г = 50\%$; *5* — $Г = 154$ мм, $P_Г = 75\%$; *6* — $Г = 126$ мм, $P_Г = 90\%$; *7* — $Г = 108$ мм, $P_Г = 95\%$. Ш — результат работы по методу Г. И. Швеца; $Л_1$ — то же, по методу И. М. Лившица при заданной обеспеченности годового стока; $Л_2$ — то же, по методу И. М. Лившица при заданной обеспеченности летне-осеннего стока; *А* — по распределению, равнообеспеченному по критическим периодам года.

кривой зависимости потребной емкости регулирования β (в долях от среднего годового стока) от зарегулированного расхода отдачи α (в долях от среднемноголетнего расхода) для заданной обеспеченности отдачи 75%.[1]

Аналогичное сопоставление производится на графике также в отношении величины полезной годовой отдачи маловодного года, выражен-

[1] О расчетах сезонного регулирования и способе построения кривых $\beta = f(\alpha)$ для заданной величины $P(\alpha)$ см. гл. XV. Для упрощения величины емкости β принимаются равными соответственным значениям дефицита D (см. гл. XV), что является вполне допустимым для целей сопоставления.

ной коэффициентом использования стока Ф (объем полезно используемого стока в долях от среднего годового) в зависимости от расчетного или максимально используемого расхода K_p (в долях от среднемноголетнего расхода стока).

Как это видно из рис. 21, для расчетного маловодного года 75%-ной обеспеченности, по И. М. Лившицу, получается значительное преувеличение зарегулированной отдачи α при заданной емкости β и существенное преувеличение полезной годовой отдачи Ф при заданном расчетном расходе K_p по сравнению с соответственными кривыми, построенными

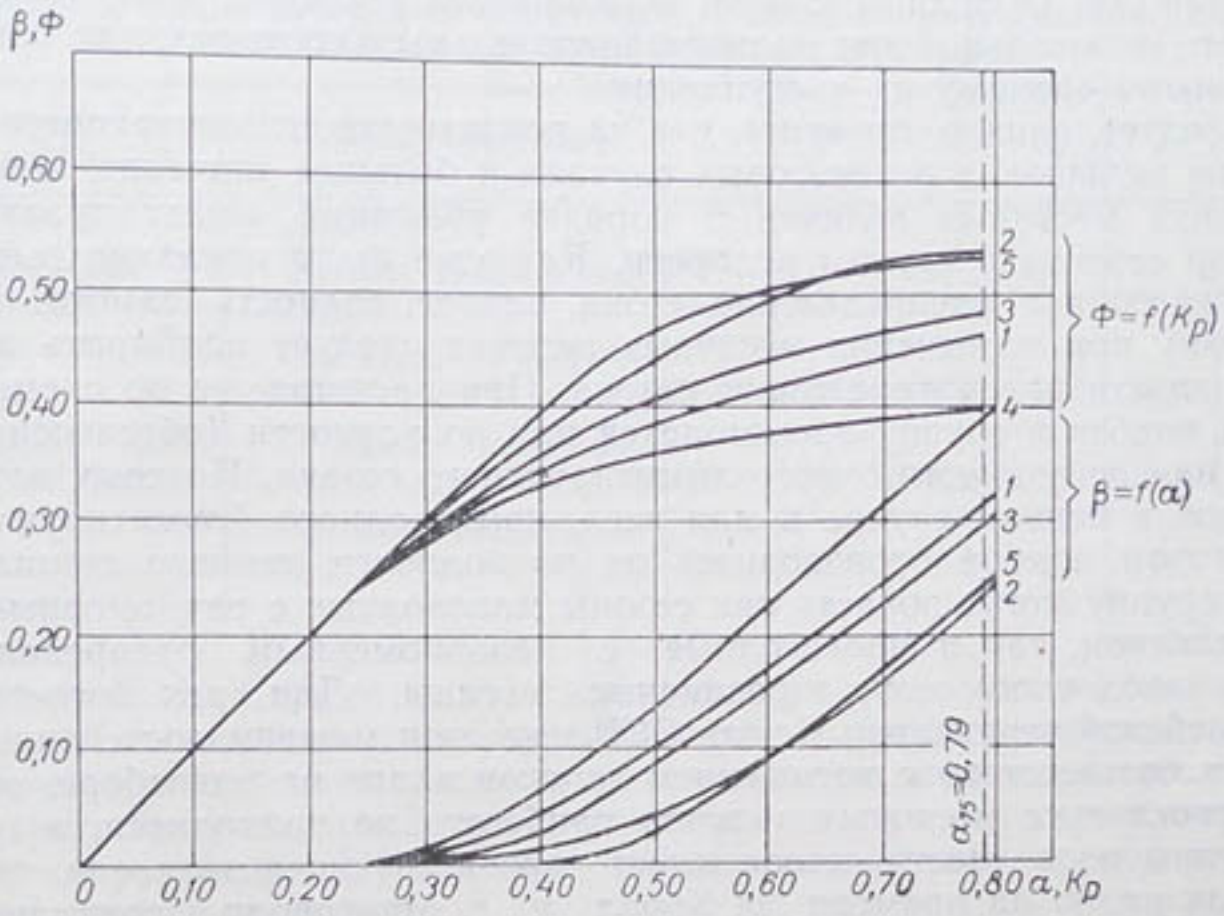


Рис. 21. Кривая зависимости емкости сезонного регулирования β от расхода гарантированной отдачи α и полезно использованной годовой отдачи Ф от расчетного расхода K_p по р. Сож у г. Славгорода для 75%-ной обеспеченности для следующих вариантов расчета.

1 — по всем годам многолетнего ряда, *2* — по расчетному внутригодовому распределению И. М. Лившица, *3* — то же, по распределению равнообеспеченному по критическим периодам года, *4* — то же, по распределению, равнообеспеченному по месяцам года с отнесением невязки на половодные месяцы, *5* — то же, с разгонкой невязки на все месяцы.

для 75%-ной обеспеченности на основании точного расчета по всему ряду лет, примерно в той же степени, как для распределения по равнообеспеченным месячным расходам с разгонкой невязки по всем месяцам. В результате обеспеченности зарегулированной отдачи α и годовой полезной отдачи Ф, определенных по распределению Лившица, получаются близкими не к 75, а к 50%.

На основании приведенного выше анализа и проверки использования для водохозяйственных расчетов схемы внутригодового распределения стока, предлагаемой Лившицем, можно отметить, что она недостаточно отражает существующие природные соотношения между стоком за отдельные части года и поэтому приводит к случайным и маловероятным сочетаниям стока за отдельные сезоны и за год и не отвечает требованиям проектирования в отношении возможности расчета сезонного регулирования стока и определения полезной годовой отдачи воды. Кроме того, неясно, в каких проектных случаях следует принимать то

или иное из одиннадцати или из семи рекомендуемых им типовых распределений. Поэтому предложенная Лившицем схема расчета внутригодового распределения стока не может быть использована в качестве расчетной.

Недостатком предлагаемого Лившицем способа осреднения месячных расходов с их перестановкой в порядке убывания внутри каждого сезона является то, что при его применении смешиваются данные по фазам подъема и спада половодья и паводков. Тем не менее, несмотря на условность этого приема, его применение является рациональным для районов со значительными колебаниями в сроках наступления весеннего половодья и при наличии значительных летне-осенних паводков с разными сроками их наступления.

Следует, однако, отметить, что на исключение сглаживающего влияния не меньшее, а в некоторых случаях и бóльшее значение, чем перестановка месячных величин в порядке убывания, имеет правильный подбор сезонов в группы водности. Как уже было показано выше, на внутрисезонное распределение стока влияет водность самого сезона. Поэтому при осреднении месячных величин следует подбирать группы по водности рассматриваемого сезона. При расчетах же по схеме Лившица подбор в группу производится или по водности (обеспеченности) года или по водности одного лимитирующего сезона. Поэтому для всех сезонов в первом случае и для всех, кроме одного (лимитирующего), во втором подбор производится не по водности данного сезона, и в одну группу могут попасть как сезоны маловодные с равномерным распределением, так и многоводные с неравномерным распределением из-за паводочного стока в различные месяцы. Для рек юго-востока Европейской территории Союза ССР, где сток межени постепенно убывает в соответствии с истощением запасов влаги на водосборе, вообще к перестановке месячных величин прибегать не приходится, а подбор в группы по водности сезона имеет первенствующее значение.

Как видно на примере р. Хорол у г. Миргорода, приводимом в табл. 28, внутрисезонное распределение стока летне-осеннего сезона для маловодной группы, подсчитанное при группировке двумя способами: по водности сезона и по водности года (по И. М. Лившицу), существенно различается. Зато варианты осреднения с перестановкой месяцев в порядке убывания и без перестановки в обоих способах практически совпадают.

Таким образом, из предлагаемого Лившицем метода может быть принят для цели составления расчетного внутригодового распределения стока при водохозяйственном проектировании лишь прием осреднения по группам водности месячных (для весны декадных[1]) величин стока с их предварительным расположением в каждом сезоне в порядке убывания, но при обязательном условии правильной группировки по водности каждого данного сезона, а не по водности года или другого сезона.

Б. И. Серпик (1952), применив метод построения условных кривых обеспеченности Г. А. Алексеева (1951), предложила при расчете внутригодового распределения стока принимать несколько сочетаний годового стока заданной обеспеченности с весенним стоком различной условной обеспеченности. Сток зимнего сезона принимается ею по твердому среднему соотношению с годовым стоком, а летний сток по разности

---

[1] Хотя, как это будет показано (см. гл. VII, стр. 135), наибольший эффект этот прием дает при декадных интервалах времени весной, однако деление весеннего периода на декады И. М. Лившицем отвергается.

годового и суммы весеннего и зимнего. Внутрисезонное распределение для весны и лета назначается различным в зависимости от дополнительно задаваемой обеспеченности величины отношения минимального месячного расхода к максимальному, а для зимы — постоянным (средним). Для неизученных рек устанавливаются районные значения нормированных (в долях от среднего) ординат условной кривой обеспеченности весеннего стока и районные данные по внутрисезонному распределению.

Таблица 28

Внутрисезонное распределение стока (%) летне-осеннего сезона для маловодной группы по р. Хорол у г. Миргорода

Способ группировки лет	Способ осреднения	VI	VII	VIII	IX	X	XI
По водности сезона	С перестановкой месяцев	40,4	14,5	4,2	1,8	12,7	26,4
	Без перестановки месяцев	40,4	14,5	4,0	2,0	13,4	25,7
По водности года (по И. М. Лившицу)	С перестановкой месяцев	26,0	12,4	8,2	4,0	14,2	35,2
	Без перестановки месяцев	23,2	15,0	8,3	4,0	14,3	35,2

Однако Б. И. Серпик не дает практических рекомендаций, какие сочетания обеспеченности годового стока, условной обеспеченности весеннего стока и обеспеченности величины отношения максимального и минимального месячных расходов следует принимать в качестве расчетных при проектировании. По-видимому, установление таких рекомендаций вряд ли вообще возможно.

В 1953 г. нами был предложен метод составления схематизированного гидрографа при заданном сочетании водности года и показателя его внутригодовой неравномерности (В. Г. Андреянов, 1953), изложенный ниже, в главе X. Областью применения этого метода, так же как и указанного метода Б. И. Серпик, является в основном исследование природных соотношений между стоком за отдельные фазы годового цикла и установление различных видов типового календарного распределения, а не составление расчетного распределения для целей водохозяйственного проектирования.

П. А. Ляпичевым (1951) предлагается два метода построения расчетных гидрографов: метод совмещения притока и отдачи и метод распределения расчетных величин весеннего и меженного сезонного стока. Оба метода основаны на взаимной тесной увязке водохозяйственных расчетов по всем годам имеющегося ряда с такими же расчетами по составлению гидрографа, для которого не только устанавливаются соответствующие задачам водохозяйственного расчета объемы стока за отдельные части года, но и подбираются даты начала и конца половодья и межени. Полученный таким образом гидрограф расчетного маловодного года заменяет собой противоперебойную линию диспетчерского графика управления работой водохранилища и отвечает своему назначению только для того частного случая детального водохозяйственного плана, для которого он составлялся. Указанные методы разработаны применительно к условиям проектирования крупных гидроэлектростанций и очень сложны, так как включают в себя целый ряд гидрологиче-

ских и водохозяйственных расчетов. Как это очевидно, они не отвечают задаче облегчения расчетов за счет их выполнения по одному расчетному году и не могут получить широкого распространения, тем более для малых рек и при отсутствии данных наблюдений.

По принципиально такому же пути, только более простому, идет И. П. Дружинин (1958), который выбирает из числа фактических лет расчетный год (неправильно называемый им «типичным») и корректирует его на основании графиков связи зарегулированных расходов, которые строятся на основании расчетов регулирования по всему имеющемуся ряду лет для нескольких значений емкости. Очевидно, что и этот метод составления расчетного внутригодового распределения стока не может быть принят для целей упрощенного массового водохозяйственного проектирования и не может быть распространен на случай отсутствия данных наблюдений.

Т. Л. Золотаревым (1956) делается обзор существующих приемов выбора расчетной модели гидрографа из числа лет наблюдений и ее корректирования, а также методов построения расчетного гидрографа и проводится анализ этих приемов и методов с точки зрения удовлетворения требованиям проектирования. Им излагаются в общем виде две принципиально возможные схемы расчетного распределения: 1) гидрограф постоянной обеспеченности, который может быть установлен: а) путем совмещения гидрографов или интегральных кривых за все годы и выбора из их числа такого года, положение которого по отношению к огибающим соответствует заданной обеспеченности; б) с помощью построения частных (условных) кривых обеспеченности стока за отдельные части года и компоновки года из частей одинаковой условной обеспеченности; 2) гидрограф обеспеченности водохозяйственных характеристик, устанавливаемый на основе выполняемых водохозяйственных расчетов.

Относительно гидрографа постоянной обеспеченности следует отметить большие практические трудности в его составлении. Первый из предлагаемых способов получения такого гидрографа — выбор гидрографа из числа фактических — страдает неопределенностью и неизбежно связан с элементами субъективного подхода. Второй способ — путем компоновки года из его частей одинаковой условной обеспеченности — хотя и является принципиально правильным (в отличие от предложения Г. А. Алексеева, построения распределения из частей одинаковой безусловной обеспеченности, см. ниже), однако, как показали наши исследования, этот способ весьма трудоемок в практическом его осуществлении и не обеспечивает требования соответствия результата водохозяйственного расчета заданной его обеспеченности. Принципиально наиболее правильный из числа приводимых Т. Л. Золотаревым метод построения гидрографа обеспеченности водохозяйственных характеристик, практически применяемый П. А. Ляпичевым и И. П. Дружининым, представляет, как указывалось выше, настолько серьезные трудности в его практическом осуществлении, что не может получить широкого распространения.

Следует остановиться также на встречающемся иногда в практике приеме составления внутригодового распределения стока из частей года (обычно месяцев) одинаковой обеспеченности, равной заданной. При этом в обоснование такого приема иногда ссылаются на упомянутую выше работу Д. И. Кочерина (1927), что объясняется, по-видимому, недостаточным знакомством с этой работой. На самом деле приводимые в ней величины месячных модулей различной обеспеченности предназначаются и могут быть использованы только для оценки водности каж-

дого месяца, отдельно взятого, и не могут рассматриваться как некоторое совместное сочетание равнообеспеченных месячных величин в году.

Для устранения значительной невязки, получающейся между суммой равнообеспеченных месячных величин стока и годовым стоком той же обеспеченности, иногда рекомендуют эту невязку разносить на нелимитирующие (обычно весенние) месяцы года. Однако такой прием нельзя признать обоснованным. Разгонка невязки являлась бы допустимой в случае ее незначительности, но обычно она настолько велика, что весенний сток после отнесения к нему невязки оказывается значительно меньшей повторяемости, чем повторяемость за остальные месяцы года. Таким образом, после разгонки невязки не только не получается равнообеспеченного распределения, которое задавалось в начале расчета, а, наоборот, оказывается резкое различие в обеспеченностях стока весны и межени. Такое внутригодовое распределение стока не может приниматься в качестве расчетного, так как оно является маловероятным и по нему получается значительное преувеличение потребных емкостей регулирования (см. рис. 21).

Иногда применяется способ разгонки невязки на все месяцы пропорционально величинам месячного стока. При этом способе разгонки невязки окончательные величины месячного стока также получаются иной, чем заданная, и различной обеспеченности, которая для приведенного выше в табл. 24 примера по р. Сож при заданной обеспеченности 90% колеблется от 46 до 74%. В результате получается очень равномерное, неестественно сглаженное маловероятное внутригодовое распределение стока, по которому имеет место значительное преуменьшение потребных емкостей регулирования (см. рис. 21).

На недопустимость применения внутригодового распределения стока по равнообеспеченным сезонным и месячным величинам указывает М. В. Потапов (1951, стр. 112—113), называющий такое распределение фиктивным, а также И. М. Лившиц (1953).

В последнее время Г. А. Алексеевым (1957) была произведена попытка теоретического обоснования указанного расчетного приема, в результате которой утверждается, что для любых периодов, составляющих весь год (сезоны, месяцы, декады или сутки), «в качестве расчетного, наиболее вероятного (точнее, медианного) распределения стока в году среди всех возможных распределений следует принимать распределение равнообеспеченных величин стока за все m составляющих периодов года, определяемых по кривым обеспеченности стока за каждый составляющий период года».

Проверка на конкретных примерах показала, что между суммой равнообеспеченных величин стока за все составляющие периоды года и годовым стоком той же обеспеченности получается значительная невязка, в связи с чем Алексеевым предлагается распределять эту невязку пропорционально между величинами стока нелимитирующих периодов года. При невязке более 15—20% рекомендуется ее сначала разнести между сезонами года, а потом внутри сезонов, между месяцами и декадами.

Не рассматривая в целом всего вопроса, затрагиваемого Алексеевым (1957), покажем лишь применительно к случаю внутригодового распределения стока, что его выводы противоречат приводимым в гл. V результатам исследования возможных сочетаний разной водности (обеспеченности) года и составляющих его периодов, основанного на строгих теоретических формулах математической статистики (5.1) — (5.2) и на данных практической проверки этих результатов на обширном эмпирическом материале.

Как указывалось выше (см. стр. 104), из этих формул вытекает, что даже при двух составляющих периодах года (а тем более при делении его по месяцам, декадам и суткам) сумма равнообеспеченных величин стока за составляющие периоды может равняться годовому стоку той же обеспеченности лишь при наличии функциональной связи между этими составляющими, которая применительно к внутригодовому распределению речного стока не имеет места, или же при значении обеспеченности, близком к обеспеченности среднего многолетнего годового расхода, т. е. для случая, не имеющего расчетного значения.

Таким образом, приведенные выше выводы Г. А. Алексеева относятся не к самой статистической закономерности, а к частному исключению из нее, не имеющему места в природе, или же для случая, не являющегося расчетным. Поэтому их нельзя рассматривать как теоретическое обоснование применимости равнообеспеченного по стоку частей года внутригодового распределения. Такое распределение не только не является наиболее вероятным или медианным, но вообще в природе не существует.

Если же говорить о предложении Алексеева, как о практически приближенном приеме расчета, то, основываясь на конкретных примерах применения этого приема (см. ниже), следует отметить следующее: 1) задаваясь целью получить равнообеспеченное распределение, мы все равно, после разгонки невязки, получаем не равнообеспеченное распределение; 2) равнообеспеченное распределение, даже если бы оно могло быть примерно получено в частных случаях, не нужно и неправильно с точки зрения требований проектирования, так как обеспеченность результата водохозяйственного расчета определяется не обеспеченностью стока за отдельные мелкие части года, а обеспеченностью за весь критический (перебойный) период года (см. гл. VII, стр. 131); 3) рассчитанное таким путем распределение систематически обусловливает неверные результаты определения водохозяйственных параметров проектируемых сооружений, что влечет за собой большой материальный ущерб.

Покажем это на примере расчета внутригодового распределения стока по равнообеспеченным месячным величинам, приводимого в книге В. И. Чеботарева (1958) по р. Шелонь у с. Заполья для года обеспеченностью 75%.

Средний годовой расход по сумме равнообеспеченных месячных расходов получился в примере равным 20,8 м³/сек., при фактическом годовом расходе той же обеспеченности 37,1 м³/сек., т. е. преуменьшен на 44%. Невязка в сумме месячных расходов, равная $(37{,}1-20{,}8)\cdot 12 = 195$ м³/сек., отнесена на половодный месяц (апрель), и в «откорректированном» распределении для этого месяца вместо расхода 75%-ной обеспеченности, составляющего 145 м³/сек., принят расход $145+195=340$ м³/сек., обеспеченность которого в многолетнем ряду апрельских расходов равна 15%, а величина составляет 234% от апрельского расхода 75%-ной обеспеченности. Легко также установить, что сумма принятых расходов 75%-ной обеспеченности за остальные 11 месяцев (105 м³/сек.) получается, как это и следовало ожидать (см. стр. 107 и табл. 24), значительно бо́льшей обеспеченности (95%).

Таким образом, нельзя назвать равнообеспеченным принятое распределение, в котором расход одного месяца имеет обеспеченность 15%, расходы остальных месяцев — 75%-ную обеспеченность, а обеспеченность их суммы составляет 95%.

Установим, какова же вероятность полученного сочетания годового стока 75%-ной обеспеченности со стоком 15%-ной обеспеченности поло-

водного месяца (апреля). Как уже указывалось выше (см. стр. 109), эта вероятность характеризуется величиной условной обеспеченности (точнее, условной повторяемости) полученного апрельского расхода 340 м³/сек. при фиксированной водности года 37,1 м³/сек. (его обеспеченности 75%). Проведенное нами, аналогично указанному выше (см. стр. 101), построение этой кривой показало, что условная обеспеченность

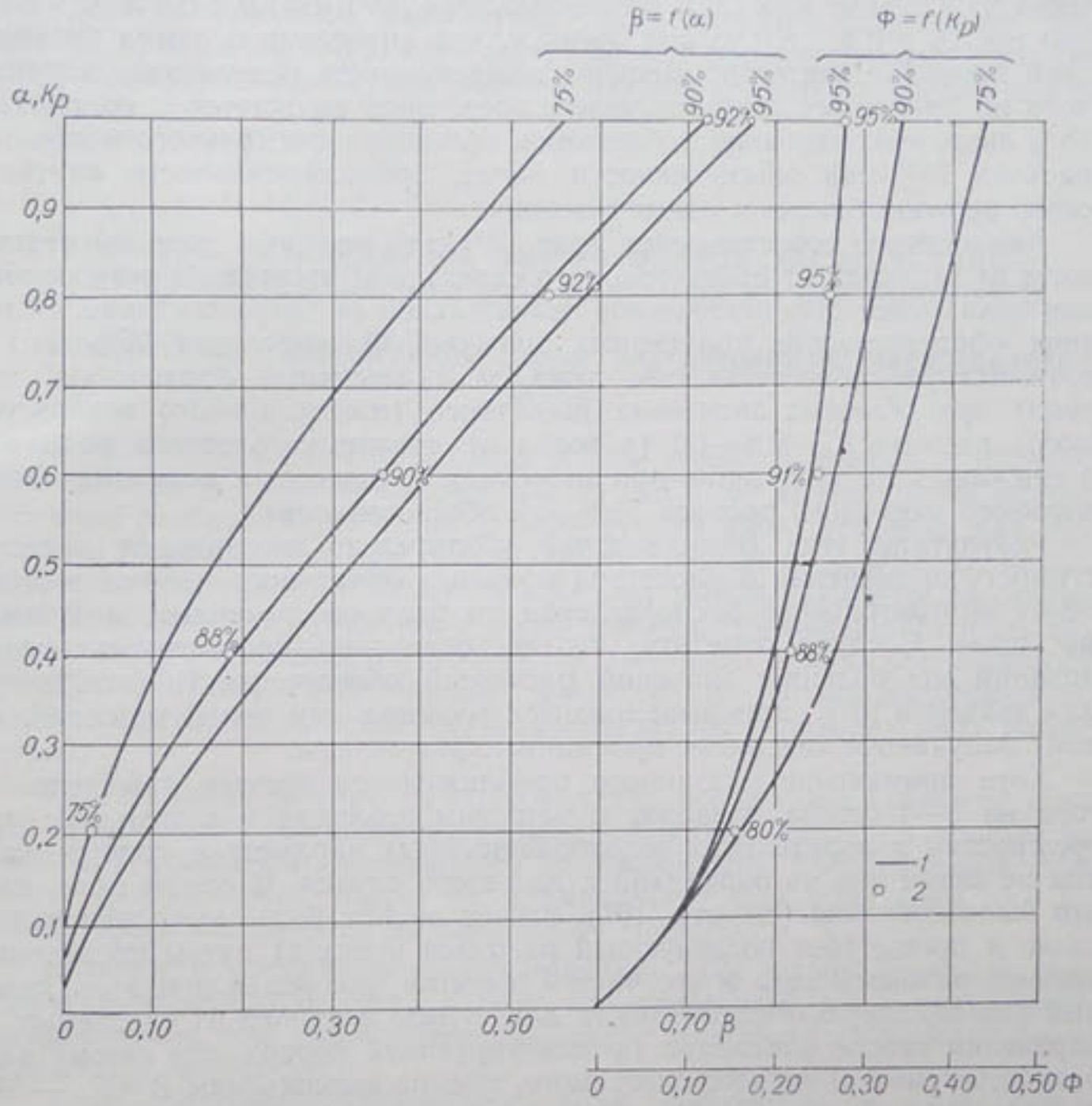


Рис. 22. Кривые зависимости емкости сезонного регулирования β от расхода гарантированной отдачи α и полезно используемой годовой отдачи Φ от расчетного расхода K_p по р. Шелони у с. Заполья для 75%-ной обеспеченности.

1 — по всем годам, *2* — по расчетному распределению, равнообеспеченному по всем месяцам с отнесением невязки на половодный месяц. У точек — фактические значения обеспеченности α и Φ, получающиеся при расчете по равнообеспеченному (по всем месяцам) распределению 75%-ной обеспеченности.

этого расхода составляет 6%, или повторяемость один раз в 16 лет, т. е. весьма далеко от медианного значения (обеспеченность 50%, или повторяемость один раз в 2 года) и к тому же в сторону малых обеспеченностей, т. е. в противоположную от заданной расчетной обеспеченности 75%.

Но самое главное не в этом. Если использовать полученное распределение для расчета по нему сезонного регулирования, то сопоставление с результатами расчетов регулирования по всем годам (рис. 22), выражаемыми в виде кривой зависимости зарегулированной отдачи α от

емкости β для заданной обеспеченности 75% [1], показывает, что по указанному расчетному распределению получается систематическое и значительное превышение потребной емкости β при заданной зарегулированной отдаче α и соответственное преуменьшение α при заданном β. Значения обеспеченности α при разных величинах β, определенные по принятому расчетному распределению и надписанные у соответственных точек на графике (рис. 22), составляют 92% при α=1,0 и 0,8 и 90 и 88% при α=0,6 и 0,4. Только при очень малых значениях α, когда критический период значительно меньше, обеспеченность результата, полученного по принятому распределению, постепенно снижается и составляет 75% лишь при значениях α, близких к величине минимального месячного расхода 75%-ной обеспеченности, когда продолжительность критического периода близка к одному месяцу.

Аналогичное сопоставление (рис. 22) для полезной годовой отдачи воды Ф (в долях от среднегодового стока) при отсутствии регулирования показывает систематическое значительное ее преуменьшение. Величина обеспеченности полученных значений Ф составляет 95% (т. е. соответствует обеспеченности стока за 11-месячный критический период) при обычных значениях расчетного (максимального используемого) расхода K_p=0,8—1,0 (в долях от среднемноголетнего расхода) и снижается до 75% лишь при значениях α, близких к величине минимального месячного расхода 75%-ной обеспеченности.

Результаты этих сопоставлений убедительно показывают недопустимость применения в расчетной практике описанного приема составления внутригодового распределения по равнообеспеченным месячным расходам. Следует отметить, что на основании проведенных исследований для бо́льших значений расчетной обеспеченности (например, для значения 97%, принимаемого при расчетах для целей водоснабжения) получаются еще менее приемлемые результаты.

Хотя применение указанного приближенного приема при делении года на 3—4 сезона приводит к меньшим невязкам и к меньшим погрешностям в определении водохозяйственных параметров сооружений, тем не менее оно не оправдано и для этого случая. В самом деле, как это было показано (см. стр. 107), расчет может быть выполнен сразу точно и проще (без последующей разгонки невязки) путем последовательной разбивки года и его частей пополам, принимая при этом каждый раз заданную обеспеченность для суммы и одного из слагаемых и определяя второе слагаемое (нелимитирующий период или сезон) как разность суммы и первого слагаемого, т. е. по выражениям $В=Г_р-М_р$ и $Л/О=М_р-З_р$, где $Г_р$, $М_р$ и $З_р$ — годовой, меженный и зимний сток заданной обеспеченности P, а В и Л/О — сток нелимитирующих сезонов — весны и лета-осени. При двух слагаемых результаты, согласно расчетной схеме Г. А. Алексеева, получаются такими же, но более сложным путем: вместо того, чтобы сразу определить верный результат по выражению $В=Г_р-М_р$, сперва определяется сумма равнообеспеченных значений слагаемых $В_р+М_р$, затем невязка $\Delta=Г_р-(В_р+М_р)$ и, наконец, эта невязка добавляется к ранее неверно принятой величине стока нелимитирующего сезона $В_р$, т. е.

$$В=В_р+\Delta=В_р+Г_р-(В_р+М_р)=Г_р-М_р.$$

Таким образом, принятие равнообеспеченных величин стока за части какого-либо периода (года или сезона) для составления расчетного

[1] Способ построения кривых связи $\alpha=f(\beta)$ при заданной обеспеченности $P(\alpha)$ излагается в гл. XV.

календарного распределения внутри этого года или сезона при любом способе разгонки получающейся невязки, не облегчая в общем расчет (а иногда даже усложняя его, как это показано выше), приводит к результатам, противоречащим природным соотношениям стока за отдельные части года, не соответствующим требованиям проектирования и вызывающим систематические крупные просчеты в определении расчетных водохозяйственных параметров проектируемых сооружений, чреватые большим материальным ущербом для народного хозяйства. Поэтому применять этот прием расчета внутригодового распределения не следует.

ГЛАВА VII

РАСЧЕТНОЕ КАЛЕНДАРНОЕ ВНУТРИГОДОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, РАВНООБЕСПЕЧЕННОЕ ПО СТОКУ КРИТИЧЕСКИХ ПЕРИОДОВ ГОДА

1. Обоснование предлагаемой схемы внутригодового распределения стока

В главе VI был изложен обзор и дан анализ основных существующих методов и приемов выбора или составления календарного внутригодового распределения стока с точки зрения удовлетворения как природным соотношениям между величинами стока за отдельные части года и за весь год, так и требованиям проектирования. При этом за решающий критерий для суждения о применимости той или иной схемы внутригодового распределения в качестве расчетной принималась близость результатов водохозяйственных расчетов по этому распределению к результатам соответственных расчетов по многолетнему ряду наблюдений.

Как показали результаты этого анализа, все основные существующие (за исключением предлагаемого нами, см. ниже) методы и приемы выбора и составления календарного внутригодового распределения стока могут быть с точки зрения их применимости для типизации или для проектирования разбиты на следующие группы.

I. Типовое распределение, применимое для общей сравнительной характеристики хода стока в году для отдельных рек и гидрологических районов, но непригодное для целей водохозяйственного проектирования, в частности:

1) распределение характерного года, выбранного из числа фактических (Б. Д. Зайков, 1946; С. Н. Никитин, 1952);

2) среднее фиктивное распределение (Б. И. Кочерин, 1927; Б. Д. Зайков, 1946);

3) распределение, осредненное по фазам режима стока (В. Г. Глушков, 1925; Е. Э. Эрльбаум, 1932), и примыкающее сюда же распределение, трансформированное из кривой продолжительности суточных расходов (И. М. Лившиц и М. Г. Красник, 1950);

4) распределение, основанное на сочетании годового стока заданной обеспеченности и заданной условной обеспеченности основного сезона (Б. И. Серпик, 1952) или на сочетании водности года и показателя внутригодовой неравномерности стока (В. Г. Андреянов, 1953).

II. Районные схемы внутригодового распределения стока, дифференцированные по водности года и различным азональным физико-географическим факторам (Д. Л. Соколовский, 1943, 1946; К. П. Воскресенский, 1951; И. А. Железняк, 1951, 1953, 1959; Б. Д. Зайков, 1946а;

Л. А. Владимиров, 1948; В. Л. Шульц, 1949), применимые для массового водохозяйственного проектирования на неизученных реках и временных водотоках на предварительных стадиях.

III. Расчетное внутригодовое распределение, основанное на совместном учете природных связей между величинами стока за отдельные части года и за год и требований проектирования, в частности:

1) распределение по модели фактического года, отобранного как по водности года, так и по водности лимитирующего сезона, — практический прием, учтенный в работе К. П. Воскресенского (1952), основывающийся лишь на качественном, а не количественном критерии и поэтому недостаточно объективный и недостаточно точный;

2) распределение, основанное на компоновке года из трех сезонов, из которых один или два, являющиеся с точки зрения проектирования лимитирующими, принимаются одинаковой с годом обеспеченности (Огиевский, 1941, 1952; Швец, 1946), и применимое для целей проектирования лишь для южных рек (например, для рек Украины) и только для маловодных лимитирующих сезонов;

3) распределение, установленное на основе совместного выполнения гидрологических и водохозяйственных расчетов (П. А. Ляпичев, 1951; Г. А. Золотарев, 1956; И. П. Дружинин, 1958) и поэтому неприменимое для целей массовых расчетов при проектировании мелких гидротехнических сооружений.

В приведенную классификацию не введены: метод И. М. Лившица 1953—1955 гг. ввиду указанных выше (см. гл. VI, стр. 117) его недостатков, а также приемы, основанные на принятии равнообеспеченных значений всех сезонов или месяцев года с последующей разгонкой невязки, как неудовлетворяющие ни природным соотношениям между величинами стока за отдельные части года и за год, ни требованиям проектирования и поэтому непригодные ни для типового, ни для расчетного внутригодового распределения.

Таким образом, в качестве расчетного календарного внутригодового распределения стока для целей массового водохозяйственного проектирования могут быть приняты, да и то с ограничениями, указанными выше, метод Г. И. Швеца, разработанный по идее А. В. Огиевского, и некоторые районные схемы распределения, дифференцированные по водности года и основным азональным физико-географическим факторам.

Для разработки метода, уточненного и вместе с тем достаточно гибкого и универсального, пригодного для любых физико-географических условий при наличии и отсутствии данных наблюдений и для любых видов и схем использования стока, необходимо принять такую схему компоновки расчетного года из составляющих его периодов и сезонов, которая, с одной стороны, приводит к достаточно вероятным сочетаниям стока за год и за его составляющие (т. е. правильно отражает существующие закономерности внутригодового режима стока и его изменений в многолетнем разрезе), а с другой, гарантирует соответствие основных водохозяйственных параметров, определенных по принятому распределению, величинам этих параметров заданной обеспеченности на основе подробных расчетов по многолетнему ряду.

Как уже указывалось выше (см. гл. VI, стр. 126), при сезонном регулировании стока (или при отсутствии регулирования) обеспеченность двух основных водохозяйственных параметров: расхода гарантированной отдачи (коэффициента регулирования) α при заданном коэффициенте емкости β (емкость в долях от среднего годового стока), а также

используемой годовой отдачи Φ [1] в расчетном маловодном году при заданной величине расчетного (максимального полезно используемого) расхода K_p определяется обеспеченностью стока за весь критический (перебойный) период года, в который расходы стока меньше расхода потребления, а не обеспеченностью за составляющие годы сезоны, месяцы, декады.

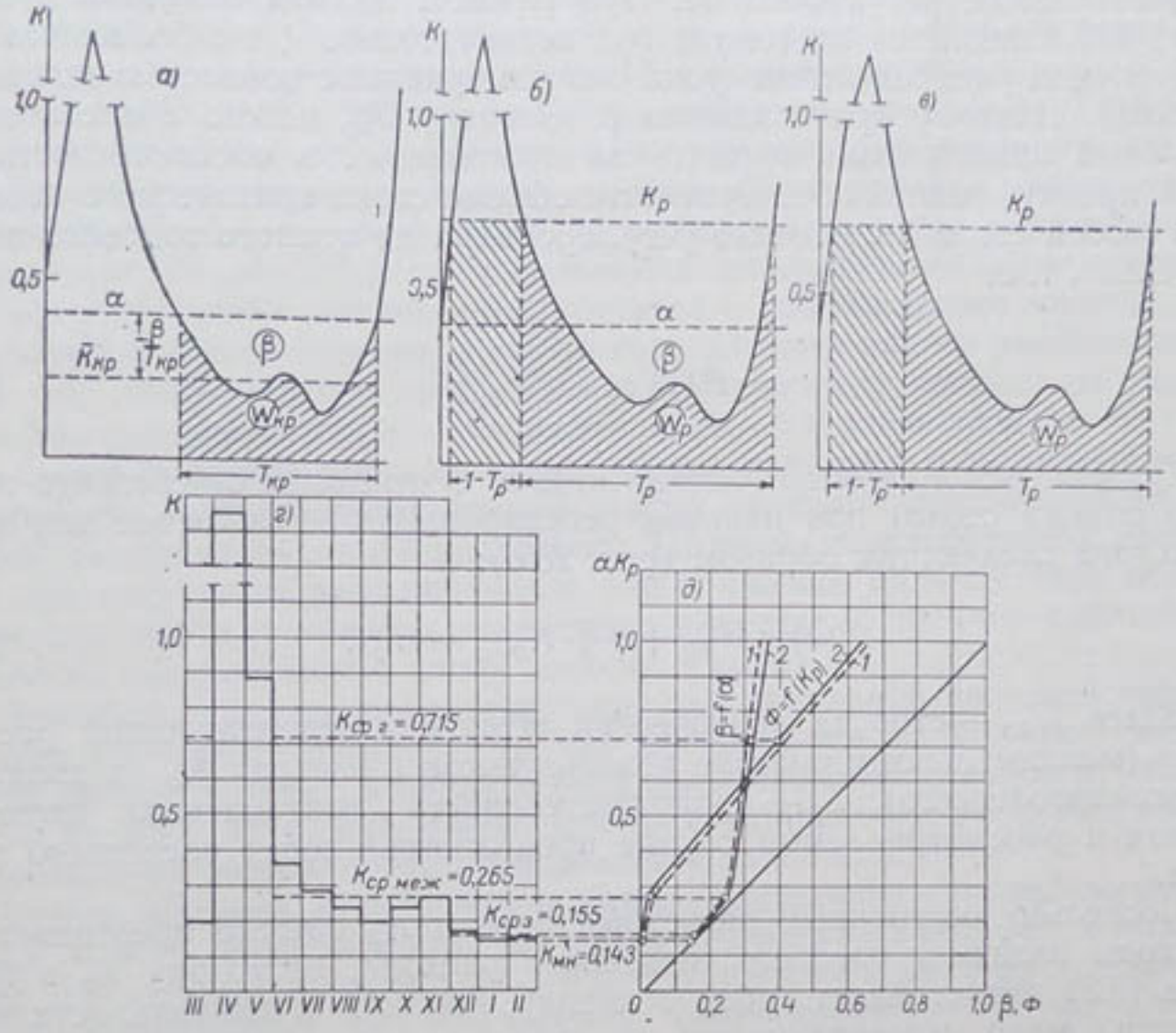


Рис. 23. К обоснованию метода составления внутригодового распределения стока, равнообеспеченного по критическим периодам года

а — схема к формуле (7.1), *б* — то же, к формуле (7.3) при регулировании, *в* — то же, к формуле (7.3) без регулирования, *г* — расчетное внутригодовое распределение р. Вороны у д. Чутановки для 75 %-ной обеспеченности, *д* — кривые зависимости емкости сезонного регулирования β от расхода гарантированной отдачи α и кривые зависимости полезно используемой годовой отдачи Φ от расчетного расхода K_p. *1* — по всем годам, *2* — по расчетному распределению.

В самом деле, при заданной емкости β расход зарегулированной отдачи α (рис. 23 *а*) в каждом году может быть выражен как

$$\alpha = K_{кр} + \frac{\beta}{T_{кр}} = \frac{1}{T_{кр}}(W_{кр} + \beta). \qquad (7.1)$$

Здесь α — гарантированная отдача в долях от среднемноголетнего расхода; $W_{кр}$ и $K_{кр}$ — объем стока и средний расход критического периода в долях от среднемноголетнего расхода; β — емкость регулиро-

[1] В случае использования переменного в году расхода, например при энергетике или ирригации. При водоснабжении потребление воды обычно бывает постоянным, в связи с чем расход используемой годовой отдачи совпадает с расходом гарантированной отдачи.

вания в долях от среднего годового объема стока; $T_{кр}$ — продолжительность критического периода в долях года.

Продолжительность критического периода $T_{кр}$ зависит от величины емкости сезонного регулирования β и может изменяться при месячных интервалах времени в пределах от одного месяца при β, близком к 0, до продолжительности всей межени при величине β, обеспечивающей полное годовое регулирование. При каждом данном значении β величина $T_{кр}$ колеблется из года в год незначительно (тем более, что при помесячном распределении стока она измеряется с точностью до одного месяца). Поэтому при заданном β величину $T_{кр}$ можно с достаточной степенью приближения принять за постоянную, а обеспеченность отдачи принять равной обеспеченности объема стока критического периода при любой степени сезонного регулирования до полного годового включительно, т. е.

$$P(\alpha) \cong P(W_{кр}). \tag{7.2}$$

Полезно используемая годовая отдача Ф (в долях от среднего годового объема стока) при наличии регулирования выражается для каждого года следующим образом (рис. 23 *б*):

$$\Phi = W_{кр} + \beta + K_р (1 - T_р). \tag{7.3}$$

Здесь $W_{кр}$ — сток за критический период, соответствующий расчетному (максимальному полезно используемому) расходу $K_р$ (в долях от среднемноголетнего); $T_р$ — продолжительность критического периода, равная в рассматриваемом случае продолжительности расчетного расхода.

Поскольку постоянный расчетный расход $K_р$ обычно превышает во все годы величину среднего меженного расхода, постольку $T_р$ в формуле (7.3) представляет собой величину, близкую к длительности всей межени, мало изменяющуюся из года в год. Поэтому величина $K_р (1—T_р)$ может быть приближенно принята постоянной во все годы, а обеспеченность полезно используемой отдачи Ф — близкой к обеспеченности стока критического периода $W_{кр}$, т. е.

$$P(\Phi) = P(W_р). \tag{7.4}$$

При отсутствии регулирования стока (рис. 23 *в*) в формуле (7.3) $\beta = 0$, а выражение (7.4) сохраняет свою силу и для этого случая.

Следует отметить, что в выражении (7.1) не учитывается восстановление емкости регулирования в летне-осенние паводки, которое особенно сильно сказывается на величине α при малых ее значениях.

Поэтому равенство (7.2) соблюдается менее точно при незначительном сезонном регулировании стока.

На величине Ф наличие летне-осенних паводков практически не сказывается, и поэтому равенство (7.4) соблюдается в равной мере для всего возможного диапазона величины расчетного расхода $K_р$.

Таким образом, для соблюдения основного требования проектирования, а именно для получения основных результатов водохозяйственного расчета (гарантированной отдачи и полезно используемой годовой отдачи) примерно заданной обеспеченности необходимо и достаточно при компоновке расчетного календарного внутригодового распределения

принимать сток критического по водности периода той же обеспеченности.

При составлении гидрологических характеристик обычно не бывает установленной степень регулирования стока, а значит и продолжительность критического периода, которая может изменяться (при принятых месячных интервалах времени) от месяца (при отсутствии регулирования) до всей межени (при полном годовом регулировании). Может потребоваться на основании данных по внутригодовому распределению стока выполнение расчетов для разных вариантов регулирования с целью выбора полезной емкости водохранилища и нормальной подпорной отметки гидроузла. Поэтому расчетное распределение маловодного года должно одновременно удовлетворять любой степени регулирования и, значит, должно быть принято таким, чтобы заданной обеспеченности результата водохозяйственного использования (обычно от 75 до 95%) соответствовала одновременно обеспеченность любого возможного критического периода — минимального месяца, низкой межени и всей межени, а также года. Пример такого распределения 75%-ной обеспеченности для р. Сож у г. Славгорода показан на рис. 23. Как было показано выше и как видно на рис. 23, соблюдение этого условия является достаточным и с точки зрения получения в расчетный маловодный год полезно используемой отдачи заданной обеспеченности при любой реальной величине расчетного (полезно используемого) расхода как при отсутствии регулирования, так и при его наличии (при обычно имеющих место величинах расчетного расхода достаточно соблюдение заданной обеспеченности стока межени и года).

Аналогично этому для определения максимальной полезной годовой отдачи расчетный многоводный год составляется из условия соответствия низкой межени, межени и года заданной обеспеченности (обычно от 25 до 5%). Для определения средней отдачи обеспеченность низкой межени, всей межени и года принимается равной 50%.

Таким образом, при принятии такого расчетного распределения, которое может быть названо *равнообеспеченным в отношении критических по водности периодов года*, одновременно соблюдаются оба требования, формулируемые Я. Ф. Плешковым (1951) (см. гл. V, стр. 81), для возможности выполнения водохозяйственных расчетов по одному году взамен расчетов по всему многолетнему ряду.

Правильность высказанных выше соображений о применении схемы межсезонного распределения, равнообеспеченного в отношении критических по водности периодов, подтверждается данными сопоставления результатов водохозяйственных расчетов для заданной обеспеченности по этому распределению и по многолетнему ряду для разных величин гарантированной отдачи α и расчетного расхода K_p по ряду рек в различных физико-географических условиях (см. рис. 21 и табл. 29).

Во избежание недостатка, указанного при анализе метода Г. И. Швеца (см. стр. 115), членение года на периоды должно быть кратным двум, например, весна и межень, а один из этих периодов (лимитирующий) может быть разделен на два сезона, например, межень — на лето-осень и зиму. Дальнейшим членением, кратным двум, желательно выделить внутри лимитирующего сезона минимальный месяц, приняв его также заданной расчетной обеспеченности, так как при отсутствии регулирования сток этого месяца в значительной мере определяет характеристики водохозяйственного предприятия (например, минимальную гарантированную мощность гидроэлектростанции).

Для соблюдения соответствия между стоком года, периодов и сезо-

нов, как это было показано выше (см. стр. 107), сток второго, нелимитирующего периода (весеннего) должен определяться как разность величин стока года и лимитирующего периода (межени), а сток второго нелимитирующего сезона внутри межени — как разность стока межени и лимитирующего сезона. При этом обеспеченность (безусловная) нелимитирующих периода и сезона получается отличной от обеспеченности лимитирующих периода и сезона. Аналогично определяется и величина остаточной части лимитирующего сезона за вычетом стока лимитирующего (минимального) месяца.

Как это было установлено выше (см. гл. VI, стр. 119, табл. 27 и рис. 20), получаемое по этой схеме расчетное распределение является вполне реальным.

В примерах расчета по этой схеме, приводимых в предшествующих работах (В. Г. Андреянов, 1957; А. И. Чеботарев и К. П. Клибашев, 1956), показывается, что для полученных сочетаний стока периодов и сезонов могут быть подобраны при достаточном числе лет наблюдений реальные годы, соответствующие по общему ходу стока, но, конечно, неизбежно содержащие индивидуальные особенности в частностях. Вообще говоря, после выполнения анализа сочетания водности (или обеспеченности) фактических лет и составляющих их периодов и сезонов выбор из числа фактических лет расчетного года (или нескольких расчетных лет) по принципу равнообеспеченности критических периодов года становится вполне определенным и объективным, а не случайным и субъективным, как при отборе расчетного года путем простого просмотра таблицы месячных расходов или гидрографов за годы наблюдений (что часто применяется в практике проектирования).

Приводимое выше, в табл. 27, сопоставление результатов расчета межсезонного распределения стока по схемам Г. И. Швеца, И. М. Лившица и по предлагаемой нами показывает, что условная обеспеченность по последней схеме несколько ближе к 50%, чем по схеме Швеца (при принятии в качестве лимитирующих двух маловодных сезонов), и значительно ближе, чем по схеме Лившица.

Назначение критических периодов года (лимитирующих периода, сезона и месяца), вообще говоря, диктуется типом внутригодового распределения стока и видом его использования и может быть иным, чем это приводится здесь в качестве примера для рек с весенним половодьем при использовании стока в энергетических целях. Так, например, при половодье в теплое время года, характерном для горных рек Кавказа и Средней Азии, и при использовании стока для орошения критическими периодами будет служить вегетационный период и внутри последнего — весна (см. В. Г. Андреянов, 1957, стр. 220—222), а для рек Сибири с половодьем в теплое время года и при энергетическом использовании стока — осенне-зимний период и зимний сезон.

Таким образом, предлагаемая схема составления расчетного межсезонного распределения стока удовлетворяет существующим природным соотношениям между стоком за различные сезоны года, при любой тесноте корреляционной связи между ними и требованиям водохозяйственного проектирования. При этом схема является вполне гибкой и универсальной, применимой как для разных типов внутригодового режима, так и для разных видов использования стока и степени его регулирования. В этом отношении она имеет существенное преимущество перед схемой Г. И. Швеца, имеющей лишь ограниченную область применения (см. стр. 116). Вместе с тем она достаточно объективна и проста и не требует, в частности, выполнения сложных расчетов по построению условных кривых обеспеченности.

Внутрисезонное распределение стока может приниматься приближенно ввиду того, что результаты водохозяйственных расчетов, как указывалось выше (см. стр. 126), зависят от общей водности критического периода и детали распределения внутри этого периода не играют существенной роли, особенно при наличии регулирования стока.

Так как внутрисезонное распределение, вообще говоря, зависит от водности сезона, то 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. Практически обычно достаточно принять три градации водности сезона (многоводную, среднюю и маловодную) с равным числом членов в каждой группе (для интервалов обеспеченности 0—33, 33,4—66,6, 66,7—100%). В случае необходимости и при достаточно большом числе лет наблюдений можно выделить из маловодной градации четвертую градацию — очень маловодную (интервал обеспеченности 83,4—100%), а из многоводной — пятую градацию — очень многоводную (16,7—33,3%). При числе лет наблюдений менее 10—12 деление на группы водности нецелесообразно. Во многих случаях, как показали исследования, имеет место практически единое внутрисезонное распределение для тех или иных сезонов вне зависимости от их водности.

Ввиду значительной внутримесячной неравномерности стока в период половодья распределение за этот период предпочтительнее давать по декадным интервалам времени. Для межени обычно является достаточным помесячное распределение. Для рек с паводочным режимом можно проследить характерное распределение стока лишь для месячных интервалов и поэтому подекадное распределение применять нерационально ни в один из сезонов.

При внутригодовом режиме, характеризующемся значительными сдвигами в разные годы сроков наступления одинаковых фаз режима, можно использовать при осреднении внутри каждой группы водности сезона применяемый И. М. Лившицем (1953, 1955) прием (см. стр. 117), заключающийся в предварительном расположении месячных (декадных) величин внутри каждого сезона в порядке их убывания и в присвоении полученным средним значениям по каждому порядковому номеру того календарного месяца, который встречается наиболее часто.

Как показали результаты проведенных нами исследований по 14 рекам, находящимся в различных физико-географических условиях, применение этого приема дает существенную разницу в результатах расчета внутрисезонного распределения стока для периода весеннего половодья при декадных интервалах времени во всех физико-географических зонах и для любой группы водности. При месячных интервалах времени эта разница существенно снижается, особенно для рек лесной зоны. Для зимнего сезона на реках лесной зоны на востоке и для всей межени на реках лесостепной и степной зон на юго-востоке Европейской территории СССР и в Казахстане при изменении речного стока по закону истощения запасов грунтовых вод применение указанного приема расчета практически не отражается на результатах расчета внутрисезонного распределения (см., например, табл. 28) и надобность в нем отпадает.

Во многих случаях, например, при паводочном режиме стока (дождевого или оттепельного происхождения) хотя и наблюдаются значительные сдвиги фаз режима в отдельные годы, но применение указанного приема оказывается невозможным ввиду отсутствия явной тенденции в частоте наступления той или иной фазы в том или ином месяце (или декаде). Если при этом гидрограф имеет пилообразный

характер, то правильнее внутрисезонное распределение стока выражать в виде средней (для данной градации водности сезона) сезонной кривой продолжительности суточных расходов (см. гл. XIII).

Необходимо отметить особенности расчета внутригодового распределения стока для рек с внутригодовым режимом казахстанского типа (Б. Д. Зайков, 1946), характеризующимся дружным весенним половодьем и очень низкой меженью в остальную часть года. В этих условиях речной сток обычно используется для хозяйственного водоснабжения и отчасти для орошения путем задержания значительной части весеннего половодья в прудах и водохранилищах. Поэтому в качестве лимитирующего необходимо принимать весенний сезон.

Ввиду того что сток за меженный период формируется почти исключительно за счет запасов грунтовых вод, накопленных за весеннее половодье, между стоком весны и межени наблюдается довольно тесная корреляционная связь ($r_{\text{ВМ}} = 0{,}8$), а так как весенний сток составляет до 95% и более от годового, то связь между весенним и годовым стоком носит практически функциональный характер ($r_{\text{ГВ}} = 0{,}99$; см. табл. 21). Вместе с тем ввиду кратковременности весеннего половодья и отсутствия летних и зимних паводков доля стока весеннего половодья в годовом $\frac{\text{В}}{\text{Г}}$ численно близка к величине годового избытка над средним годовым расходом b (I), равного дефициту до среднего годового расхода d (I) (см. гл. VIII, стр. 151). Поэтому в данном случае могут быть применены результаты исследований (В. Г. Андреянов, 1953) зависимости показателя b (I) $= d$ (I) от водности года [обеспеченности годового стока P (m)], излагаемых ниже, в главе IX (см. стр. 176). Применительно к данному случаю можно написать

$$R = \left(\frac{\text{В}}{\text{Г}}\right)_m : \frac{\overline{\text{В}}}{\overline{\text{Г}}} = 1 + \delta\,[0{,}5 - P\,(m)]. \qquad (7.5)$$

При наличии данных наблюдений определяется среднее значение доли весеннего стока в годовом $\frac{\overline{\text{В}}}{\overline{\text{Г}}}$ и значения этого показателя за отдельные годы $\left(\frac{\text{В}}{\text{Г}}\right)_m$ с обеспеченностью годового стока $P(m)$, и по графику связи величин $R = \left(\frac{\text{В}}{\text{Г}}\right)_m : \frac{\overline{\text{В}}}{\overline{\text{Г}}}$ и $P(m)$ находится угловой коэффициент δ. Его величина в основном определяется зональными физико-географическими факторами, изменяется по территории сравнительно медленно и поэтому для неизученных рек может приниматься по аналогии или по среднему районному значению.

В связи с вышеуказанным схема расчета внутригодового распределения при наличии данных наблюдений стока видоизменяется следующим образом. Для величин годового стока заданной обеспеченности $P(m)$ определяется соответственное значение доли весеннего половодья $\left(\frac{\text{В}}{\text{Г}}\right)_m$ по уравнению связи (7.5) и далее величина весеннего стока В и меженного $\text{М} = \text{Г} - \text{В}$. Внутрисезонное распределение устанавливается обычным способом по группе водности.

Это разработанное нами видоизменение основного метода было опубликовано в работе П. С. Кузина (1953, стр. 153—155). При этом были установлены следующие районные значения коэффициента δ: для Кулундинской степи 0,15, для Кустанайской 0,20, для Казахского мелкосопочника 0,25.

Описываемый выше метод составления расчетного внутригодового распределения стока, основанный на принципе равнообеспеченности критических периодов года, был изложен подробно в работах автора (В. Г. Андреянов, 1957, 1957а), а его практическое применение показано на примерах также у других авторов (К. П. Воскресенский, 1956; А. И. Чеботарев и К. П. Клибашев, 1956). Разработанный метод подвергся широкой проверке на практике, в частности в Гипросельэлектро, как для случаев наличия, так и отсутствия данных наблюдений. Поэтому ниже (см. п. 3 и 4) приводится только краткое изложение последовательного хода расчетов по этому методу при наличии и при отсутствии данных наблюдений.

Как показывают результаты проверки на практике предлагаемого метода, его основными преимуществами являются:

1) соответствие природным соотношениям стока за год и за его отдельные части, что подтверждается большой частотой повторения расчетного сочетания стока года и его сезонов, которая находится обычно в пределах от одного раза в 2 года до одного раза в 3 года (см. стр. 109, табл. 27 и рис. 20);

2) хорошая увязка с требованиями проектирования, критерием чего является достаточно хорошее совпадение результатов расчета сезонного регулирования стока и определения полезной годовой отдачи по расчетному распределению с результатами расчета по всему ряду лет (см. рис. 21 и сопоставление этих результатов по 10 рекам в разных физико-географических условиях в табл. 29);

3) гибкость расчетной схемы, позволяющая видоизменять ее (в отношении назначения лимитирующих периодов и сезонов года) применительно к различным типам внутригодового режима стока и видам его использования (см. стр. 134) и определяющая тем самым универсальность предлагаемого метода;

4) сравнительная простота и возможность дальнейших упрощений применительно к массовым расчетам по неизученным рекам для отдельных районов (см. стр. 144).

Как это упоминает И. А. Железняк в своей последней работе (И. А. Железняк, 1959), в основу метода расчета внутригодового распределения стока по материалам наблюдений для рек Украины им положен предложенный нами метод с некоторыми его видоизменениями (применительно к условиям Украинской ССР), которые легко могли быть внесены ввиду гибкости этого метода.

Применительно к рекам казахстанского типа внутригодового распределения стока (по классификации Б. Д. Зайкова) предлагаемая нами схема была несколько видоизменена и уточнена Б. И. Серпик (Ресурсы поверхностных вод, 1959, стр. 104—117) и в таком виде использована для характеристики внутригодового распределения стока рек различных областей Казахстана. Принятые Серпик изменения и уточнения заключались в следующем. Учитывая использование стока весеннего половодья для наполнения прудов и водохранилищ в целях водоснабжения, за лимитирующий сезон был принят весенний. Ввиду наличия довольно тесной корреляционной зависимости между стоком весеннего сезона и года доля весеннего стока в годовом устанавливалась по этой зависимости для каждой из трех групп водности. Из-за большой резкости половодья максимальный декадный сток за весну устанавливался не в жестких календарных границах декады, а в соответствии с датой наступления в каждом году пика половодья. Среднее для каждой группы водности распределение по декадам устанавливалось отдельно для ветвей подъема и спада половодья. На основании данных по изученным

Таблица 29

Величины емкости регулирования β (в долях от среднего годового стока) **при разных величинах зарегулированного расхода α** (в долях от среднемноголетнего) **и полезно используемая годовая отдача воды Ф при разных величинах расчетного расхода K_p: по расчетному внутригодовому распределению стока 75%-ной обеспеченности (1) и по фактическому ряду лет (2)**

№ п/п	Река — пункт		Емкость регулирования β при величинах зарегулированного расхода α								Полезно используемая годовая отдача воды Ф при величинах расчетного расхода K_p							
			1,0	0,8	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1	1,0	0,8	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1
1	р. Сухона — с. Камчуга	1	0,485	0,342	0,209	0,142	0,092	0,051	0,018	—	0,515	0,458	0,391	0,355	0,308	0,249	0,182	—
		2	0,515	0,355	0,220	0,160	0,100	0,055	0,020	—	0,485	0,440	0,375	0,335	0,300	0,240	0,175	—
2	р. Луга — ст. Толмачево	1	0,454	0,286	0,133	0,058	0,010	—	—	—	0,546	0,514	0,467	0,439	0,385	—	—	—
		2	0,450	0,290	0,140	0,080	0,035	0,010	—	—	0,550	0,500	0,455	0,415	0,370	0,290	—	—
3	р. Гауя — с. Тилдери	1	0,495	0,326	0,163	0,080	0,037	0,017	0,002	—	0,505	0,474	0,427	0,389	0,335	0,272	0,196	—
		2	0,480	0,320	0,160	0,100	0,050	—	0,002	—	0,530	0,490	0,430	—	0,340	—	0,195	—
4	р. Днепр — г. Смоленск	1	0,560	0,400	0,230	0,153	0,082	0,023	0,0024	—	0,440	0,400	0,370	0,347	0,309	0,261	0,198	—
		2	0,580	0,415	0,240	0,165	0,090	0,035	—	—	0,420	0,385	0,360	0,335	0,305	0,255	—	—
5	р. Сож — г. Славгород	1	0,477	0,310	0,158	0,090	0,025	—	—	—	0,523	0,490	0,442	0,410	0,360	—	—	—
		2	0,508	0,330	0,170	—	0,042	—	—	—	0,490	0,470	0,425	—	0,350	—	—	—
6	р. Припять — г. Мозырь	1	0,419	0,268	0,130	0,057	0,014	0,001	—	—	0,581	0,532	0,470	0,443	0,379	0,299	—	—
		2	0,435	0,280	0,150	0,085	0,030	0,004	—	—	0,565	0,520	0,445	0,410	0,360	0,295	—	—
7	р. Ворона — с. Чутановка	1	0,645	0,471	0,303	0,210	0,138	0,061	0,012	—	0,355	0,329	0,297	0,290	0,262	0,239	0,188	—
		2	0,660	0,490	0,315	0,235	0,150	0,080	0,010	—	0,340	0,310	0,285	0,260	0,245	0,190	0,187	—
8	р. Сал — слоб. Мартыновка	1	—	—	—	0,367	0,284	0,201	0,123	0,048	—	—	—	0,133	0,116	0,099	0,077	0,052
		2	—	—	—	0,405	0,310	0,215	0,125	0,050	—	—	—	0,095	0,090	0,085	0,075	0,050
9	р. Унжа — г. Макарьев	1	0,517	0,366	0,215	0,142	0,074	0,033	—	—	0,483	0,434	0,385	0,358	0,316	0,267	—	—
		2	0,550	0,390	0,235	0,155	0,090	—	0,005	—	0,450	0,410	0,360	0,345	0,305	—	—	—
10	р. Вак — с. Ракитное	1	0,469	0,334	0,209	0,158	0,115	0,080	0,046	—	0,531	0,466	0,391	0,342	0,285	0,220	0,154	—
		2	0,485	0,345	0,220	0,175	0,125	0,077	0,040	—	0,510	0,450	0,370	0,320	0,270	0,215	0,155	—

рекам составлены районные схемы распределения для лет различной водности и для разных величин площадей водосбора.

2. Практическое применение предлагаемого метода при наличии данных наблюдений

При наличии данных наблюдений в процессе расчета календарного внутригодового распределения стока (применительно к случаю реки лесной зоны с весенним половодьем и зимним минимумом при использовании стока в энергетических целях) необходимо выполнить следующее (см. также пример расчета в табл. 30):

1) разделить все годы на два периода — весну и межень, а последнюю на сезоны — лето-осень и зиму (при этом рассматриваются не календарные годы, а так называемые водохозяйственные — от начала весны до конца зимы);

2) определить величины стока заданной обеспеченности для года, межени и зимы путем определения параметров кривых распределения (нормы, C_v и C_s) или путем построения эмпирических кривых обеспеченности на клетчатке вероятностей;

3) определить соответствующую величину весеннего стока как разность полученных расчетных значений годового и меженного стока и величину летне-осеннего стока как разность общего меженного и зимнего стока; установить обеспеченность полученных величин весеннего и летне-осеннего стока с помощью кривых обеспеченности этих сезонов;

4) для весны, лета-осени и зимы разместить величины сезонного стока (суммы месячных расходов за сезон) за все годы в порядке убывания и, разделив их на три равные градации, выписать в каждом году месячные расходы (или декадные для весеннего сезона) в порядке их убывания, а также соответствующие им календарные месяцы (или декады) и подсчитать по каждой градации суммы для каждого из месяцев (или декад), расположенных в убывающем порядке, и для всего сезона[1] (за недостатком места эти данные в примере не приводятся);

5) подсчитать для итоговой строки по каждой градации относительное распределение в процентах от соответственного сезонного стока и отнести его к тому календарному месяцу (или декаде), который встречается наиболее часто для данного порядкового номера месяца (или декады) во всех трех градациях вместе (или в каждой градации отдельно, если имеется достаточно четкая и закономерная тенденция в сдвиге этих месяцев с изменением водности сезона);

6) умножить величины стока всех сезонов, определенные в пп. 2 и 3, на полученное выше процентное внутрисезонное распределение по той градации водности, которая соответствует заданной обеспеченности лимитирующего сезона или определенной согласно п. 3 обеспеченности нелимитирующих сезонов.

Полученное таким образом распределение является расчетным и не содержит в себе индивидуальных особенностей отдельных лет, что является его большим преимуществом по сравнению с распределением отдельных фактических лет. Однако это распределение является несколько схематизированным, ибо дается лишь по месячным и частично (для весны) по декадным интервалам.

---

[1] При отсутствии заметных сдвигов из года в год одинаковых фаз внутригодового режима стока производится простое осреднение по календарным месяцам внутри каждой группы водности.

Таблица 30

Расчет внутригодового распределения стока р. Сож у г. Славгорода для маловодного года 75%-ной обеспеченности

Сезон, месяц, декада	Сезонный сток				Внутрисезонное распределение, %	Декадные и месячные расходы воды, м³/сек.	Внутригодовое распределение, в % от года
	C_v	средняя сумма месячных расходов (норма), м³/сек.	% обеспеченности	расчетная сумма месячных расходов, м³/сек.			
Весна III 1					3,2	63,0	2,0
2					3,6	70,0	2,2
3					4,5	88,0	2,8
Итого за март					11,3	74,0	7,0
IV 1					12,5	247	7,8
2					35,6	700	22,4
3					18,2	356	11,3
Итого за апрель					66,3	434	41,5
V 1					9,5	185	5,9
2					7,3	143	4,6
3					5,6	110	3,5
Итого за май					22,4	146	14,0
Итого за весну . . .	0,38	824	68	654	100	654[1]	62,5
Лето VI					23,2	64,2	6,3
VII					16,8	46,3	4,5
VIII					10,8	29,7	2,9
IX					12,9	35,5	3,4
Осень X					15,2	41,7	4,0
XI					21,0	57,6	5,6
Итого за лето-осень	0,37	352	70	275	100	275[1]	26,7
Зима XII					45,5	50,5	4,9
I					29,6	32,8	3,2
II					24,9	27,7	2,7
Итого за зиму . . .	0,32	144	75	111	100	111	10,8
Итого за межень . .	0,31	496	75	386	—	386	37,5
Всего за год	0,29	1320	75	1040	—	1040	100

При желании получить более наглядный гидрограф по суточным расходам следует подобрать по построенному расчетному распределению наиболее подходящий год из числа фактических лет, исходя из условия, чтобы обеспеченности критических периодов (зимы и всей межени) и года были бы близки к заданной обеспеченности. Для этого надо определить обеспеченности стока этих сезонов и года для всех фактических лет. При очень большом числе лет такой подбор сделать обычно удается; при коротком ряде наблюдений все фактические годы могут оказаться по тому или иному признаку (по обеспеченности зимы, межени или года) мало подходящими и тогда приходится в соответствии со степенью регулирования стока отдавать предпочтение более важному

[1] Сумма месячных расходов.

признаку: обеспеченности зимнего стока при отсутствии сезонного регулирования, обеспеченности меженного стока при незначительном сезонном регулировании и обеспеченности годового стока при регулировании, близком к полному годичному. Примеры такого подбора приводятся в работах В. Г. Андреянова (1957), А. И. Чеботарева и К. П. Клибашева (1956).

Приведенные выше пояснения и пример в табл. 30 составлены применительно к внутригодовому режиму стока реки лесной зоны с весенним половодьем и зимним минимумом и при энергетическом использовании стока. При иных типах режима и видах использования стока принимаются иные лимитирующие периоды и сезоны года (см. стр. 134), но общая расчетная схема остается неизменной (В. Г. Андреянов, 1957, стр. 220—222).

3. Применение предлагаемого метода при отсутствии данных наблюдений

Как уже указывалось выше, большинство существующих схем и приемов расчета внутригодового распределения стока при отсутствии данных наблюдений базируется на методе географической интерполяции с применением карт нормы сезонного стока и на районных типовых схемах распределения, которые иногда учитывают, кроме того, некоторые азональные физико-географические факторы. Однако ввиду большого числа физико-географических факторов, влияющих на внутригодовой режим стока, в том числе ряда азональных факторов, метод географической интерполяции в этом случае применим в меньшей степени, чем для других видов гидрологических расчетов, и в качестве основного следует использовать метод гидрологической аналогии.

Иногда в проектной практике распределение в году на неизученной реке принимается по данным изученной реки-аналога, но без достаточного обоснования аналогии и без введения поправок на неполноту последней.

Ввиду большого числа влияющих факторов выбор аналога по внутригодовому распределению стока значительно труднее, чем при других видах гидрологических расчетов. Так как полная аналогия почти никогда не имеет места, то метод расчета внутригодового распределения стока при отсутствии данных наблюдений должен включать в себя введение поправок на неполноту аналогии. При выборе аналога ни в коем случае нельзя исходить лишь из признака географической близости, как это иногда бывает в практике. Необходимо учитывать все основные определяющие азональные факторы, особенно гидрогеологические, которые не могут быть учтены количественно путем введения поправок, как это может быть выполнено, например, для озерности (см. гл. IV).

Следует признать, что окончательное, вполне уверенное обоснование наличия аналогии и установление необходимых поправок на неполноту аналогии могут быть выполнены лишь в результате проведения на неизученной реке гидрологической рекогносцировки и кратковременных наблюдений над стоком (желательно за год или хотя бы за меженный период) и их сопоставления с одновременными данными по изученной реке, намечаемой в качестве аналога.

Во избежание рассмотренных в главе VI недостатков, присущих применявшимся до настоящего времени методам и приемам, расчет внутригодового распределения стока при отсутствии данных наблюдений предпочтительнее вести по той же схеме, которая была изложена выше

при наличии данных, но с определением расчетных параметров методом гидрологической аналогии, опирающейся на результаты рекогносцировочного гидрологического обследования и кратковременных наблюдений.

Ниже даются краткие пояснения по применению для неизученной реки предлагаемой расчетной схемы.

Норма и коэффициент вариации годового стока определяются по аналогии обычным способом, норма сезонного стока — по соответственному отношению к норме годового стока для аналога, коэффициент вариации сезонного стока — по соответственному отношению к коэффициенту вариации годового стока для аналога. Основанием для переноса с аналога на рассчитываемый объект величины отношения коэффициентов вариации сезонного и годового стока служит установленное выше сравнительное постоянство этого отношения для рек, находящихся в одинаковых физико-географических условиях (см. стр. 91 и рис. 15 и 16).

Для облегчения расчетов в приложении XV к работе автора (В. Г. Андреянов, 1957) приводятся (для большого числа изученных малых и средних рек в различных физико-географических районах равнинной территории СССР, которые могут служить аналогами) данные по величинам отношения сезонного стока к годовому и отношения коэффициентов вариации сезонного и годового стока.

Только в порядке первого приближения на предварительной стадии проектирования допустимо применение метода географической интерполяции, т. е. определение нормы сезонного стока по картам на рис. 13 и 14, а коэффициентов вариации сезонного стока по примерным зональным соотношениям с коэффициентом вариации годового стока, приводимым в табл. 20.

Для озерных рек норма сезонного стока в долях от годового устанавливается по одной из районных зависимостей озерности в соответствии с рекомендациями в главе IV (см. стр. 72 и рис. 9).

Внутрисезонное распределение стока для неисследованного объекта может приниматься по аналогии с соответствующим исследованным объектом. Для облегчения расчетов в приложении XVI к работе автора (В. Г. Андреянов, 1957) также приводится внутрисезонное распределение по большому числу изученных малых и средних рек.

При существенном различии длин рассчитываемой реки и аналога необходимо произвести перераспределение внутри весеннего сезона в связи с меньшей длительностью и бóльшей резкостью половодья на реке с меньшей длиной. Для этой цели процентное подекадное распределение весеннего стока аналога предварительно срезается на величину грунтового стока, принимаемого постоянным в течение всей весны и равным всему стоку предполоводной декады. Полученное таким образом процентное распределение поверхностного стока аналога за половодные декады перераспределяется для рассчитываемого объекта в соответствии с числом половодных декад (обычно меньшим, чем на аналоге). Аналогично перераспределяется поверхностный сток за остальные, не половодные, декады. Относительная величина грунтового стока на рассчитываемой реке принимается такой же, как для аналога, а его распределение — также равномерным в течение всей весны. Суммируя декадные относительные величины поверхностного и грунтового стока, получаем распределение всего стока рассчитываемой реки. Для пояснения приводим в табл. 31 пример расчета внутрисезонного распределения стока за маловодную весну для р. Малый Мунгай у пос. Кашкала по аналогии с р. Чумыш у с. Тальменки.

Как показали исследования, помесячное распределение стока за летне-осенний и зимний сезоны может приниматься непосредственно по данным реки-аналога.

Для озерных рек внутрисезонное распределение может быть принято по данным табл. 18 в главе IV.

Таблица 31

Расчет внутрисезонного распределения стока р. Малый Мунгай у пос. Кашкала за маловодную весну по аналогу — р. Чумыш у с. Тальменки (в процентах от сезонного стока)

Река — пункт	Виды стока	Апрель			Май			Июнь			За весну	За половодье
		1	2	3	1	2	3	1	2	3		
р. Чумыш — с. Тальменка, $F = 20\,600$ км²	Полный . .	1,6	21,7	39,7	14,3	9,5	4,9	3,7	2,5	2,1	100	90,1
	Поверхностный	0,0	20,1	38,1	12,7	7,9	3,3	2,1	0,9	0,5	85,6	82,1
	Грунтовой . .	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	14,4	8,0
р. Малый Мунгай — пос. Кашкала, $F = 128$ км²	Полный . . .	1,6	47,1	29,6	10,2	2,9	2,6	2,1	2,0	1,9	100	86,9
	Поверхностный	0,0	45,5	28,0	8,6	1,3	1,0	0,5	0,4	0,3	85,6	82,1
	Грунтовой . .	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	14,4	4,8

Приведенные выше рекомендации по расчету внутригодового распределения стока неисследованной реки относятся лишь к рекам, полностью дренирующим грунтовой сток. Для рек, дренирующих его лишь частично, схема расчета видоизменяется следующим образом.

На основании сопоставления данных кратковременных наблюдений на рассчитываемой реке с данными синхронных наблюдений на аналоге устанавливается разница в слое стока обеих рек, которая и представляет собой ту часть грунтового стока, которая не дренируется рассчитываемой рекой. Эта разница должна быть установлена по наблюдениям в межень (за всю межень или ее часть); среднее ее значение за один месяц может приниматься постоянным в течение всего года и распространяется на остальную часть года, в которую не было наблюдений. Это является вполне допустимым, так как снижение грунтового стока происходит за счет самой его устойчивой части, поступающей из глубоких горизонтов.

Однако нельзя принимать обнаруженную разницу в слое грунтового стока обеих рек постоянной для лет любой водности и определять норму стока неизученной реки, неполностью дренирующей сток, вычитая из нормы стока аналога разницу в грунтовом стоке, определенную по одному году совместных наблюдений. Для этой цели необходимо по известным норме и коэффициенту вариации меженного стока реки-аналога определить обеспеченность стока межени того года, в который производились совместные наблюдения, и принять ее той же для рассчитываемой реки. Найдя для последней коэффициент вариации межени по аналогии (см. выше), можно определить соответственный модульный коэффициент m_p. Тогда норма меженного стока, как это очевидно, может быть найдена по выражению

$$\overline{M} = \frac{M}{m_p} \text{ мм}. \qquad (7.6)$$

После этого может быть найдена разность между нормой меженного стока аналога и рассчитываемой реки. Принимая в соответствии с указанным выше снижение стока равномерным в течение всего года, можно

определить снижение нормы годового стока пропорционально отношению числа месяцев года и межени и далее найти сниженную норму годового стока рассчитываемой реки. Норма стока весны определяется как разность нормы годового и меженного стока. Норма зимнего стока находится аналогично межени, а норма за летне-осенний период — по разности стока межени и зимы.

Получив таким образом норму и коэффициенты вариации годового и сезонного стока, мы можем рассчитать для неизученной реки, неполностью дренирующей сток, величины сезонного стока для года заданной обеспеченности по той же схеме, как и для реки, полностью дренирующей сток.

Расчет внутрисезонного распределения для весеннего и меженного сезонов осуществляется так же, как это было изложено выше, но с учетом срезки недренируемой части грунтового стока, принимая ее равномерно распределенной в течение всего сезона. Для того чтобы установить величину этой срезки для сезона расчетной обеспеченности, находим сперва величину полного (без срезки) сезонного стока по норме аналога при коэффициенте вариации рассчитываемой реки.

Расчет внутригодового распределения стока неизученой горной реки должен выполняться с учетом влияния высоты водосбора на межсезонное распределение стока. Обычно с повышением высоты водосбора снижается доля стока за теплый (вегетационный) период от годового $c = \frac{h_{вег}}{h_{год}}$ и повышается доля летнего стока от вегетационного $c' = \frac{h_{лет}}{h_{вег}}$. Аналогичные характеристики принимаются, например, В. Л. Шульцем (1949) в качестве основы классификации внутригодового режима стока горных рек Средней Азии.

Примеры практического применения изложенной выше схемы расчета внутригодового распределения стока при отсутствии данных наблюдений для всех указанных случаев рассматриваются в работе автора (В. Г. Андреянов, 1957), а для первого, наиболее частого, случая — также в работе А. И. Чеботарева и К. П. Клибашева (1956).

4. Упрощенный метод расчета для неизученных рек

Точность результатов гидрологических расчетов по неизученной реке не может быть высокой из-за невозможности учесть влияние ряда местных физико-географических факторов. Поэтому вполне допустимым является упрощение расчетной схемы за счет некоторого снижения точности расчета. Такое упрощение может быть достигнуто путем составления для изученных рек, которые могут служить аналогами, расчетного распределения по месяцам (и декадам) в долях от годового стока для трех групп водности года, подсчитанного по прилагаемой выше схеме для некоторых наперед заданных обеспеченностей (например, многоводный год — 15%, средний — 50%, маловодный — 85%).

Расчетное внутригодовое распределение стока аналога переносится на неизученную реку, не учитывая перераспределения стока между сезонами в связи с различием коэффициентов вариации годового и сезонного стока на рассчитываемом объекте и на аналоге. Вносятся лишь поправки на различие длительности половодья и на неполное дренирование стока (см. стр. 142).

Для обоснования возможности такого упрощения были проведены расчеты по основной, более точной, схеме по нескольким объектам-аналогам, находящимся в разных физико-географических зонах для ряда обеспеченностей (от 75 до 95% для маловодного года и для широкого

диапазона площадей водосбора от 10 до 100 000 км²). Сопоставление результатов этих расчетов с результатами упрощенного расчета, выполняемого без учета точного значения заданной обеспеченности (т. е. при некотором среднем значении обеспеченности — 85% для маловодного года) и без учета различия в величине площади водосбора, показало следующее. Для рек лесостепной зоны расхождение между величинами сезонного стока, подсчитанными по обеим схемам, получается очень незначительным (не более 5%, т. е. в пределах точности исходных данных) на всем указанном диапазоне обеспеченностей и площадей водосбора. Для рек степной зоны расхождения в предельных случаях доходят до 10% для весеннего сезона, до 20% для зимнего и до 50% для летне-осеннего, а для рек лесной зоны — до 25% для весеннего сезона и до 60% для летне-осеннего и зимнего.

Если задаться условием, чтобы отклонения от данных более точного расчета не превышали 10%, то можно сделать следующий вывод о применимости описанной выше упрощенной схемы расчета:

а) лесостепная зона — практически для любых площадей водосбора и обеспеченностей;

б) степная и лесная зоны — при отношении площадей водосбора аналога и рассчитываемого объекта не более 10 и для обеспеченностей не более 90% для маловодного года и не менее 10% для многоводного.

Как это очевидно, ограничение по заданной обеспеченности может быть легко устранено путем введения в указанную схему расчета дополнительных градаций водности, например, очень многоводного года обеспеченностью 5% и очень маловодного обеспеченностью 95%. Таким образом, для всех неизученных рек лесостепной зоны и для рек степной и лесной зон при площадях водосбора, отличающихся от площади аналога не более чем в 10 раз, расчет внутригодового распределения стока может выполняться по изложенной упрощенной схеме. В остальных случаях расчет следует вести по основной, более общей и точной схеме.

Таблица 32

Сопоставление расчета внутригодового распределения стока р. Мунгай у пос. Кашкала по аналогу — р. Чумыш у с. Тальменки по основному и упрощенному методам (в % от годового стока)

Метод	Весна									
	IV			V			VI			итого за весну
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	
Основной	1,2	35,8	22,5	7,7	2,2	2,0	1,6	1,5	1,4	75,9
Упрощенный . .	1,2	35,3	22,2	7,6	2,3	1,9	1,6	1,5	1,4	75,0

Метод	Лето-осень						Зима				
	VII	VIII	IX	X	XI	итого за лето-осень	XII	I	II	III	итого за зиму
Основной	3,5	2,8	2,0	2,6	4,0	14,9	3,3	2,2	1,9	1,8	9,2
Упрощенный . .	3,9	2,9	2,2	2,7	4,2	15,9	3,3	2,2	1,9	1,7	9,1

Следует учитывать, что расчетное внутригодовое распределение стока аналога в процентах от годового стока, составленное по изложен-

ному упрощенному методу, применимо только для того вида использования стока, в соответствии с которым были приняты критические периоды года.

Практическое применение упрощенной схемы расчета внутригодового распределения стока при отсутствии данных наблюдений поясняется на примере в работе автора (В. Г. Андреянов, 1957а).

Здесь приводится лишь сопоставление результатов расчета по основному и упрощенному методам для р. Мунгай у пос. Кашкала (F = =128 км²) по аналогу — р. Чумыш у с. Тальменки (F=20 600 км²) по основному и упрощенному методам (табл. 32).

5. Суммарное равнообеспеченное распределение стока

В некоторых случаях водохозяйственного проектирования, например при разработке плана водопользования и диспетчерских правил управления работой водохранилища сезонного или многолетнего регулирования (построение диспетчерского графика водохранилища), необходимо составление такого расчетного календарного внутригодового распределения стока, при котором гарантировался бы с заданной вероятностью превышения (обеспеченностью) приток до конца водохозяйственного года, т. е. до наступления следующего весеннего половодья. В зависимости от суммы объемов гарантированного до конца года притока и запаса воды водохранилища, а также от намечаемого хода потребления воды устанавливается та или иная величина расхода отдачи водохранилища.

Очевидно, что для построения расчетного распределения, равнообеспеченного по суммарному притоку до конца водохозяйственного года, необходимо за все годы наблюдений последовательно суммировать месячные расходы от последнего предполоводного месяца назад. Например, если половодье начинается в апреле, следует подсчитать следующие последовательные суммы:

$$\Sigma_{I/III} = Q_{III}, \quad \Sigma_{I/II} = Q_{III} + Q_{II}, \quad \Sigma_{I/I} = Q_{III} + Q_{II} + Q_{I},$$

$$\Sigma_{I/XII} = Q_{III} + Q_{II} + Q_{I} + Q_{XII} \text{ и т. д.}$$

Располагая соответственные суммы (например, $\Sigma_{I/I}$ или $\Sigma_{I/XII}$) за каждый год в порядке убывания, определяем для каждой из них аналитически (по теоретической кривой обеспеченности, вычисляя норму и C_v) или графически (на клетчатке вероятности по эмпирической кривой обеспеченности) значение суммы заданной обеспеченности (например, 90 или 95%). Получив, таким образом, календарный ряд равнообеспеченных сумм месячных расходов до конца года $\Sigma_{I/IV}$, $\Sigma_{I/V}$, $\Sigma_{I/VI}$, ... $\Sigma_{I/XII}$, $\Sigma_{I/I}$, $\Sigma_{I/II}$, $\Sigma_{I/III}$ или суммарное календарное равнообеспеченное внутригодовое распределение стока, мы можем найти величины соответственных расходов за каждый месяц, как разность сумм на начало данного и последующего месяцев, например для сентября $Q_{IX} = \Sigma_{I/XI} - \Sigma_{I/X}$ и вообще $Q_i = \Sigma_i - \Sigma_{i+1}$. Таким образом, мы переходим от интегрального (суммарного) к помесячному распределению, равнообеспеченному по суммарному стоку до конца года.

Пример подсчета суммарного равнообеспеченного внутригодового распределения стока приводится в работе автора (В. Г. Андреянов, 1957а).

ЧАСТЬ III

ХАРАКТЕРИСТИКИ ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПО ВЕЛИЧИНАМ РАСХОДОВ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ В ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РАСЧЕТАХ

ГЛАВА VIII

СИСТЕМА ХАРАКТЕРИСТИК И ПАРАМЕТРЫ ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА

1. Основные положения

Принципиально возможны две системы характеристик внутригодового распределения: по времени и по величинам расходов (без учета их календарной последовательности). Большое затруднение при первой системе характеристик (гидрограф и календарная интегральная кривая) представляет необходимость учитывать не только распределение стока по фазам режима, но и изменение из года в год хронологических дат наступления и продолжительности этих фаз. В связи с этим в практике при исследовании и расчетах календарного внутригодового распределения приходится идти на схематизацию гидрографа в виде ступенчатого графика по сезонным и месячным (весной также декадным) интервалам времени при жестких (постоянных из года в год) границах этих интервалов, отказываясь тем самым от учета различия в разные годы времени прохождения одинаковых фаз режима (см. главы V—VII). Это обстоятельство затрудняет также установление при календарном распределении параметра, достаточно полно и объективно характеризующего в общем виде внутригодовые колебания стока (подобно тому, как коэффициент вариации характеризует многолетние колебания стока), позволяющего сопоставлять в этом отношении различные годы по одному водному объекту и разные водные объекты с целью выявления влияния тех или иных зональных или местных физико-географических факторов на внутригодовой режим стока, и, наконец, пригодного для включения в водохозяйственный кадастр для оценки эффективности использования стока данной реки. Хотя иногда и принимается в качестве такого параметра отношение минимального среднемесячного расхода к среднегодовому (А. Н. Важнов, 1956) или максимального месячного к минимальному, но, как справедливо указывается рядом авторов (например, М. С. Торгомян, 1951), такие параметры являются весьма неустойчивыми и недостаточно репрезентативными. Несколько лучшими показателями являются: для равнинных рек с половодным режимом без существенных летне-осенних и зимних паводков доля весеннего стока в годовом (см. гл. V), а для горных — соотношение стока за вторую и первую половины теплого периода года (В. А. Шульц, 1949). Однако и эти показатели не имеют общего значения и отличаются рядом других недостатков.

Поэтому уже давно как в отечественной (Д. И. Кочерин, 1929; И. В. Егиазаров, 1934, и др.), так и в зарубежной практике (А. Кутань,

1920; Р. Жибра, 1932, и др.) в целях типизации и оценки рек как объектов энергетического использования применялись характеристики внутригодового распределения по величинам расходов (без учета их календарной последовательности), кривая продолжительности суточных расходов и ее интегральное выражение — кривая использования стока.

С. И. Рыбкиным (1935) были предложены два показателя (в долях от среднемноголетнего стока) — коэффициент дефицита стока межени до заданного расхода и коэффициент избытка стока в половодье над заданным расходом. Совокупность кривых зависимости от расхода: нормы, коэффициента вариации и коэффициента асимметрии каждого из указанных коэффициентов (дефицита и избытка), по определению С. И. Рыбкина, составляет «новые универсальные характеристики речного стока», применимые к решению всех основных задач гидрологических и водохозяйственных расчетов. По его мнению, удобство и преимущества применения этих характеристик будут прогрессивно возрастать.

К сожалению, это, по существу, правильное и прогрессивное предложение до настоящего времени не нашло применения в практике и было фактически забыто из-за ряда присущих ему недостатков, перечисляемых ниже:

1) вводимые показатели и характеристики даны в отрыве от тесно связанных с ними и широко известных к тому времени в практике гидрологических и водноэнергетических расчетов кривых продолжительности расходов и кривых использования стока;

2) указанные характеристики и основные параметры внутригодовой неравномерности стока (коэффициент дефицита стока до среднего расхода, равный соответственному коэффициенту избытка стока) даются лишь для всего многолетнего периода, а не устанавливаются в каждом отдельном году;

3) принятая система характеристик (кривые зависимости от расходов нормы и коэффициентов вариации и асимметрии, для дефицитов и избытков) очень громоздка при наличии данных наблюдений и практически неосуществима при отсутствии данных наблюдений;

4) попытка доказать универсальность предложенной системы характеристик дается лишь в общем виде, а практические приемы их применения для разных случаев гидрологических и водохозяйственных расчетов не разработаны и, по-видимому, при их разработке возникали бы большие затруднения. В частности, вызывает большие сомнения возможность и целесообразность использования этих характеристик для расчетов минимальных и максимальных расходов и особенно колебаний и нормы годового стока.

В 1953—1954 гг. автором была предпринята попытка (В. Г. Андреянов, 1953, 1954) разработать свободную от указанных выше недостатков общую систему характеристик и параметров внутригодового распределения по величинам расходов, увязанных между собой и до некоторой степени с календарными характеристиками и применимых для исследования зависимости внутригодового режима стока от зональных и местных физико-географических факторов, для анализа его изменений в многолетнем разрезе и по территории, для его типизации и расчета по изученным и неизученным рекам, а также для уточнения методики основных водохозяйственных расчетов.

Обоснование и описание этой системы характеристик, несколько уточненной и дополненной на основании опыта практического их применения в гидрологических и водохозяйственных расчетах, приводятся ниже.

Предлагаемая система характеристик рассматривается в двух вариантах в соответствии с различными требованиями: 1) исследования и расчета внутригодового режима стока и его изменений в многолетнем разрезе и 2) основных водохозяйственных расчетов, связанных с внутригодовым распределением стока (сезонное регулирование стока, установление сезонной составляющей емкости при многолетнем регулировании и определение полезно используемой годовой отдачи воды).

В первом случае, рассматриваемом в главах VIII—X, характеристики составляются и основные параметры этих характеристик (см. ниже) устанавливаются для каждого отдельного года и выражаются в долях от его стока [1] (продолжительность для обоих вариантов принимается в долях от года); таким образом, они отражают только внутригодовой режим стока. Для исследования многолетних колебаний параметров внутригодового режима устанавливаются их многолетние кривые распределения. Для анализа корреляционных связей между различными параметрами применяются функции двухмерного распределения (например, кривые условной обеспеченности показателя внутригодовой неравномерности стока при фиксированной водности года, см. стр. 176).

Для водохозяйственных расчетов необходимы значения характеристик и основных параметров, привязанные к твердым, единым для всех лет, значениям расходов. Поэтому как значения характеристик и параметров, так и расходов, к которым они относятся, выражаются в долях от среднемноголетнего расхода. Многолетние колебания характеристик и основных параметров представляются в виде семейства кривых обеспеченности значений характеристики или параметра при разных значениях расхода или в виде кривых зависимости значений характеристики от расходов для разных значений обеспеченности.

Ниже дается описание системы характеристик внутригодового распределения по величинам расходов в основном применительно к первому случаю. В главе IX приводятся результаты исследования соотношений между параметрами внутригодового распределения и водностью года, а в главе X — метод построения схематизированного гидрографа для заданных водности и внутригодовой неравномерности, а также метод выбора соответственного расчетного года из числа фактических лет.

Описание построения системы характеристик внутригодового распределения и результатов исследования соотношений между параметрами распределения применительно ко второму случаю приводятся в части V (главы XV—XVI) попутно с изложением предлагаемой методики расчета сезонного регулирования стока. Наконец, в части IV (главы XI—XIII) рассматриваются более подробно входящие в общую систему характеристик по шкале расходов кривые продолжительности расходов и использования стока (методы их построения при наличии и отсутствии наблюдений и их применение в водохозяйственных расчетах).

2. Общая система характеристик внутригодового распределения стока

Общая система характеристик внутригодового распределения в долях от среднегодового расхода [2] как по времени [кривые: *1* — ги-

---

[1] Для конечных результатов легко перейти в случае надобности к выражению в абсолютном измерении: в расходах и объемах стока. Вместе с тем расчеты при относительном выражении значительно упрощаются, а все обобщения и сопоставления значительно облегчаются.

[2] Здесь и ниже характеристики внутригодового распределения в долях от среднего годового расхода выражаются строчными буквами, а в долях от среднемноголетнего расхода — прописными буквами.

дрограф $k(t)$ и 2 — календарная интегральная кривая $w(t)=\int_0^t kdt\Big]$, и по величинам расходов (кривые 3 — 7, 10, 11) представлена на рис. 24.

Определяя по гидрографу общую за весь год продолжительность расходов, равных заданному и бо́льших его, для ряда последовательных расходов — от максимального $k_{мк}$ до минимального $k_{мн}$, и откладывая по оси абсцисс величины этих продолжительностей, изменяющиеся от 0 до 1 (в долях года), получаем общеизвестную кривую 3 продолжительности суточных расходов $p(k)$[1].

Определяя и нанося на график соответственные значения (изменяющиеся от 1 до 0) длительности дефицита или критического периода $p_1=1-p$, в течение которого расходы меньше заданного, мы получаем кривую 4 длительности дефицита $p_1(k)=1-p(k)$ или длительности критического (перебойного) периода, как это принято называть в водохозяйственных расчетах. Величина $k_1=k-k_{мн}$ называется глубиной дефицита.

Интегрируя кривую 1 — гидрографа $k(t)$, или кривую 3 — продолжительности суточных расходов $p(k)$ по расходам последовательно от $k=0$ до $k=k_{мк}$, мы получаем кривую 5 — использования стока $\varphi(k)=\int_0^k tdk=\int_0^k pdk.$

Это название обусловлено тем, что величина $\varphi(k)$, изменяющаяся в принятом относительном выражении от 0 до 1, представляет собой коэффициент использования стока при расчетном (максимальном полезно используемом) расходе водохозяйственной установки (насосной станции, гидроэлектростанции и т. д.), равном данному расходу k. Очевидно, что эта кривая представляет собой кривую нарастающих величин площади кривой продолжительности $p(k)$ или гидрографа $k(t)$ от нулевого расхода до заданного расхода k.

Интегрирование кривой гидрографа $k(t)$ или кривой продолжительности $p(k)$ по расходам в противоположном направлении приводит к кривой 6 — избытков стока над заданным расходом $b(k)=\int_{k_{мк}}^k tdk=\int_{k_{мк}}^k pdk.$

По последней кривой может быть определен относительный (в долях от годового стока) объем избытка стока за многоводные периоды года (половодье и паводки) над заданным постоянным в течение года расходом k или относительная емкость водохранилища, потребная для регулирования высокого стока до заданного расхода k (без учета восстановления емкости за счет периодов межени, перемежающих паводочный сток, см. стр. 153).

В результате интегрирования кривой 4 длительности дефицита $p_1(k)=1-p(k)$ по глубине дефицита $k_1=k-k_{мн}$ от $k_1=0$ до $k_1=k-k_{нм}$ получается кривая 7 дефицитов стока

$$d(k)=\int_0^{k_1} pdk=\int_0^{k-k_{мн}}(1-p)\,dk=k-k_{мн}-\int_0^{k-k_{мн}} pdk. \quad (8.1)$$

---

[1] Кривую продолжительности суточных расходов обычно принято определять как результат интегрирования предварительно построенной дифференциальной кривой распределения или кривой частоты, но она может быть получена и, как указано, непосредственно из гидрографа. Поэтому кривую частоты мы исключаем из рассмотрения.

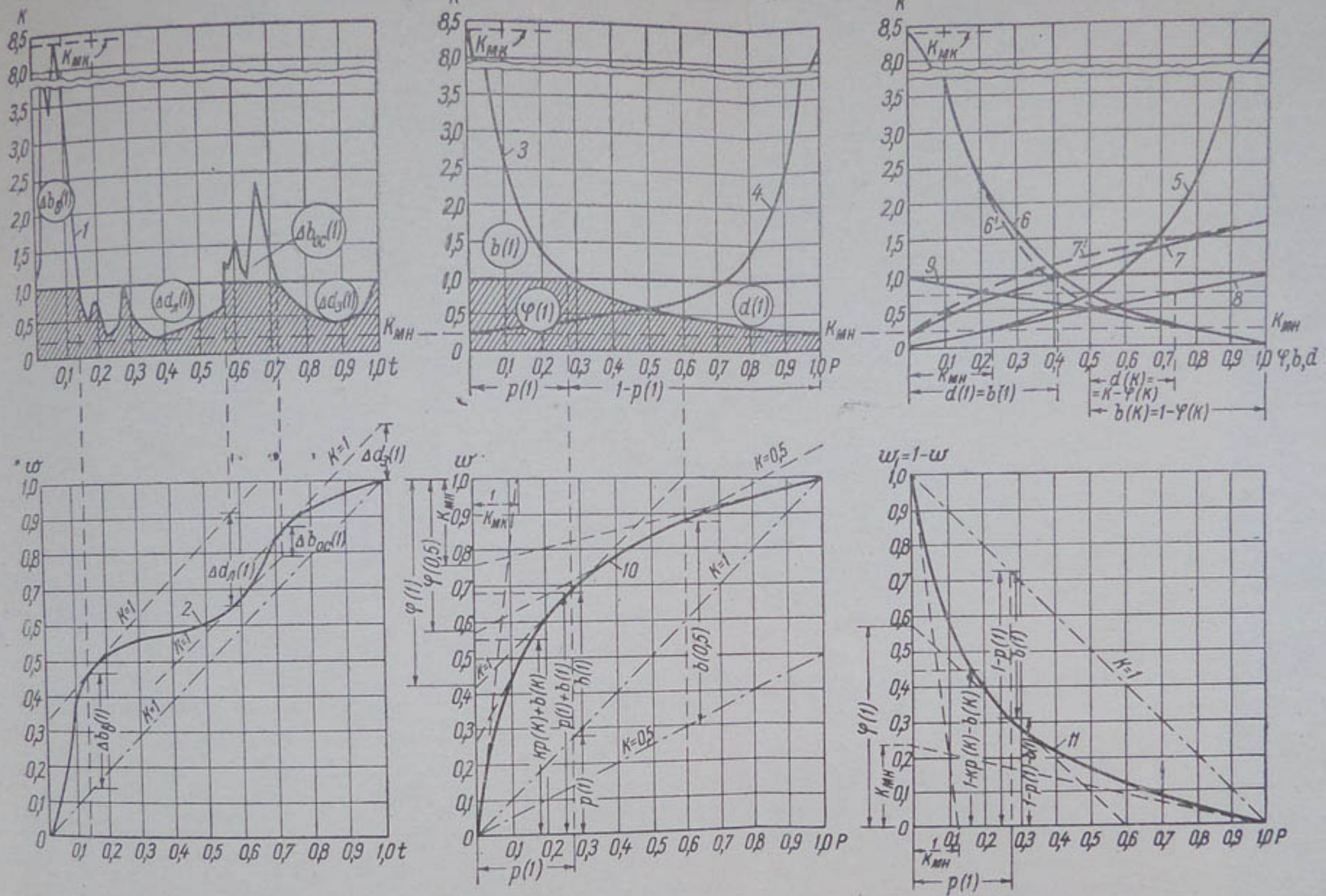


Рис. 24. Общая система характеристик внутригодового распределения стока.

1 — гидрограф $k(t)$, *2* — календарная интегральная кривая $w(t) = \int_0^t k dt$, *3* — кривая продолжительности суточных расходов $p(k)$, *4* — кривая длительности дефицита $p_1(k) = 1 - p(k)$, *5* — кривая использования стока $\varphi(k) = \int_0^k p dk$, *6* — кривая избытков стока $b(k) = \int_{k_{мк}}^k p dk$, *6'* — то же, с учетом восстановления $b_t(k) = b(k)\xi$, *7* — кривая дефицитов стока $d(k) = \int_0^k p_1 dk$, *7'* — то же, с учетом восстановления $d_t(k) = d(k)\xi$, *8* — прямая равных значений $\varphi = k$, *9* — то же $b = 1 - k$, *10* — интегральная кривая расходов по их продолжительности от $p = 0$ до любого $p < 1$ $w(p) = \int_0^p k dp$, *11* — то же, от любого $p < 1$ до $p = 1$ $w_1(p_1) = \int_p^1 k dp$.

В. Г. Андреянов

Учитывая, что площадь кривой 3 — продолжительности $p(k)$ ниже расхода $k_{мн}$ равна величине $k_{мн}$, заменяем в выражении (8.1) член $\int_0^{k-k_{мн}} pdk$ через разность площадей $\int_0^k pdk - k_{мн} = \varphi(k) - k_{мк}$. В результате получаем

$$d(k) = k - \varphi(k). \tag{8.1'}$$

Таким образом, кривая 7 — дефицитов $d(k)$ может быть легко получена графически путем вычитания кривой 5 — использования стока $\varphi(k)$ из прямой 8 — $k=\varphi$ (т. е. прямой равных значений k и φ).

По кривой 7 — дефицитов $d(k)$ может быть определен относительный (в долях от годового стока) дефицит стока до заданного, постоянного в течение года, расхода k или, иначе говоря, относительная величина емкости водохранилища, потребная для регулирования меженного стока до расхода k (без учета восстановления емкости за отдельные паводки, перемежающие меженный сток, см. стр. 153).

При максимальном годовом расходе $k_{мк}$ величина коэффициента использования стока $\varphi(k_{мк})$ должна соответствовать всей площади кривой 3 — продолжительности расходов $p(k)$ и гидрографа $k(t)$, т. е. при измерении продолжительности в долях от года, величине среднего годового расхода $k_{ср}=1$. Отсюда приходим к следующему выражению для величины избытка стока:

$$b(k) = \int_{k_{мк}}^{k} pdk = \int_0^{k_{мк}} pdk - \int_0^k pdk = \varphi(k_{мк}) - \varphi(k) = 1 - \varphi(k). \tag{8.2}$$

Используя полученные выше выражения (8.1′) и (8.2) для дефицита $d(k)$ и избытка $b(k)$ в функции от коэффициента использования $\varphi(k)$, можно установить следующие простые соотношения между $d(k)$ и $b(k)$:

$$d(k) = b(k) - (1 - k), \tag{8.3}$$

$$b(k) = d(k) + (1 - k). \tag{8.4}$$

Кривая 5 — $\varphi(k)$ на протяжении от $k=0$ до $k=k_{мн}$ совпадает с прямой 8 — $\varphi=k$, а в точке $k=k_{мн}$ касается этой прямой. Как это очевидно, на протяжении от $k=0$ до $k=k_{мн}$ дефицит стока $d(k)$ равен нулю. При увеличении k от $k_{мн}$ до $k_{мк}$ величина коэффициента использования постепенно увеличивается до значения $\varphi(k_{мк})=1$, а величина дефицита до $d(k_{мк}) = k_{мк} - \varphi(k_{мк}) = k_{мк} - 1$, причем кривая $\varphi(k)$ обращена вогнутостью в сторону оси k, а кривая 7 — $d(k)$ — в обратную сторону.

Величина избытка стока $b(k)$ увеличивается от 0 при $k=k_{мк}$ до 1 при $k=0$, причем кривая 6 — избытков $b(k)$ обращена к оси k выпуклостью. Значению $k=k_{мн}$ соответствует значение $b=1-k_{мн}$. В этой точке кривая 6 — избытков $b(k)$ касательна к прямой 9 — $b=1-k$, а при $k<k_{мн}$ совпадает с этой прямой.

Из формул (8.2) — (8.4) вытекает, что при среднем годовом расходе ($k_{ср}=1$) дефицит стока равен избытку и дополнению до 1 коэффициента использования (см. рис. 24), т. е.

$$d(1) = b(1) = 1 - \varphi(1). \tag{8.5}$$

Ввиду наличия функциональных связей между величинами $\varphi(k)$, $b(k)$ и $d(k)$, выражаемых простыми формулами (8.2) — (8.4), доста-

точно иметь, помимо кривой 3 — продолжительности расходов $p(k)$, уравнение или график одной из указанных трех функций, так как остальные две из них могут быть легко получены из нее графически или аналитически.

В результате интегрирования по продолжительности p кривой 3 — продолжительности расходов $p(k)$ получается интегральная кривая 10 — расходов по их продолжительности от $p=0$ до любого $p<1$ $\quad w(p)=\int\limits_0^p kdp$, а в результате интегрирования по длительности дефицита p_1 кривой $p_1(k)$ получается интегральная кривая 11 — расходов по их продолжительности от любого $p<1$ до $p=1$ $\quad w_1(p_1)=1-w(p)=\int\limits_p^1 kdp$.

Используя выведенные выше зависимости, можно установить следующие уравнения связи ординат этих интегральных кривых с ординатами кривых $\varphi(k)$, $b(k)$ и $d(k)$:

$$w(p)=\int\limits_0^p kdp=1+kp(k)-\varphi(k)=kp(k)+b(k)=$$
$$=1-k+kp(k)+d(k), \qquad (8.6)$$

$$w_1(p_1)=1-w(p)=\int\limits_p^1 kdp=\varphi(k)-kp(k)=1-kp(k)-b(k)=$$
$$=k-kp(k)-d(k). \qquad (8.7)$$

Как это вытекает из приведенных формул (8.6) и (8.7) при $p=p(1)$ и, следовательно, при $k=1$:

$$w(p)=1+p(1)-\varphi(1)=p(1)+b(1)=p(1)+d(1), \qquad (8.6')$$

$$w_1(p_1)=1-w(p)=\varphi(1)-p(1)=1-p(1)-b(1)=$$
$$=1-p(1)-d(1). \qquad (8.7')$$

Касательная к кривой $w(p)$ в этой точке параллельна линии $k=1$ и отсекает на горизонтальной линии $w(p)=1$ и на оси ординат отрезок, равный $\varphi(1)$ (рис. 24). Касательная в начале кривой отсекает на линии $w(1)=1$ отрезок, равный $\frac{1}{k_{мк}}$, а касательная в конце кривой — на оси ординат отрезок, равный $k_{мн}$. Такие же отрезки отсекаются на рамках графика касательными к кривой $w_1(p_1)$. На графиках показаны также касательные к кривым $w(p)$ и $w_1(p_1)$ при $p(0{,}5)$. Аналогично могут быть построены касательные при любых других значениях k и соответственных им значениях $p(k)$.

Выведенные выше связи между характеристиками внутригодового распределения по величинам расходов в долях от среднегодового расхода и значения этих характеристик для ряда значений k сведены в табл. 33. Там же приводятся аналогичные данные в долях от среднемноголетнего расхода [1]. При измерении в долях от среднемноголетнего

[1] В последнем случае применяются обозначения прописными буквами.

расхода площадь гидрографа $K(t)$ и кривая продолжительности расходов $p(K)$, а значит, и величина коэффициента использования при максимальном годовом расходе $\Phi(K_{мк})$ равны среднему расходу данного года $K_{ср} = m$, в соответствии с чем и изменяются в этом случае все выражения по сравнению со случаем измерения в долях от среднегодового расхода (при котором $k_{ср}=1$). Как это очевидно, для среднего года ($K_{ср}=1$) выражения однозначных характеристик в обоих измерениях совпадают.

В табл. 34 приводятся формулы перевода характеристик из одного измерения в другое.

Для перехода от относительного выражения к абсолютному (в м³/сек. и м³) расходные характеристики (k или K) должны умножаться на соответственные значения среднегодового или среднемноголетнего расхода ($Q_{ср}$ или $\overline{Q}$), а объемные характеристики (φ, b, d, w или Φ, B, D, W) — дополнительно на число секунд в году ($3154 \cdot 10^6$).

При решении некоторых практических задач необходимо дополнение приведенных выше характеристик внутригодового распределения некоторыми параметрами, учитывающими суммарно влияние календарного распределения стока на результаты гидрологических и водохозяйственных расчетов. Так, например, при построении схематизированных гидрографа и календарной интегральной кривой для заданных водности года и показателя внутригодовой неравномерности $d(1)$ (см. гл. X) необходимо учитывать распределение избытка стока над среднегодовым расходом между весенним половодьем и летне-осенними паводками с помощью специального параметра — коэффициента участия весеннего половодья в формировании годового избытка стока над среднегодовым расходом $\xi_в$ (см. гл. IX).

При использовании кривой дефицитов в долях от среднемноголетнего расхода для расчетов сезонного регулирования низкого стока (см. гл. XV) необходимо учитывать многократное использование в году части регулирующей емкости за счет повторного ее наполнения паводками, перемежающими периоды низкого стока. В каждом году дефицит с учетом его восстановления D_t, соответствующий потребной емкости регулирования, получается, вообще говоря, несколько ниже величины дефицита D, определяемого по кривой дефицитов $D(K)$ для того же расхода K. Аналогично этому при регулировании высокого стока потребная свободная емкость для аккумулирования избыточного стока (восстанавливающаяся в периоды низкого стока, перемежающего отдельные волны высокого стока) или величина избытка стока с учетом восстановления R_t несколько меньше соответственной величины избытка B, определенного для того же расхода K по кривой избытков $B(K)$. И в том и в другом случае коэффициент снижения может быть назван коэффициентом восстановления дефицита (избытка) и определяется как $\xi_D = \frac{D_t}{D}$ $\left(\text{или } \xi_B = \frac{B_t}{B}\right)$.

Практический способ определения дефицита и избытка стока с учетом восстановления (в долях от среднего расхода данного года) d_t и b и коэффициентов восстановления ξ_d и $\xi_в$ поясняется ниже для случая гидрографа с двумя периодами повышенного стока (например, весеннее половодье и осенний паводок) и двумя периодами пониженного стока (летняя и зимняя межень). Величины избытка стока над некоторым расходом $\overline{k}$ за отдельные периоды обозначаются через $\Delta_1 b$ и $\Delta_2 b$, а величины дефицита стока до того же расхода k — через $\Delta_1 d$ и $\Delta_2 d$.

№ кривой на рис. 24	Наименование характеристик	В долях от среднего: формулы
3	Кривая продолжительности расходов	$k(p)$ $p(k)$
4	Кривая длительности дефицита	$p_1(k) = 1 - p(k)$
5	Кривая использования стока	$\varphi(k) = \int_0^k p\,dk = k - d(k) = 1 - b(k)$
6	Кривая избытков стока	$b(k) = \int_{k_{мк}}^k p\,dk = 1 - \varphi(k) = d(k) + (1 - k)$
7	Кривая дефицитов стока	$d(k) = \int_0^k p_1 dk_1 = k - k_{мн} - \int_0^{k - k_{мн}} p\,dk = k - \varphi(k) = b(k) - (1 - k)$
10	Интегральная кривая расходов по их продолжительности от $p = 0$ до любого $p < 1$	$w(p) = \int_0^p k\,dp = 1 + kp(k) - \varphi(k) = kp(k) + b(k) = 1 - k + kp(k) + d(k)$
11	То же от любого $p < 1$ до $p = 1$	$w_1(p_1) = 1 - w(p) = \int_p kdp = \varphi(k) - kp(k) = 1 - kp(k) - b(k) = k - kp(k) - d(k)$

№ кривой на рис. 24	Наименование характеристик	В долях от среднемного: формулы
3	Кривая продолжительности расходов	$K(p)$ $p(K)$
4	Кривая длительности дефицита	$p_1(K) = 1 - p(K)$
5	Кривая использования стока	$\Phi(K) = \int_0^K p\,dK = K - D(K) = m - B(K)$
6	Кривая избытков стока	$B(K) = \int_{K_{мк}}^K p\,dK = m - \Phi(K) = D(K) + (m - K)$
7	Кривая дефицитов стока	$D(K) = \int_{K_{мн}}^K p_1 dK = K - K_{мн} - \int_{K_{мн}}^{K - K_{мн}} p\,dK = K - \Phi(K) = B(K) - (m - K)$
10	Интегральная кривая расходов по их продолжительности от $p = 0$ до любого $p < 1$	$W(p) = \int_0^p K\,dp = m + Kp(K) - \Phi(K) = Kp(K) + B(K) = m - K + Kp(K) + d(K)$
11	То же от любого $p < 1$ до $p = 1$	$W_1(p_1) = m - W(p) = \int_p K\,dp = \Phi(K) - Kp(K) = m - Kp(K) = B(K) = K - Kp(K) - D(K)$

Таблица 33

расхода данного года

значения характеристик					
0 1	$k_{мн}$ 1	$k_{мн} < k < 1$ $1 > p > p(1)$	1 $p(1)$	$1 < k < k_{мк}$ $p(1) > p > 0$	$k_{мк}$ 0
0	0	$0 < p_1 < 1 - p(1)$	$1 - p(1)$	$1 - p(1) < p_1 < 1$	1
0	$k_{мн}$	$k_{мн} < \varphi < \varphi(1)$	$\varphi(1) = 1 - b(1) = 1 - d(1)$	$\varphi(1) < \varphi < 1$	1
1	$1 - k_{мн}$	$1 - k_{мн} > b > b(1)$	$b(1) = 1 - \varphi(1) = d(1)$	$b(1) > b > 0$	0
0	0	$0 < d < d(1)$	$d(1) = 1 - \varphi(1) = b(1)$	$d(1) < d < k_{мк} - 1$	$k_{км} - 1$
1	1	$1 + p(1) - \varphi(1) < w < 1$	$1 + p(1) - \varphi(1) = p(1) + b(1) = p(1) + d(1)$	$0 < W < 1 + p(1) - \varphi(1)$	0
0	0	$0 < W_1 < \varphi(1) - p(1)$	$\varphi(1) - p(1) = 1 - p(1) - b(1) = 1 - p(1) - d(1)$	$\varphi(1) - p(1) < W_1 < 1$	1

летнего расхода

значения характеристик					
0 1	$K_{мн}$ 1	$K_{мн} < K < m$ $1 > p > p(m)$	m $p(m)$	$m < K < K_{мк}$ $p(m) > p > 0$	$K_{мк}$ 0
0	0	$0 < p_1 < 1 - p(m)$	$1 - p(m)$	$1 - p(m) < p_1 < 1$	1
0	$K_{мн}$	$K_{мн} < \Phi < \Phi(m)$	$\Phi(m) = m - B(m) = m - D(m)$	$\Phi(m) < \Phi < m$	m
m	$m - K_{мн}$	$m - K_{мн} > B > B(m)$	$B(m) = m - \Phi(m) = D(m)$	$B(m) > B > 0$	0
0	0	$0 < D < D(m)$	$D(m) = m - \Phi(m) = B(m)$	$D(m) < D < K_{мк} - m$	$K_{мк} - m$
m	m	$m + mp(m) - \Phi(m) < W < m$	$m + mp(m) - \Phi(m) = mp(m) + B(m) = mp(m) + D(m)$	$0 < W < m + mp(m) - \Phi(m)$	0
0	0	$0 < W_1 < \Phi(m) - mp(m)$	$\Phi(m) - mp(m) = m - mp(m) - B(m) = m - mp(m) - D(m)$	$\Phi(m) - mp(m) < W_1 < m$	m

Вне зависимости от соотношения величин $\Delta_1 b$, $\Delta_2 b$, $\Delta_1 d$ и $\Delta_2 d$ годовой избыток b и дефицит d без учета восстановления для любого расхода определяются как

$$b = \Delta_1 b + \Delta_2 b, \tag{8.8}$$

$$d = \Delta_1 d + \Delta_2 d. \tag{8.9}$$

Таблица 34

Формулы перевода характеристик из одного измерения в другое

Из долей годового в доли среднемноголетнего расхода	Из долей среднемноголетнего в доли годового расхода
$\Phi(K) = m\varphi\left(\frac{K}{m}\right)$	$\varphi(k) = \frac{\Phi(km)}{m}$
$B(K) = mb\left(\frac{K}{m}\right)$	$b(k) = \frac{B(km)}{m}$
$D(K) = md\left(\frac{K}{m}\right)$	$d(k) = \frac{D(km)}{m}$

Величина годового дефицита с учетом восстановления d_t при любом расходе k не зависит от величины $\Delta_1 b$, а определяется соотношением величин $\Delta_1 d$, $\Delta_2 b$ и $\Delta_2 d$.

Случай I. $\Delta_2 b < \Delta_1 d$.

При этом условии происходит частичное восстановление дефицита $\Delta_1 d$ на величину избытка $\Delta_2 b$, а затем возрастание на величину $\Delta_2 d$. Таким образом, годовой дефицит с учетом восстановления составляет

$$d_t = \Delta_1 d - \Delta_2 b + \Delta_2 d, \tag{8.10}$$

а коэффициент восстановления дефицита

$$\xi_d = \frac{d_t}{d} = 1 - \frac{\Delta_2 b}{d}, \tag{8.11}$$

где d принимается по формуле (8.9).

Случай II. $\Delta_2 b > \Delta_1 d$.

При этом условии годовой дефицит с учетом восстановления будет определяться или величиной $\Delta_1 d$, или $\Delta_2 d$ в зависимости от того, которая из них больше.

Случай IIа. $\Delta_1 d > \Delta_2 d$

$$d_t = \Delta_1 d = d - \Delta_2 d, \tag{8.12}$$

$$\xi_d = 1 - \frac{\Delta_2 d}{d}. \tag{8.13}$$

Случай IIб. $\Delta_1 d < \Delta_2 d$

$$d_t = \Delta_2 d = d - \Delta_1 d, \tag{8.12'}$$

$$\xi_d = 1 - \frac{\Delta_1 d}{d}. \tag{8.13'}$$

Величина годового избытка с учетом восстановления b_t при любом расходе k не зависит от величины $\Delta_2 d$, а определяется соотношением величин $\Delta_1 b$, $\Delta_1 d$ и $\Delta_2 b$.

Случай I. $\Delta_1 d < \Delta_1 b$

$$b_t = \Delta_1 b - \Delta_1 d + \Delta_2 b, \tag{8.14}$$

$$\xi_b = \frac{b_t}{b} = 1 - \frac{\Delta_1 d}{b}, \tag{8.15}$$

где b принимается по формуле (8.8).

Случай IIа. $\Delta_1 d > \Delta_1 b$ и $\Delta_1 b > \Delta_2 b$

$$b_t = \Delta_1 b = b - \Delta_2 b, \tag{8.16}$$

$$\xi_b = 1 - \frac{\Delta_2 b}{b}. \tag{8.17}$$

Случай IIб. $\Delta_2 d > \Delta_1 b$ и $\Delta_1 b < \Delta_2 b$

$$b_t = \Delta_2 b = b - \Delta_1 b, \tag{8.16'}$$

$$\xi_b = 1 - \frac{\Delta_1 b}{b}. \tag{8.17'}$$

Исходя из аналогичных соображений, могут быть установлены величины дефицита и избытка с учетом восстановления, а также соответственные коэффициенты восстановления при любом числе составляющих. Для пояснения рассмотрим числовой пример по р. Суле у г. Ромны за 1936 г. Для удобства контроля ведем расчет в долях от годового стока. Заданному расходу $k = 1{,}179$ соответствуют следующие данные по составляющим годовых избытка и дефицита (см. табл. 35). Поскольку $\Delta_1 d < \Delta_2 b$, происходит частичное восстановление избытка $\Delta_1 b$ за счет $\Delta_1 d$, но так как $\Delta_2 d > \Delta_3 b$, то дальнейшее суммирование избытка прекращается. Величина годового избытка с учетом восстановления принимается равной

$$b_t = \Delta_1 b - \Delta_1 d + \Delta_2 b = 0{,}214 - 0{,}005 + 0{,}033 = 0{,}242,$$

так как эта величина получается больше, чем $\Delta_3 b = 0{,}185$. Таким образом, $\xi_b = \frac{b_t}{b} = \frac{0{,}242}{0{,}432} = 0{,}56$. С другой стороны, так как $\Delta_2 b > \Delta_1 d$, составляющая дефицита $\Delta_1 d$ полностью восстанавливается за счет составляющей избытка $\Delta_2 b$, а так как $\Delta_3 b > \Delta_3 d$, то сумма $\Delta_2 d - \Delta_3 b + \Delta_3 d < \Delta_2 d$. Таким образом, величина годового дефицита с учетом восстановления d_t будет совпадать с наибольшей из трех ее составляющих, т. е. $d_t = \Delta_2 d = 0{,}585$ и $\xi_d = \frac{d_t}{d} = \frac{0{,}585}{0{,}611} = 0{,}96$.

Таким же образом могут быть установлены величины дефицита и избытка с учетом восстановления, а также соответственные значения коэффициентов восстановления и при других значениях расхода. В результате могут быть составлены для данного года кривые зависимости от расхода дефицитов и избытков с учетом восстановления $d_t(k)$ и $b_t(k)$ (рис. 24 кривые $7'$ и $6'$) аналогично соответственным кривым 7 и 6 без учета восстановления, и, кроме того, могут быть построены кривые зависимости от расхода коэффициента восстановления дефицита и избытка $\xi_d(k)$ и $\xi_b(k)$ [1].

[1] При обобщении данных по всем годам для расчетов сезонного регулирования стока (см. гл. XV) переход к соответственным величинам $D(K)$ и $B(K)$ в долях от среднемноголетнего расхода осуществляется по формулам, приведенным в табл. 34.

Основным, весьма существенным преимуществом описанных выше кривых, входящих в систему характеристик внутригодового распределения по величинам расходов, является их правильная форма, отражающая значительно более плавное и постепенное, чем для гидрографа и календарной интегральной кривой, изменение значений характеристик с изменением расходов. Это обстоятельство позволяет получать сравнительно простые аналитические выражения уравнений указанных кривых при относительно небольшом числе исходных параметров, представляющих собой характерные расходы или соответственные им значения характеристик (коэффициента стока, дефицита стока).

Таблица 35

Период	Избыток	Дефицит
2/III—8/IV	$\Delta_1 b = 0{,}214$	
9/IV—22/IV		$\Delta_1 d = 0{,}005$
23/IV—2/V	$\Delta_2 b = 0{,}033$	
3/V—22/I		$\Delta_2 d = 0{,}585$
23/I—16/II	$\Delta_3 b = 0{,}185$	
17/II—1/III		$\Delta_3 d = 0{,}021$
Сумма	$b = 0{,}432$	$d = 0{,}611$

Так, например, как это будет показано ниже, в главе XII, кривая *3* — продолжительности расходов $p(k)$ и кривая *5* — использования стока $\varphi(k)$ для отдельных лет и для средних условий с достаточной для практических целей точностью могут быть рассчитаны аналитически и построены по трем параметрам: максимальному ($k_{мк}$) и минимальному ($k_{мн}$) расходам и величине коэффициента использования стока при среднем расходе φ (1). Как это отмечалось (см. стр. 151), по этим двум кривым могут быть легко построены все остальные кривые системы характеристик внутригодового распределения по величинам расходов, пользуясь приведенными выше уравнениями (8.1) — (8.7) функциональной связи между ними.

В главе XV показывается, что кривые зависимости дефицитов с учетом восстановления (т. е. емкостей регулирования) от расхода зарегулированной отдачи $D(\alpha)$ для любой заданной обеспеченности отдачи $P(\alpha)$ могут быть построены также по трем параметрам: величине минимального расхода $K_{мн}$ той же обеспеченности и двум значениям дефицита соответствующей обеспеченности $P(D) = 1 - P(\alpha)$ при значениях отдачи $\alpha = 1$ и $\alpha = \frac{1 + K_{мн}}{2}$.

Указанное важное преимущество позволяет широко использовать эти характеристики внутригодового распределения стока для водохозяйственных расчетов, особенно при отсутствии данных непосредственных наблюдений за стоком. В главах X, XIII, XVI рассматриваются некоторые из случаев применения этих характеристик в проектной практике. Однако не вызывает сомнения, что число таких случаев может быть значительно увеличено.

Весьма существенным преимуществом этих характеристик по сравнению с календарными является также возможность использования некоторых из параметров этих характеристик для целей типизации вну-

тригодового режима стока и количественной оценки влияния на них тех или иных физико-географических факторов. Ниже дается краткий обзор исследований по этому вопросу.

3. Краткий обзор исследований общих параметров внутригодового распределения стока

С. И. Рыбкиным (1935) была предложена в качестве общего параметра, характеризующего степень неравномерности внутригодового распределения стока, величина коэффициента дефицита (с учетом восстановления) стока межени при среднемноголетнем расходе, равная соответственной величине коэффициента избытка стока. К сожалению, им не предусматривалось установление значений этого параметра по отдельным годам для возможности анализа многолетних колебаний внутригодовой неравномерности стока, а также не были проведены исследования изменения этого параметра от зональных и местных физико-географических факторов. По-видимому, в связи с этим предложение С. И. Рыбкина не получило широкого распространения. В 1940 г. оно было повторено (П. М. Дмитриевский, 1940) без ссылки на автора первоначального предложения. В качестве общего показателя внутригодовой неравномерности стока Дмитриевским предлагается «объем воображаемого водохранилища, необходимый для осуществления полного годового регулирования», обозначаемый им через C_r, или по принятой нами терминологии — дефицит стока до среднего годового расхода с учетом восстановления. Как указывает Дмитриевский, им были выполнены подсчеты среднемноголетних значений C_r для большого числа рек СССР (результаты подсчетов им не приводятся) и установлено, что они колеблются в весьма значительных пределах — от 20 до 75% среднего годового стока. Кроме того, для ряда рек с длинными рядами наблюдений были исследованы многолетние колебания годовых значений этого показателя и их зависимость от величины годового стока.

К сожалению, при построении графиков зависимости годовых значений C_r от годовых объемов стока (в статье приводятся графики для Дона у Калача и Оки у Калуги) величины C_r даются в долях от среднего многолетнего стока, а не от среднего стока каждого года, в связи с чем получается обманчивое впечатление о наличии тесной зависимости внутригодовой неравномерности стока от величины годового стока. На самом деле дефицит стока до среднего годового расхода характеризует внутригодовую неравномерность стока данного года только в том случае, если он выражен в долях от годового стока этого года. При этом, как показали наши исследования (см. В. Г. Андреянов, 1953 и гл. IX), имеет место лишь слабая корреляционная связь между характеристикой внутригодовой неравномерности стока (в нашем обозначении d) и годовым стоком (годовым модульным коэффициентом m). Если же этот показатель выражать в долях от среднемноголетнего стока (D), то, очевидно, $D = dm$. Таким образом, даже при полном отсутствии связи между d и m должна получиться довольно тесная связь между D и m, так как величина D включает в качестве сомножителя величину m.

Д. Л. Соколовским (1946) в качестве основного показателя зарегулированности внутригодового режима стока был принят коэффициент естественной зарегулированности стока, или доля базисного стока в годовом, выражаемая нижней частью пло-

щади гидрографа (или кривой продолжительности суточных расходов) до среднего годового расхода, т. е. в соответствии с вышеуказанным (см. стр. 150), коэффициент использования стока при среднегодовом расходе φ(1). На основании данных по большому числу рек им были установлены следующие обобщенные среднемноголетние значения этого показателя для разных физико-географических зон, а также для озерных рек при разных величинах озерности водосбора (см. табл. 36).

Таблица 36

Значения коэффициентов естественной зарегулированности стока φ (по Д. Л. Соколовскому)

Зона или район	Озерность, %	φ
Лесная	20	0,85
»	10—20	0,82
»	5—10	0,70
»	3—5	0,60—0,65
»	1—3	0,50—0,60
»	—	0,40—0,50
Лесостепь	—	0,4—0,5
Степь	—	0,3—0,4
Полупустыня	—	0,1—0,2
Горные реки Алтая и Восточной Сибири	—	0,50—0,60
Горные реки Кавказа и Средней Азии	—	0,70
Реки Дальнего Востока	—	0,66
Реки Черноморского побережья Кавказа	—	0,70

В работах М. С. Торгомяна (1951, 1955), посвященных характеристике водных ресурсов рек Армянской ССР с точки зрения их энергетического использования с применением для этой цели кривых продолжительности суточных расходов, убедительно показывается, что величина отношения экстремальных годовых расходов, колеблющаяся для рек Армении в пределах от 1,9 до 9,1, не может являться показателем зарегулированности речного стока ввиду недостаточной ее устойчивости и репрезентативности и, что в качестве такового должен быть принят предложенный Д. Л. Соколовским коэффициент естественной зарегулированности φ, который одновременно является коэффициентом использования незарегулированного стока реки гидроэлектростанцией при ее расчетном расходе, равном среднему бытовому, и характеризует в общем виде эффективность энергетического использования стока данной реки. В соответствии с величиной этого показателя Торгомян все реки Армянской ССР делит на следующие три группы: слабозарегулированные ($\varphi<0{,}6$), среднезарегулированные ($\varphi=0{,}6—0{,}75$) и сильнозарегулированные ($\varphi>0{,}75$). В этой же работе приводятся данные по многолетним колебаниям годовых значений φ, характеризуемым величинами коэффициента изменчивости $C_{v\varphi}$ от 0,06 до 0,22 (в среднем для Армении 0,12), значительно меньшими, чем коэффициенты изменчивости годового стока C_{vm}. Связь между этими коэффициентами выражается приближенным уравнением $C_{v\varphi}=0{,}6\ C_{vm}$. Тот же показатель φ и разработанная Торгомяном классификация рек Армянской ССР по величине этого показателя принимается в последующем Ш. А. Шахбазян (1956). Как это показывается в ее работе, наличие указанных трех типов внутриго-

дового режима стока рек Армянского нагорья обусловливается как различными условиями питания рек, так и своеобразной геологической структурой их бассейнов. Увеличение зарегулированности стока определяется, с одной стороны, увеличением роли горно-снегового питания, а с другой, залеганием в бассейне трещиноватых андезито-базальтов, вызывающих значительное увеличение доли подземного питания.

К сожалению, в более поздней работе А. Н. Важнова (1956) в качестве показателя зарегулированности речного стока принимается отношение наименьшего за зимние месяцы среднемесячного расхода к норме стока $\left(\frac{Q_{мн}}{\overline{Q}}\right)$, которому отдается предпочтение перед коэффициентом φ из-за простоты вычисления. Вряд ли можно с этим согласиться, так как вычисление величины φ, как это видно из последующего (см. гл. XIII), особых затруднений не вызывает, а главное преимущество любого показателя должно, конечно, заключаться в его репрезентативности, а не в простоте вычисления. К тому же величины коэффициента φ для рек Армении были уже раньше вычислены М. С. Торгомяном и Ш. А. Шахбазян. Нами за основной параметр, характеризующий в общем виде внутригодовые колебания стока, принимается (В. Г. Андреянов, 1953) коэффициент внутригодовой неравномерности стока d, т. е. величина дефицита стока до среднегодового расхода, выраженная в долях от объема стока данного года[1] и равная дополнению до единицы коэффициента зарегулированности (по Д. Л. Соколовскому) φ. По данным для 313 пунктов Европейской территории Союза ССР была установлена эмпирическая зависимость среднемноголетнего значения коэффициента внутригодовой неравномерности стока $\overline{d}$ от величины площади и озерности водосбора, а также территориальное распределение параметра a_d, входящего в эту формулу и отражающего влияние зональных физико-географических условий. Кроме того, были исследованы статистические закономерности сочетания в отдельные годы коэффициента внутригодовой неравномерности d и водности года (годового модульного коэффициента) m с учетом корреляционной связи между переменными d и m. Аналогичные исследования были проведены в отношении упоминавшегося выше (см. стр. 153) коэффициента участия весеннего половодья в формировании годового избытка стока $\xi_в$. Результаты этих исследований излагаются в главе IX и используются для составления схематического календарного гидрографа и календарной интегральной кривой с учетом возможных сочетаний водности года и внутригодовой неравномерности стока (см. гл. X).

В дальнейшем (В. Г. Андреянов, 1954) для целей разработки обобщенного метода расчета сезонного регулирования стока был использован в качестве основного показателя дефицит до среднемноголетнего расхода в долях от среднего за многолетие годового объема стока с учетом восстановления D[2] (см. гл. XV).

[1] В отличие от аналогичного показателя П. М. Дмитриевского (см. стр. 159), показатель d не учитывает восстановления дефицита, т. е. является чисто гидрологическим показателем, и, в отличие от аналогичного показателя С. Н. Рыбкина (см. стр. там же), кроме того, выражается в долях от объема стока данного года, а не среднего за многолетие.

[2] Показатель D отличается от показателя П. М. Дмитриевского тем, что во все годы определяется до постоянного расхода, равного среднемноголетнему (а не до среднего расхода каждого года), а поэтому может применяться не только для общей оценки эффективности энергетического использования реки, а также для расчетов сезонного регулирования стока. От приведенного выше коэффициента неравномерности d он отличается, кроме того, тем, что во все годы выражается в долях от среднего за многолетие годового стока (а не в долях от стока данного года).

Менее удачным, чем упомянутые выше работы М. С. Торгомяна и Ш. А. Шахбазян, следует признать исследование внутригодового режима горных рек северных склонов Заилийского и Джунгарского Алатау, проведенное В. Я. Кимом (1958). Нам представляется, что неудача этого исследования обусловливается принятием в качестве показателей внутригодового распределения стока параметров a и n уравнения М. А. Мосткова (см. М. А. Мостков, 1934, 1946 и гл. XI, стр. 222) без раскрытия физического смысла этих параметров. Кроме того, уравнение Мосткова было применено Кимом к абсолютной кривой продолжительности расходов (см. стр. 215), отражающей одновременно внутригодовые и многолетние колебания стока, и к тому же только к ее части (от среднего расхода до расхода 90%-ной обеспеченности), не дающей полной характеристики зарегулированности стока. В результате этого исследования не была обнаружена зависимость принятых показателей a и n от средней высоты водосбора и типов питания, и удовлетворительная связь получилась лишь между параметром уравнения a и площадью водосбора.

Нам представляется, что результаты исследования получались бы значительно лучшими, если бы была принята более гибкая схема построения кривой продолжительности расходов, изложенная в главе XII и применявшаяся М. С. Торгомяном и Ш. А. Шахбазян, и если бы за основной показатель был принят коэффициент естественной зарегулированности стока φ, имеющий вполне определенный физический смысл, исчерпывающе характеризующий степень зарегулированности стока и вместе с тем определяющий в основном форму кривой продолжительности расходов при указанной выше схеме ее построения. Так как зарегулированность стока горных рек в основном зависит от высоты водосбора и типа питания, то можно с уверенностью предположить, что удалось бы установить достаточно удовлетворительную связь показателя φ со средней высотой и типом питания.

Это подтверждается как упомянутыми выше исследованиями Торгомяна и Шахбазян, так и результатами работы Л. Д. Лаврентьевой (1959), получившей по рекам северного склона Заилийского Алатау очень тесную прямолинейную зависимость ($r=0{,}97\pm0{,}01$) от средней высоты водосбора для дефицита до среднего годового расхода (коэффициента внутригодовой неравномерности) $d(1)$[1], который, как указывалось выше, является дополнением до единицы коэффициента естественной зарегулированности $\varphi(1)$. В упомянутой работе для характеристики внутригодового распределения, с точки зрения его энергетического использования, рассматриваются, помимо относительного объема дефицита до среднего расхода $d(1)$, еще два показателя, характеризующие дефицит, а именно длительность $p_1=1-p(1)$[1] и глубина дефицита $k_1=1-k_{\text{мн}}$[1]. Для последних двух показателей зависимость от средней высоты водосбора получилась также прямолинейной и хотя несколько менее тесной, но вполне удовлетворительной ($r=0{,}88\pm0{,}04$ и $0{,}80\pm0{,}08$). Для северного склона Киргизского хребта и бассейна р. Чирчик связи указанных показателей получились криволинейными, но все же довольно тесными (для Киргизского хребта средние значения отклонений не превышают $\pm7\%$, а для бассейна р. Чирчик $\pm2\%$). Такие тесные связи с высотой позволили даже построить карты изолиний этих показателей. Помимо этого, для ряда рек были исследованы корреляционные связи между внутригодовой неравномерностью стока и водностью года

---

[1] Приводится в принятых нами обозначениях (см. стр. 150).

(r от 0,38 до 0,57), а также между глубиной дефицита и водностью года (r от 0,32 до 0,73).

Как видно из этого краткого обзора, применяемые большинством авторов параметры, вытекающие из характеристик внутригодового распределения по величинам расходов, с небольшими изменениями сводятся к одному основному параметру, достаточно полно и объективно характеризующему в целом внутригодовые колебания стока и пригодному как для исследования соотношений между водностью года и его внутригодовой неравномерностью, так и для оценки эффективности использования незарегулированного стока реки, а именно — к коэффициенту внутригодовой неравномерности (или дефициту стока до среднего расхода) d, или, что практически одно и то же, к его дополнению до единицы — коэффициенту естественной зарегулированности стока (или коэффициенту использования стока при среднегодовом расходе). Это подтверждает необходимость более широкого использования указанного параметра (в первом и во втором вариантах) для целей гидрологических и водохозяйственных исследований, обобщений, кадастров и расчетов. Некоторые аспекты такого применения будут показаны в последующих главах.

ГЛАВА IX

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ОСНОВНЫМ ПАРАМЕТРАМ ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТОКА

1. Зависимость нормы и изменчивости коэффициента внутригодовой неравномерности стока от физико-географических условий

Как указывалось выше, за основной параметр, характеризующий неравномерность распределения стока внутри года, был принят коэффициент внутригодовой неравномерности стока, или дефицит до среднегодового расхода (в долях от годового стока) $d(1)$[1], численно равный величине избытка стока $b(1)$ и являющийся дополнением до единицы коэффициента использования стока при среднегодовом расходе $\varphi(1)$ (коэффициента естественной зарегулированности стока по Д. Л. Соколовскому).

С точки зрения использования стока этот показатель является более общим и полным, чем часто применяемый другой показатель внутригодового распределения стока — доля стока весеннего половодья в годовом. В самом деле, одной и той же доле весеннего стока могут соответствовать разные неравномерности стока: меньшая при затяжном половодье и бо́льшая при коротком, что правильно учитывается величиной коэффициента внутригодовой неравномерности. Последний отражает также неравномерность стока и за счет летних, осенних и зимних паводков. Кроме того, предлагаемый показатель хорошо увязывается с требованиями расчета сезонного регулирования, так как при введении коэффициента восстановления ξ (см. стр. 153) он представляет собой величину потребной емкости регулирования для полного выравнивания стока внутри года (в долях от годового объема стока). С помощью этого показателя может быть также легко учтено регулирующее влияние, вносимое в естественный режим стока гидротехническими и агролесомелиоративными мероприятиями. Лишь для рек крайнего юго-

[1] Для упрощения в дальнейшем этот показатель обозначается сокращенно буквой d.

востока Европейской территории Союза ССР, на которых имеет место резкое и кратковременное весеннее половодье и длительная низкая межень, доля стока весеннего половодья является равнозначным показателем внутригодового распределения стока и может быть использована для его расчета наравне с коэффициентом внутригодовой неравномерности.

Если величину коэффициента внутригодовой неравномерности выразить в долях от среднемноголетнего расхода (D), то она будет отражать одновременно как внутригодовое распределение стока, так и многолетние колебания годового стока, и может рассматриваться как функция (произведение) двух переменных: коэффициента внутригодовой неравномерности (в долях от среднегодового расхода) d и годового модульного коэффициента m.

Исследования влияния физико-географических условий на коэффициент внутригодовой неравномерности проводились (В. Г. Андреянов, 1953) для равнинной части Европейской территории Союза ССР по 313 пунктам, нанесенным на карту (рис. 25). Для пунктов с длительным периодом наблюдений подсчеты ежегодных значений коэффициента внутригодовой неравномерности выполнялись по таблицам ежедневных расходов. Для 127 из этих пунктов, кроме того, попутно устанавливались ежегодные значения коэффициента участия весеннего половодья в формировании годового избытка $\xi_в$. Для пунктов с короткими рядами наблюдений среднемноголетняя величина коэффициента внутригодовой неравномерности устанавливалась непосредственно по средней кривой продолжительности суточных расходов и приводилась к длинным рядам по опорным пунктам. Для 157 пунктов с длительностью наблюдений не менее 10—15 лет были подсчитаны коэффициенты вариации показателя внутригодовой неравномерности C_{vd}, характеризующие его многолетние колебания. Все перечисленные данные приведены в приложении к упомянутой работе.

По этим данным среднемноголетняя величина (норма) коэффициента внутригодовой неравномерности стока $\bar{d}$ колеблется в пределах от 0,10 (р. Нева) до 0,93 (р. М. Узень).

Из непосредственного рассмотрения данных легко заметить общую тенденцию увеличения среднемноголетних величин коэффициента внутригодовой неравномерности к югу и юго-востоку, осложняемую, однако, влиянием азональных факторов — в основном площади водосбора и озерности, понижающих величину коэффициента $\bar{d}$. Аналогичным образом для горных районов на него влияет также высота водосбора над уровнем моря. Хотя горные районы, вообще говоря, и не включались в рассмотрение в настоящей работе, но на отдельных примерах горных рек наглядно видно, как резко снижается величина коэффициента внутригодовой неравномерности для горных районов благодаря сопутствующему им горно-снеговому или ледниковому питанию. Это влияние столь же значительно, как и влияние озерного регулирования. Влияние гидрогеологических условий сказывается на величине коэффициента внутригодовой неравномерности значительно слабее, чем на величинах минимальных расходов, но все же должно учитываться при анализе его изменений по территории, особенно при наличии резких местных аномалий (карст, трещинные воды и пр.).

На основании непосредственного анализа данных по стоку выделить влияние хозяйственной деятельности человека на показатели внутригодового распределения стока не удалось. Так как основная масса данных по стоку приходится на годы, когда это влияние было еще сравни-

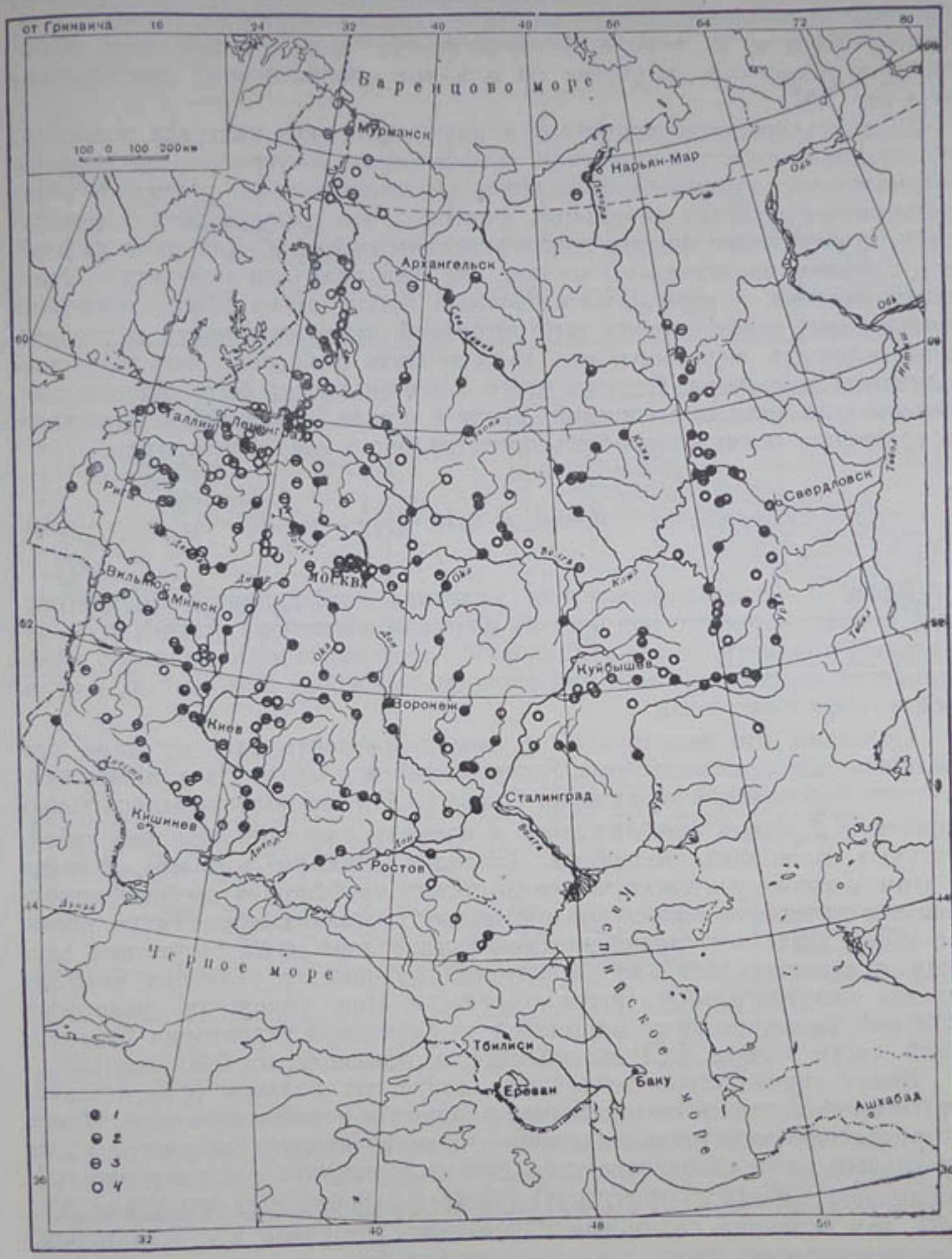


Рис. 25. Карта использованных пунктов наблюдений.

1 — длительность наблюдений более 30 лет, *2* — длительность от 21 до 30 лет, *3* — длительность от 11 до 20 лет, *4* — длительность 10 лет и менее.

тельно незначительно, то можно условно считать, что приводимые ниже результаты исследований характеризуют внутригодовое распределение стока в естественных условиях. При проектировании же внутригодового распределения стока для рек в условиях проведения значительных гидротехнических и агролесомелиоративных мероприятий необходимо вводить в расчеты поправки на влияние хозяйственной деятельности (см. стр. 297).

Для установления характера влияния величины площади водосбора на среднемноголетнее значение коэффициента внутригодовой неравномерности эти данные были графически сопоставлены, причем в целях исключения влияния зональных факторов это сопоставление проводилось по отдельным физико-географическим районам. Для ряда районов эти графики представлены на рис. 26. Как показали результаты этого сопоставления, внутри каждого района наблюдается общая тенденция уменьшения коэффициента внутригодовой неравномерности с увеличением площади водосбора, что должно быть объяснено регулирующим влиянием водосбора. Степень этого влияния может быть оценена тангенсом угла наклона прямой связи к шкале логарифмов площади, а уравнение связи может быть представлено в следующем виде:

$$\bar{d} = a_d - c_d \lg \frac{F+1}{2000}. \qquad (9.1)$$

Здесь $\bar{d}$ — среднемноголетняя величина коэффициента внутригодовой неравномерности при любой площади водосбора F км^2; a_d — зональный параметр, выражающий собой соответственную величину коэффициента неравномерности при площади водосбора 2000 км^2; c_d — угловой коэффициент связи.

Очевидно, что величина $\bar{d}$ не может превзойти единицу даже при величине площади водосбора F, стремящейся к нулю. На крайнем юго-востоке Европейской территории Союза ССР (для полупустынной зоны) величина $\bar{d}$ может приближаться к единице уже при довольно значительных площадях водосбора (порядка 1000 км^2 и более). В связи с этим, а также учитывая, что связь между коэффициентом неравномерности и площадью водосбора при малых площадях в настоящее время не может быть достаточно надежно установлена из-за отсутствия данных, в качестве зонального параметра a_d принята величина коэффициента внутригодовой неравномерности при площади водосбора 2000 км^2. Величина этого параметра по равнинной территории Европейской части Союза ССР колеблется в основном от 0,30 до 0,95.

Ввиду сравнительно небольшого диапазона величин $\lg F$, незначительного числа точек по отдельным районам и неизбежного их разброса установление достаточно надежного значения второго параметра c_d по отдельным районам невозможно. Однако совместное рассмотрение графиков зависимости $\bar{d} = f[\lg(F+1)]$ для всех районов дает основание считать, что величина параметра c_d довольно устойчива и с достаточной для практических целей точностью может быть принята для большей части Европейской территории СССР равной 0,10. Исключение составляют лишь бассейны Верхней Волги, Вятки, Оки и Дона, Сыртового Заволжья и южной части бассейна р. Урала, где величина этого параметра снижается до 0,05, и для Прикаспийской низменности, где она снижается до 0. Для районов, в которых происходит быстрое изменение величины коэффициента внутригодовой неравномерности из-за изменения зональных (в основном климатических) физико-географических

факторов (например, бассейн р. Урала), величина параметра c_d не может быть установлена непосредственно по имеющимся значениям d, ибо на величине $\overline{d}$ сказывается влияние не только площади водосбора, но и зональных физико-географических факторов. Поэтому для

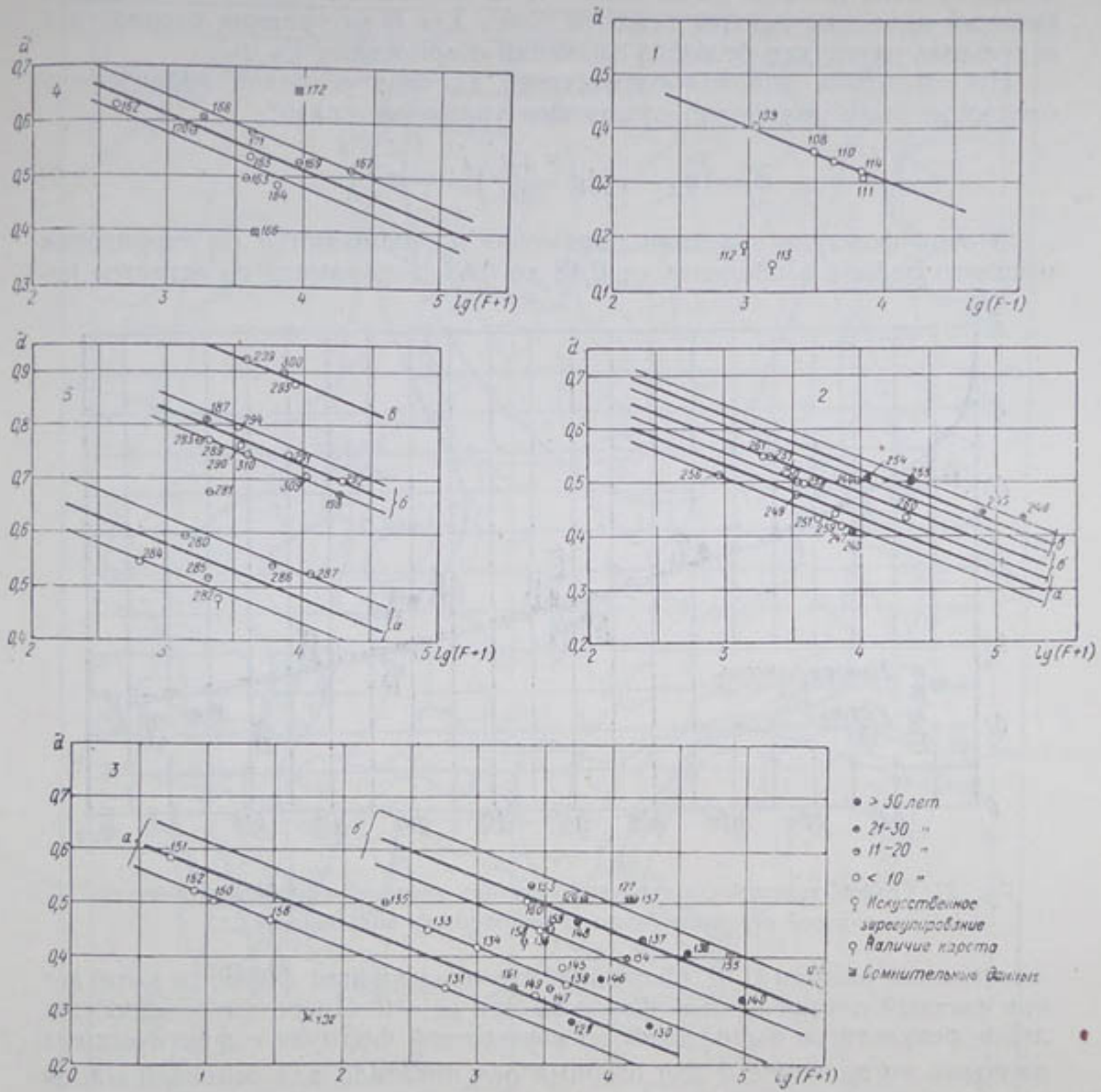


Рис. 26. Районные графики зависимости среднемноголетних значений коэффициента внутригодовой неравномерности $\overline{d}$ от величины площади водосбора F[1].

1 — бассейн р. Немана, *2* — бассейн р. Камы: *а* — северные горные притоки, *б* — южные горные притоки, *в* — равнинная часть бассейна и р. Чусовая; *3 а* — бассейн Верхнего Днепра, *3 б* — бассейн Среднего Днепра, *4* — низовье Днепра, *5 а* — бассейн р. Самары, *5 б* — Сыртовое Заволжье, *5 в* — Прикаспийская низменность.

этих районов величина параметра c_d принята по аналогии с соседними районами, а связь с площадью дается в виде полосы, границы которой соответствуют границам района. Для промежуточных же пунктов района параметр c_d сохраняется постоянным, а параметр a_d принимается

[1] На этом и последующих рис. 27, 29, 34—37 цифры у точек обозначают порядковый номер водосборов, приведенных в приложении I к работе автора (В. Г. Андреянов, 1953).

изменяющимся в соответствии с изменениями зональных физико-географических факторов согласно карте на рис. 28.

Для Северо-западного озерного района влияние озерности водосбора $\omega_{оз}$ на величину среднемноголетнего коэффициента внутригодовой неравномерности $\bar{d}$ сказывается сильнее, чем влияние площади водосбора, и обязательно должно быть учтено. Это наглядно видно из рис. 27, на который нанесены центры тяжести точек для 8 интервалов озерности и отдельные точки для больших значений озерности.

На основании анализа совместного влияния площади водосбора и озерности было подобрано следующее уравнение связи:

$$\bar{d} = \left(a_d - c_d \lg \frac{F+1}{2000}\right)\left(1 - \omega_{оз}^{\frac{2}{3}}\right)^3. \qquad (9.2)$$

В этой формуле значения параметра a_d изменяются по территории озерного района в пределах от 0,48 до 0,62, а параметр c_d остается по-

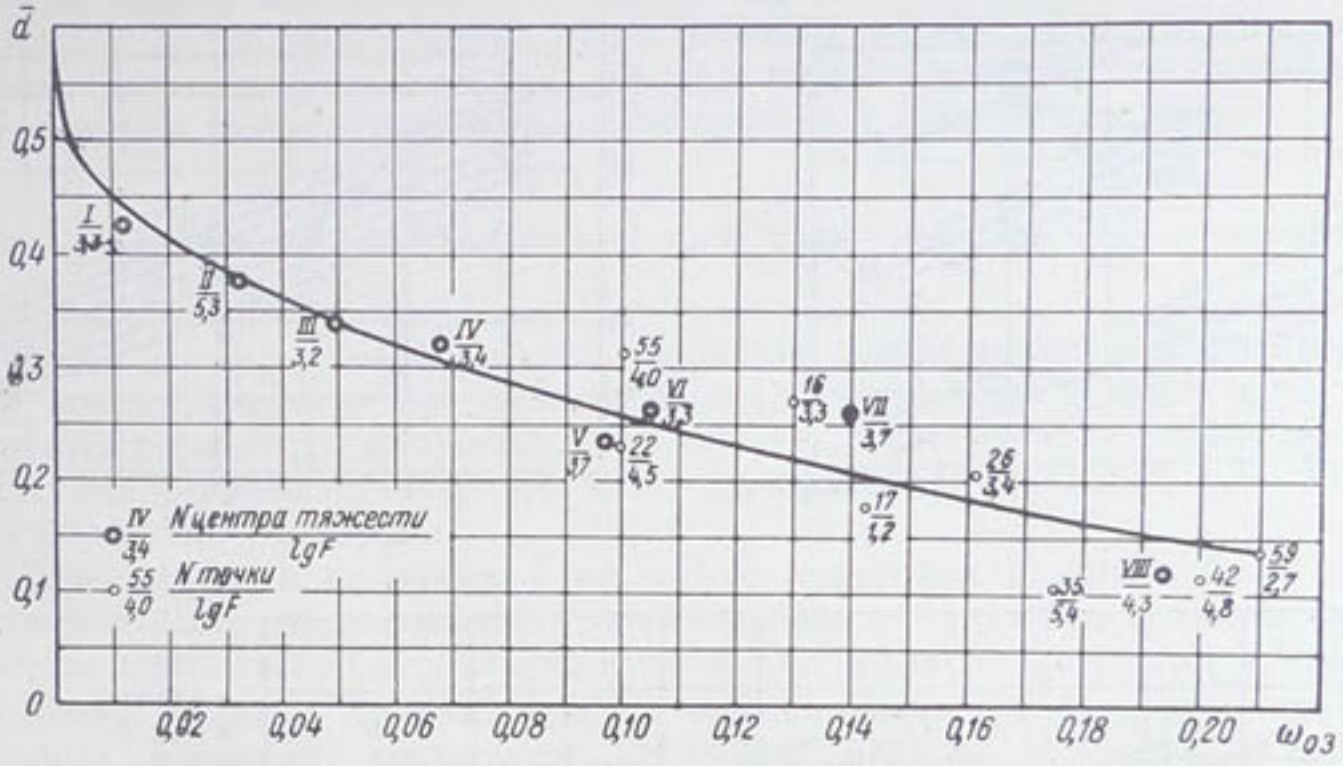


Рис. 27. График зависимости среднемноголетних значений коэффициента внутригодовой неравномерности $\bar{d}$ от озерности водосбора $\omega_{оз}$.

стоянным и равным 0,10. Очевидно, что предыдущая формула вытекает как частный случай из этой формулы при $\omega_{оз}=0$. Проведенное сопоставление результатов вычисления по выведенной формуле с фактическими данными по величине $\bar{d}$ для озерных рек показало для основной массы точек удовлетворительную сходимость, отдельные же точки дают значительные отклонения. Последнее объясняется главным образом недостаточно точным выражением регулирующей способности озер через так называемую «озерность» водосбора, т. е. через отношение площади зеркала всех озер к площади водосбора.

В других районах для отдельных озерных водосборов величины среднемноголетних коэффициентов внутригодовой неравномерности на графиках зависимости от площади водосбора приводились в нулевой озерности по выражению

$$\bar{d}_0 = \frac{\bar{d}_\omega}{\left(1 - \omega_{оз}^{\frac{2}{3}}\right)^3}, \qquad (9.3)$$

где $\bar{d}_\omega$ и $\bar{d}_0$ — соответственные величины средних коэффициентов внутригодовой неравномерности при озерности $\omega_{оз}$ и при нулевой озерности.

Порайонные значения параметров a_d и c_d сведены в табл. 37.

Для всех пунктов среднемноголетние значения параметра a_d, т. е. коэффициента внутригодовой неравномерности $\bar{d}$, приведенного

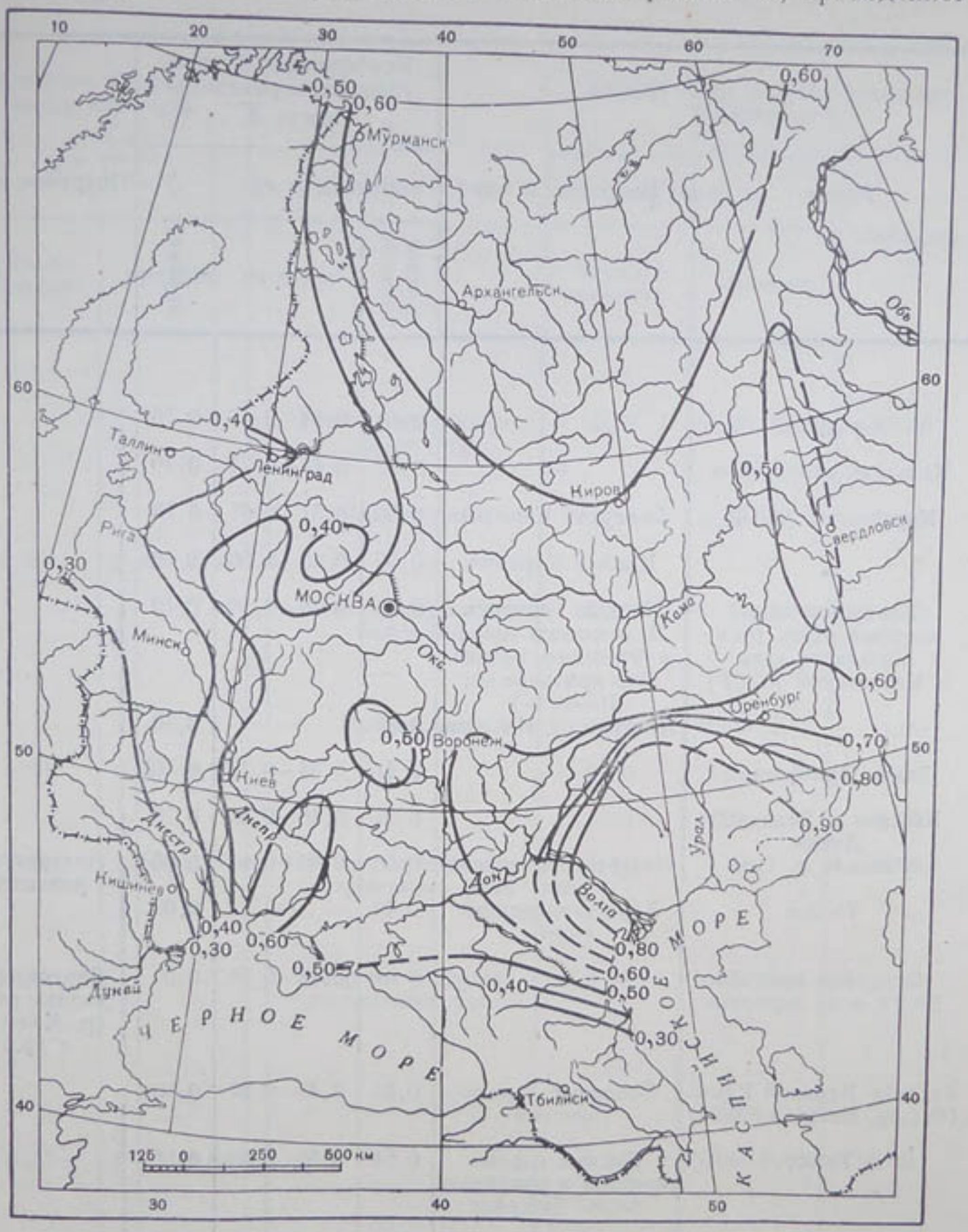


Рис. 28. Картограмма параметра a_d в формуле зависимости коэффициента внутригодовой неравномерности стока от площади и озерности водосбора.

к площади водосбора 2000 км^2 и к нулевой озерности, были нанесены на карту. По этим данным проведены изолинии этого параметра (рис. 28). Как видно из этой карты, величины параметра a_d, характеризующего внутригодовую неравномерность стока, для большей части Европейской

Районные значения параметров, определяющих зависимости среднего коэффи весеннего половодья ξ_m, от площади водосбора F, а также районные значения и годового

Район	Подрайон и тип	Коэффициент внутригодовой неравномерности $\overline{d}$			Подрайон и тип
		параметр a_d		параметр c_d	
		среднее значение	пределы		
Северный	—	0,60	0,54—0,65	0,10	
Кольский полуостров	—	0,62	0,54—0,71	0,10	
Карельская АССР	Северная Карелия	0,56	0,51—0,61	0,10	
»	Южная Карелия	0,50	0,45—0,56	0,10	
Северо-западный озерный район (без Кольского п-ва и Карельской АССР)	Южные притоки Ладожского озера и Финского залива (без притоков оз. Ильмень)	0,48	0,40—0,56	0,10	
	Притоки оз. Ильмень	0,65	—	0,10	
Реки Прибалтики	—	0,41	0,34—0,47	0,10	
Бассейн р. Западной Двины	—	0,51	0,46—0,56	0,10	
Бассейн р. Оки	Незарегулированные реки	0,56	0,50—0,61	0,05	Незарегулированные
То же	Зарегулированные реки	0,44	—	0,05	
Северные притоки Волги и ее верховья	—	0 51	0,46—0,58	0,05	Зарегулированные реки (р. Клязьма и др.)
Бассейн Верхней Камы (без рр. Белой и Вятки)	Северные горные притоки	0,50	0,48—0,52	0,10	
То же	Южные горные притоки и равнинная часть бассейна	0,54	0,50—0,58	0,10	
Бассейн р. Белой	—	0,57	0,50—0,63	0,10	
Бассейн р. Вятки	—	0,52	0,48—0,56	0,05	

[1] Для озерных рек Северо-западного озерного района и Карельской АССР ве графику на рис. 29.

циента внутригодовой неравномерности $\overline{d}$ и среднего коэффициента участия отношения коэффициента вариации внутригодовой неравномерности C_{v_d} стока C_{v_m}

Отношение коэффициентов вариации $\eta = \frac{C_{v_d}}{C_{v_m}}$		Подрайон и тип	Коэффициент участия весеннего половодья ξ_0		
			параметр a_ξ		параметр c_ξ
среднее значение	пределы		среднее значение	пределы	
		Реки с озерностью более 5%	0,89	0,86—0,92	0,05
		Прочие реки	0,83	0,80—0,85	0,05
0,50[1]	0,40—0,65				
		Реки с озерностью более 5%	0,88	—	0,05
		Прочие реки	0,79	0,78—0,82	0,05
0,60	0,50—0,70		0,60	—	0,05
			0,79	0,78—0,82	0,05
0,60	0,50—0,70	Неозерные и незарегулированные реки	0,94	—	0,05
1,00	—	Озерные и зарегулированные реки	0,88	0,85—0,91	0,05
0,55	0,42—0,68		0,86	0,84—0,88	0,05

личина η определяется в зависимости от озерности $\omega_{оз}$ по формуле (9.4) или по

Район	Подрайон и тип	Коэффициент внутригодовой неравномерности $\bar{d}$			Подрайон и тип
		параметр a_d		параметр c_d	
		среднее значение	пределы		
Бассейн р. Днепра	Бассейн р. Припяти	0,34	0,29—0,39	0,10	Правобережье Верхнего и Среднего Днепра
					Бассейны рек Уж, Ирпень и южной части бассейна р. Припяти
" "	Верхнее и среднее течение	0,52	0,48—0,58	0,10	Левобережье Верхнего и Среднего Днепра Бассейн р. Сейм
" "	Нижнее течение	0,67	0,61—0,73	0,10	
Бассейн р. Ю. Буга	—	0,51	—	0,10	
Бассейн р. Днестра	—	0,34	0,29—0,39	0,10	
Бассейн р. Дона без рр. Северного Донца и Сала	—	0,59	0,56—0,62	0,05	
Бассейн р. Северного Донца		0,56	0,51—0,62	0,05	
Бассейн р. Сал	—	0,72	—	0,05	
Бассейн р. Самары [1]	—	0,55	0,47—0,61	0,10	
Сыртовое Заволжье	—	0,80	0,78—0,82	0,05	
Бассейн рр. Б. и М. Узеня	—	0,95	—	0	
Бассейн р. Урала	Северная часть	0,55	—	0,10	
" "	Средняя часть	0,63	—	0,10	
" "	Южная часть	0,72	—	0,05	

[1] Кроме верховьев и левобережных притоков.

Отношение коэффициентов вариации $\eta = \frac{C_{v_d}}{C_{v_m}}$		Подрайон и тип	Коэффициент участия весеннего половодья $\xi_в$		
			параметр a_ξ		параметр c_ξ
среднее значение	пределы		среднее значение	пределы	
0,90	0,70—1,10	Бассейн Верхнего и Среднего Днепра	0,86	0,82—0,90	0,05
0,55	—				
0,85	0,76—0,92	Северные отроги Волыно-Подольской гряды	0,72	—	0,05
0,60	—				
0,35	0,30—0,40		0,93	—	0,05
0,70	0,56—0,87	Северная часть	0,84	—	0,05
		Южная часть	0,76	—	0,05
0,50	0,40—0,60		0,95	0,92—0,97	0,02
0,30	—		1,00	—	0,00
0,45	0,40—0,50		1,00	—	0,00
0,13	—		1,00	—	0,00
0,04	—		1,00	—	0,00
0,23	0,15—0,30	Северная часть	0,86	—	0,05
		Средняя часть	0,91	—	0,05
		Южная часть	1,00	—	0

территории Союза ССР изменяются незначительно. Для средней полосы величина этого параметра составляет около 0,50 и несколько увеличивается к северу и к югу примерно до 0,60. Значительное и резкое увеличение параметра a_d происходит лишь к юго-востоку, где в Прикаспийской низменности его величина доходит до 0,95 (рр. Большой и Малый Узень). Для западных и юго-западных районов со значительным участием дождевого питания, выравнивающего внутригодовое распределение стока, величина параметра снижается до 0,40 и менее. Величины такого же порядка (0,30—0,40) имеют место и в бассейнах рек, верховья которых имеют горно-снеговое питание (например, бассейн р. Кумы), также оказывающее на сток значительное регулирующее влияние.[1]

Величины коэффициентов вариации показателя внутригодовой неравномерности C_{v_d}, изменяющиеся по всем исследованным пунктам от 0,03 (р. Б. Узень) до 0,48 (р. Ров), находятся в довольно тесной связи с величинами коэффициентов вариации годового стока C_{v_m}. При этом в подавляющем числе случаев коэффициент вариации внутригодовой неравномерности C_{v_d} меньше соответственного коэффициента вариации годового стока C_{v_m}. Для каждого отдельного района между этими величинами получается довольно тесная связь (рис. 29).

Для Северо-западного озерного района связь C_{v_d} и C_{v_m} осложняется влиянием озерного регулирования. Несмотря на отдельные значительные отклонения, объясняющиеся в основном указанным выше недостатком показателя $\omega_{оз}$, все же намечается совершенно определенная тенденция увеличения отношения $\eta = \frac{C_{v_d}}{C_{v_m}}$ с увеличением $\omega_{оз}$ для рек Северо-западного озерного района (кроме Кольского полуострова). При больших значениях коэффициента озерности параметр η даже превышает единицу (например, для р. Невы он составляет 1,60). Это явление объясняется отчасти некоторым снижением коэффициента вариации годового стока C_{vm} за счет некоторого многолетнего выравнивания стока и главным образом значительным повышением коэффициента вариации внутригодовой неравномерности стока C_{v_d} за счет различного регулирующего действия в годы разной водности. В самом деле, в маловодные годы аккумулирующая способность озера не может быть использована в достаточной мере и поэтому сток выравнивается относительно слабее, чем в многоводные годы, т. е. меньше снижается величина коэффициента внутригодовой неравномерности d. В связи с этим, хотя норма внутригодовой неравномерности $\bar{d}$ снижается, но относительная (в долях от сниженной нормы $\bar{d}$) амплитуда колебания величин d, а следовательно, и коэффициент вариации C_{v_d} увеличиваются.

Связь между величиной параметра η и озерностью $\omega_{оз}$ может быть приближенно выражена следующим уравнением:

$$\eta = \frac{C_{v_d}}{C_{v_m}} = 0{,}50 + 7\omega_{оз}. \qquad (9.4)$$

Для бассейна р. Онеги и для Кольского полуострова связь между величинами η и $\omega_{оз}$ установить не удалось.

---

[1] Для учета влияния хозяйственной деятельности на параметр $\bar{d}$ могут быть использованы приводимые в главе XV (см. стр. 297) соображения об учете этого влияния на параметр $\bar{D}$, близкий по величине к параметру $\bar{d}$.

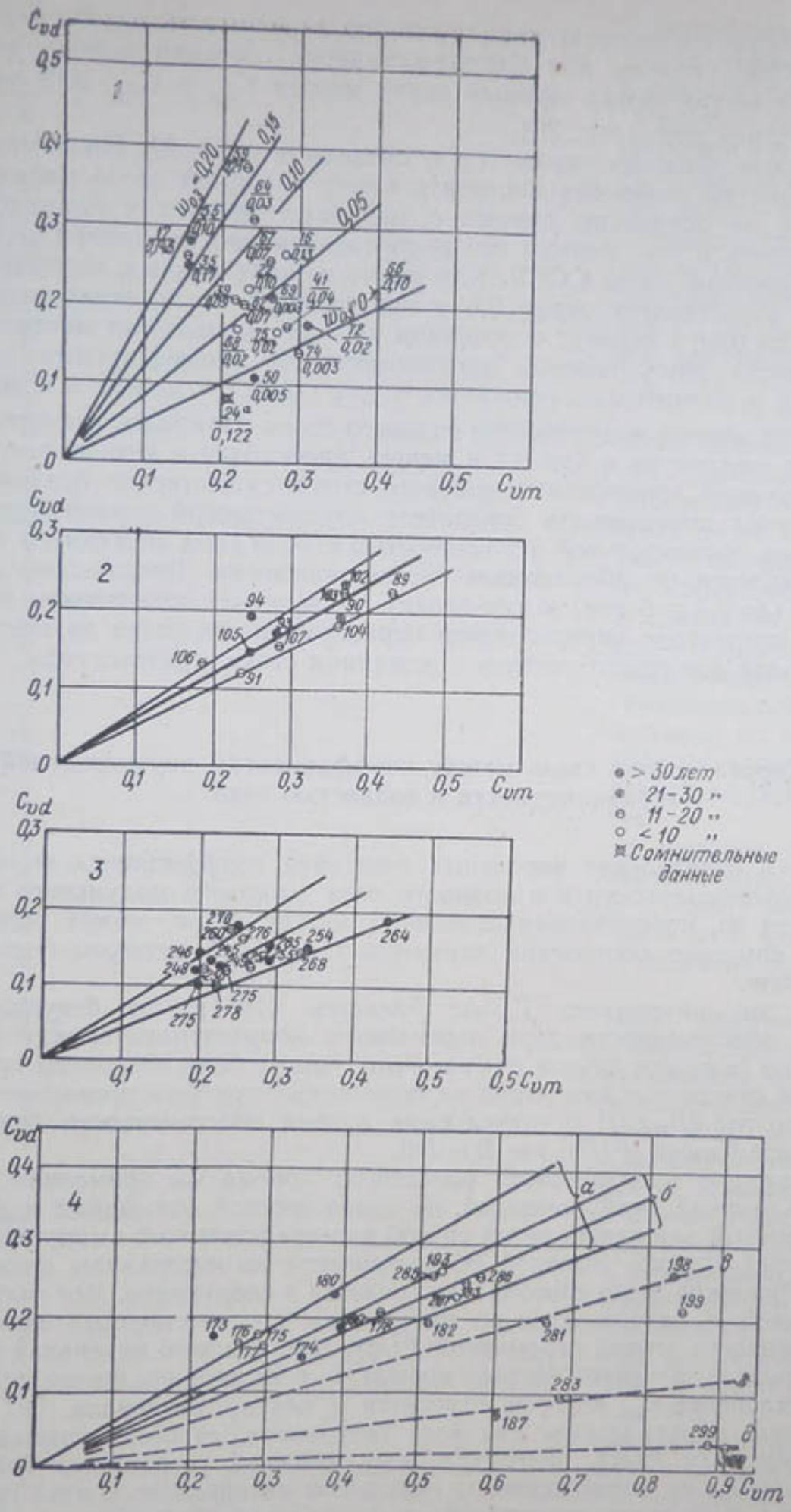


Рис. 29. Районные графики связи коэффициентов вариации годового стока C_{v_m} и внутригодовой неравномерности C_{v_d}.

1 — Северо-западный озерный район (без Кольского полуострова) для разных величин озерности водосбора, *2* — бассейн р. Западной Двины и реки Прибалтики, *3* — бассейн р. Камы, *4 а* — бассейн р. Дона, *4 б* — бассейн р. Самары, *4 в* — бассейн р. Самары, *4 в* — бассейн р. Сал, *4 г* — Сыртовое Заволжье, *4 д* — Прикаспийская низменность (рр. Большой и Малый Узень).

Используя полученную приближенную зависимость параметра η от озерности $\omega_{оз}$, строим для Северо-западного озерного района (кроме Кольского полуострова) прямые связи между C_{v_d} и C_{v_m} для разных значений озерности (рис. 29).

Районные значения параметра η сведены в табл. 37. Недостаточное число точек не позволяет построить карту изолиний этого параметра. Однако и на основании данных о районных значениях параметра η можно судить о зональности его распределения по равнинной территории Европейской части СССР. Как видно из этих данных, величина параметра η составляет около 0,6 в центральной части, несколько снижается (до 0,5) к северу[1] в основном за счет уменьшения многолетней изменчивости внутригодовой неравномерности (коэффициента вариации C_{v_d}) и значительно снижается к югу (до 0,3 и менее) в основном за счет увеличения изменчивости годового стока. Наиболее значительное снижение параметра η (до 0,1 и менее) происходит к юго-востоку, где, кроме большой изменчивости годового стока, существенно сказывается также малая изменчивость показателя внутригодовой неравномерности в связи со сравнительной устойчивостью из года в год меженного стока, весьма низкого по абсолютным своим значениям. Возрастание параметра η (до 0,7 и более) к юго-западу объясняется повышением изменчивости показателя внутригодовой неравномерности стока за счет различной роли дождевого питания в меженном стоке в разные годы.

2. Корреляционная связь между коэффициентом внутригодовой неравномерности и водностью года

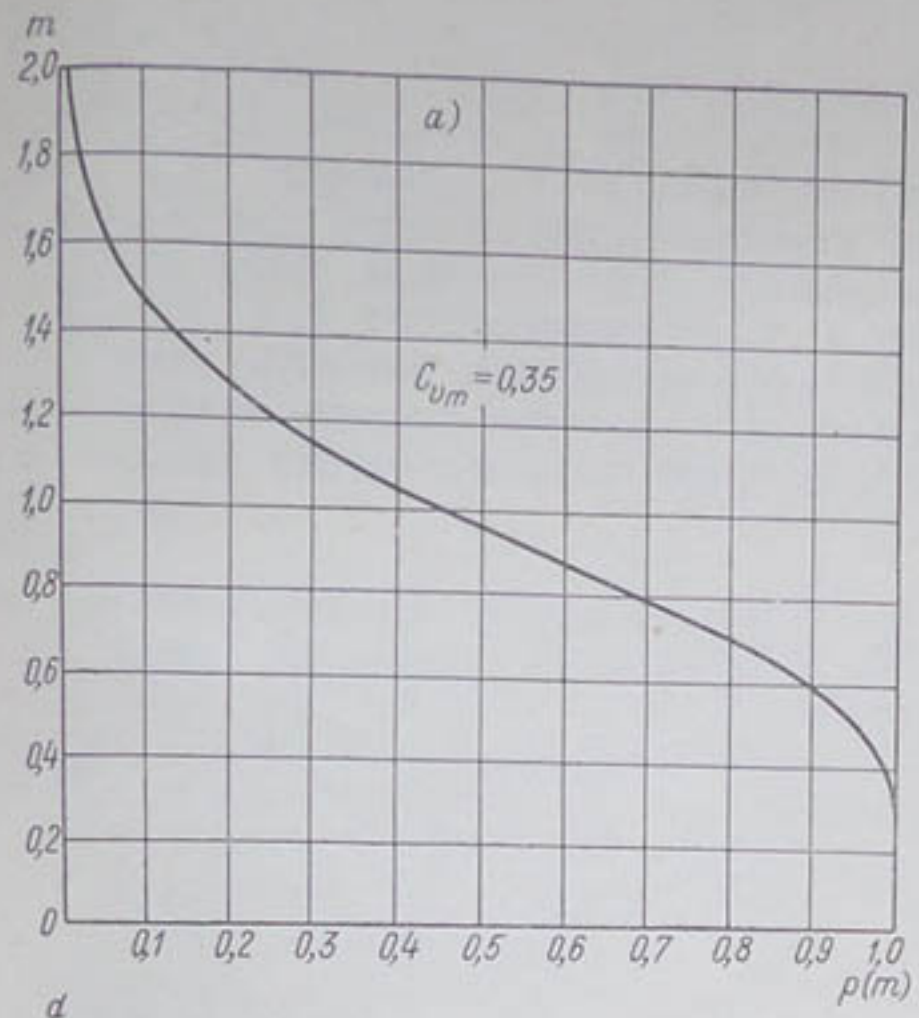
Задача определения вероятных сочетаний коэффициента внутригодовой неравномерности d и водности года (годового модульного коэффициента) m, коррелятивно связанных между собой, может быть решена с помощью построения двухмерных функций интегрального распределения.

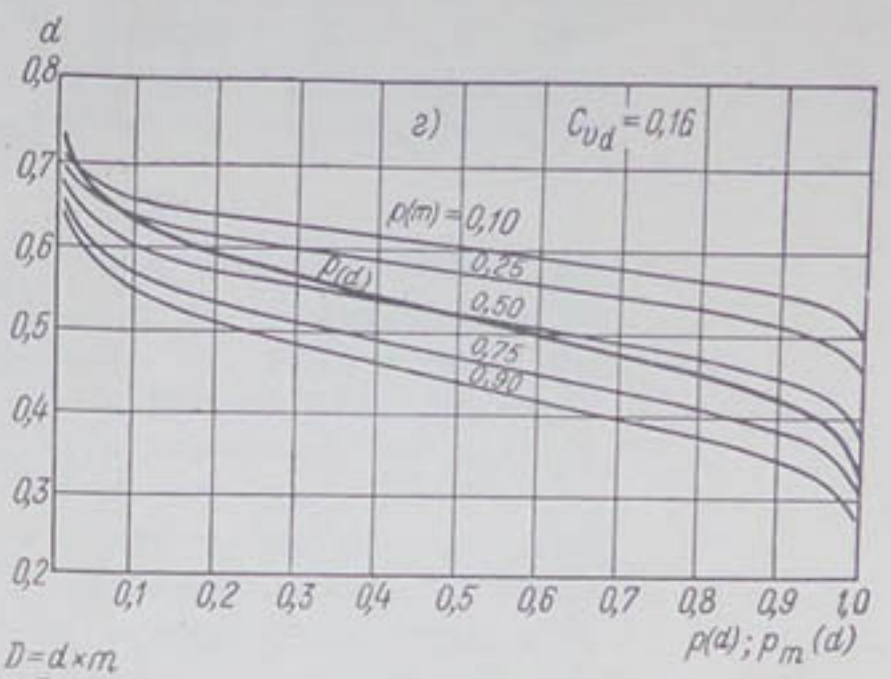
Как это показывает Г. А. Алексеев (1951), по безусловным кривым обеспеченности двух переменных, коррелятивно между собой связанных [в нашем случае $P(d)$ и $P(m)$], могут быть построены кривые условной обеспеченности одной из переменных при фиксированном значении другой $[P_m(d)]$ и безусловная кривая обеспеченности функции обеих переменных $[P(D)$, где $D=dm]$.

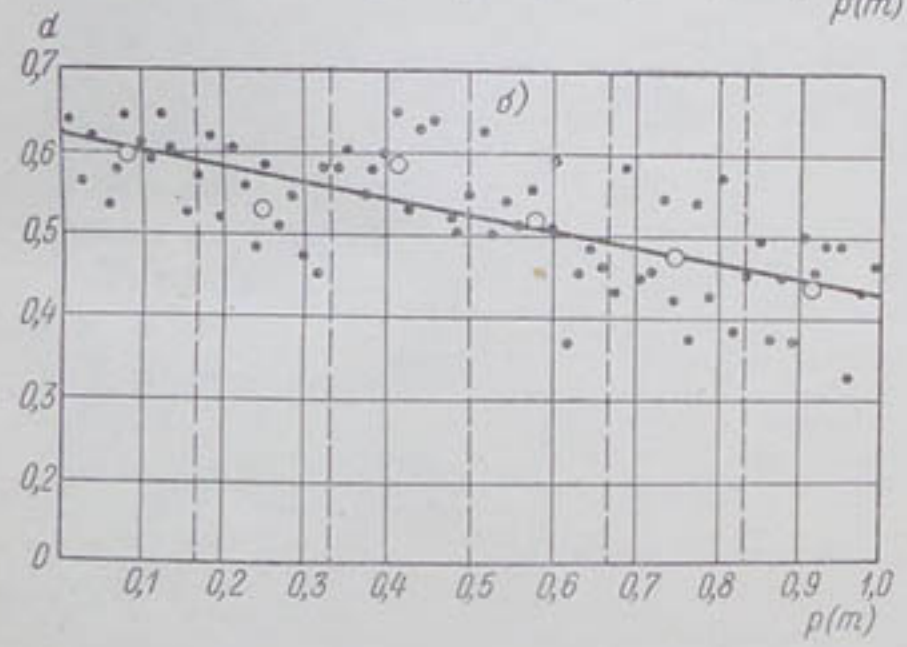
В качестве практического расчетного приема мы применили иной, чем у Алексеева, приближенный, но более простой, наглядный и достаточно точный для наших целей способ непосредственного эмпирического построения кривых условной обеспеченности по интервалам величины $P(m)$. Сущность этого способа заключается в следующем. Все значения переменной d разбиваются по интервалам соответственных значений обеспеченности второй переменной $P(m)$. Для каждого интервала находятся среднее значение (частная норма) d и частное среднеквадратическое отклонение σ_m, которые относятся к центру интервала. По этим величинам, определенным для всех интервалов, строятся графики их зависимости от $P(m)$, благодаря чему частично устраняется влияние неточностей в их определении по отдельным интервалам. С этих графиков могут быть сняты значения d_m и σ_m для заданной величины $P(m)$.

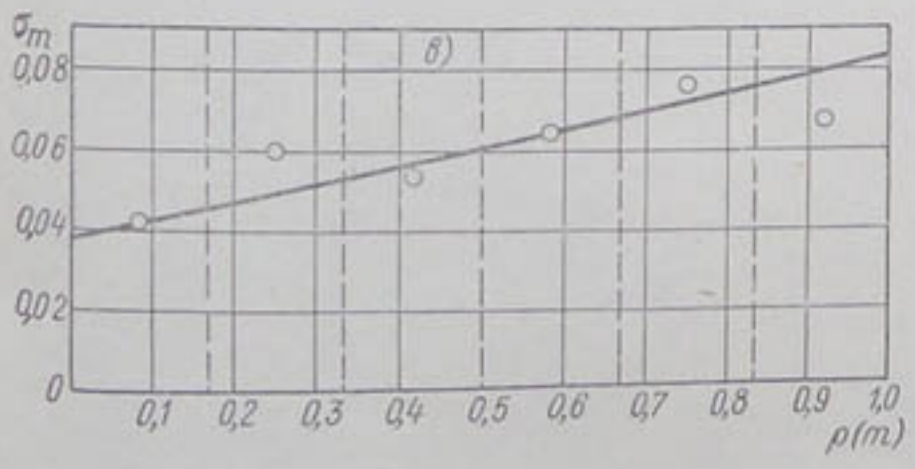
---

[1] За исключением озерных рек [см. формулу (9.4)].









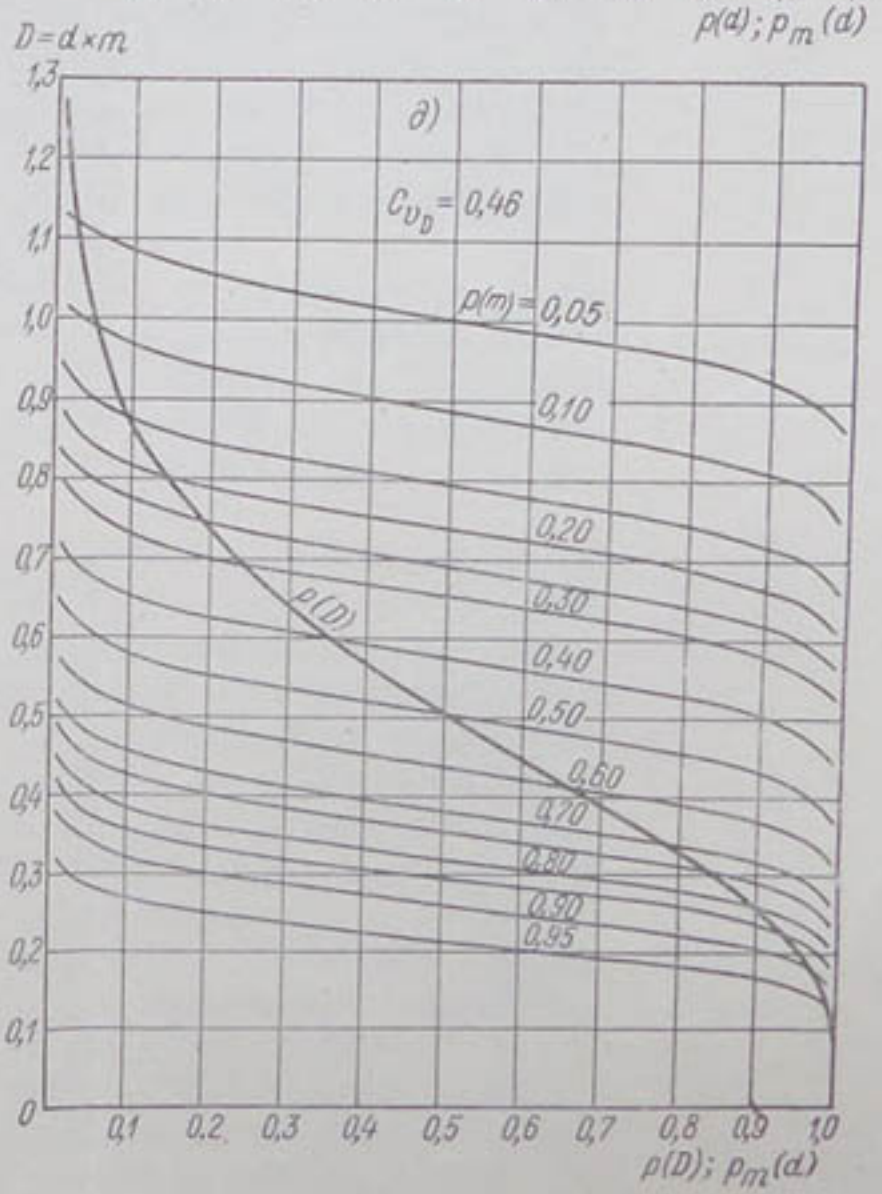


Рис. 30. Характеристика внутригодовой неравномерности стока в зависимости от водности года на примере р. Дона у г. Калача.

а — кривая обеспеченности годовых модульных коэффициентов $m = f(P)$, *б* — график связи коэффициента внутригодовой неравномерности стока d с обеспеченностью водности года $P(m)$, *в* — то же частных значений стандарта внутригодовой неравномерности σ_m, *г* — кривые безусловной и условной обеспеченности внутригодовой неравномерности стока $P(d)$ и $P_m(d)$, *д* — то же для функции $D=dm$.

Так как значения коэффициента внутригодовой неравномерности d не могут превышать соответственной водности года m, то, строго говоря, для кривых условной обеспеченности $P_m(d)$ нельзя пользоваться обычными биноминальными кривыми распределения, а следует применять кривые распределения с двумя ограниченными пределами (см., например, С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель, 1956). Однако, поскольку при исследовании и расчете внутригодового распределения стока обычно не представляют интереса очень редкие сочетания водности года и его внутригодовой неравномерности (т. е. очень большие или очень малые значения условной обеспеченности), постольку можно практически производить построение условных кривых обеспеченности $P_m(d)$, пользуясь обычными биноминальными кривыми распределения при соотношении $\frac{C_s}{C_v}=2$.

Если требуется определить лишь среднее значение (близкое к вероятному) дефицита d при заданной водности года m, то достаточно построение лишь графика зависимости $d_m=f[P(m)]$, что может быть выполнено практически при наличии всего 15—25 лет наблюдений. Построение графика $\sigma_m=f[P(m)]$, который позволяет определить величины d разной вероятности, требует обычно не менее 35—40 лет наблюдений.

Построение кривых безусловной обеспеченности дефицитов в долях от годового объема $P(d)$ и в долях от среднего годового объема $P(D)$ по тем же соображениям, что и для условных кривых обеспеченности, может быть также выполнено с помощью обычных биноминальных кривых, определяя значения нормы и коэффициента вариации по имеющемуся ряду эмпирических значений d (или D) и подбирая величину C_s по условию лучшего соответствия теоретической кривой эмпирическим точкам или же графически на клетчатке вероятности.

Указанные построения приводятся (рис. 30) на примере р. Дона у г. Калача. Из графика наглядно видна определенная прямая связь между величинами d и m [обратная связь между d и $P(m)$]. Величина d_m изменяется от 0,62 до 0,43 при изменении $P(m)$ от 0 до 1. Связь между σ_m и m обратная; с изменением $P(m)$ от 0 до 1 величина σ_m изменяется от 0,04 до 0,08.

Из сопоставления построенных кривых условной обеспеченности $P_m(d)$ с кривой безусловной обеспеченности $P(d)$ видно, что из всей амплитуды значений d по кривой безусловной обеспеченности (в пределах 1—99%) на отдельные кривые условной обеспеченности приходится всего от 50 до 70% амплитуды. Аналогичное сопоставление проведено также для величин дефицита в долях от среднего за многолетие годового стока D. Для сопоставимости ординаты каждой из кривых условной обеспеченности $P_m(d)$ помножены на соответственное значение годового модульного коэффициента m (т. е. также выражены в долях от среднего за многолетие годового объема). Так как в последнем случае сказывается одновременно влияние колебания и показателя внутригодового распределения стока — коэффициента неравномерности d и годового стока m, то для фиксированной водности года амплитуда колебаний величины $D=dm$ составляет еще меньшую долю от общей амплитуды по кривой безусловной обеспеченности (от 20 до 30%).

Используя приведенные выше характеристики двухмерной функции распределения по р. Дону у г. Калача, можно выбрать из числа наблюденных годы с различными сочетаниями водности и внутригодовой неравномерности стока (см. табл. 38).

Для приведенных в табл. 38 лет на рис. 31 представлены гидрографы и кривые продолжительности суточных расходов. Для удобства сопо-

ставления внутригодового распределения стока для лет различной водности расходы на этих графиках даются в долях от среднегодового. При этом гидрографы и кривые продолжительности для трех лет различной водности, но близкой неравномерности, практически совладают,

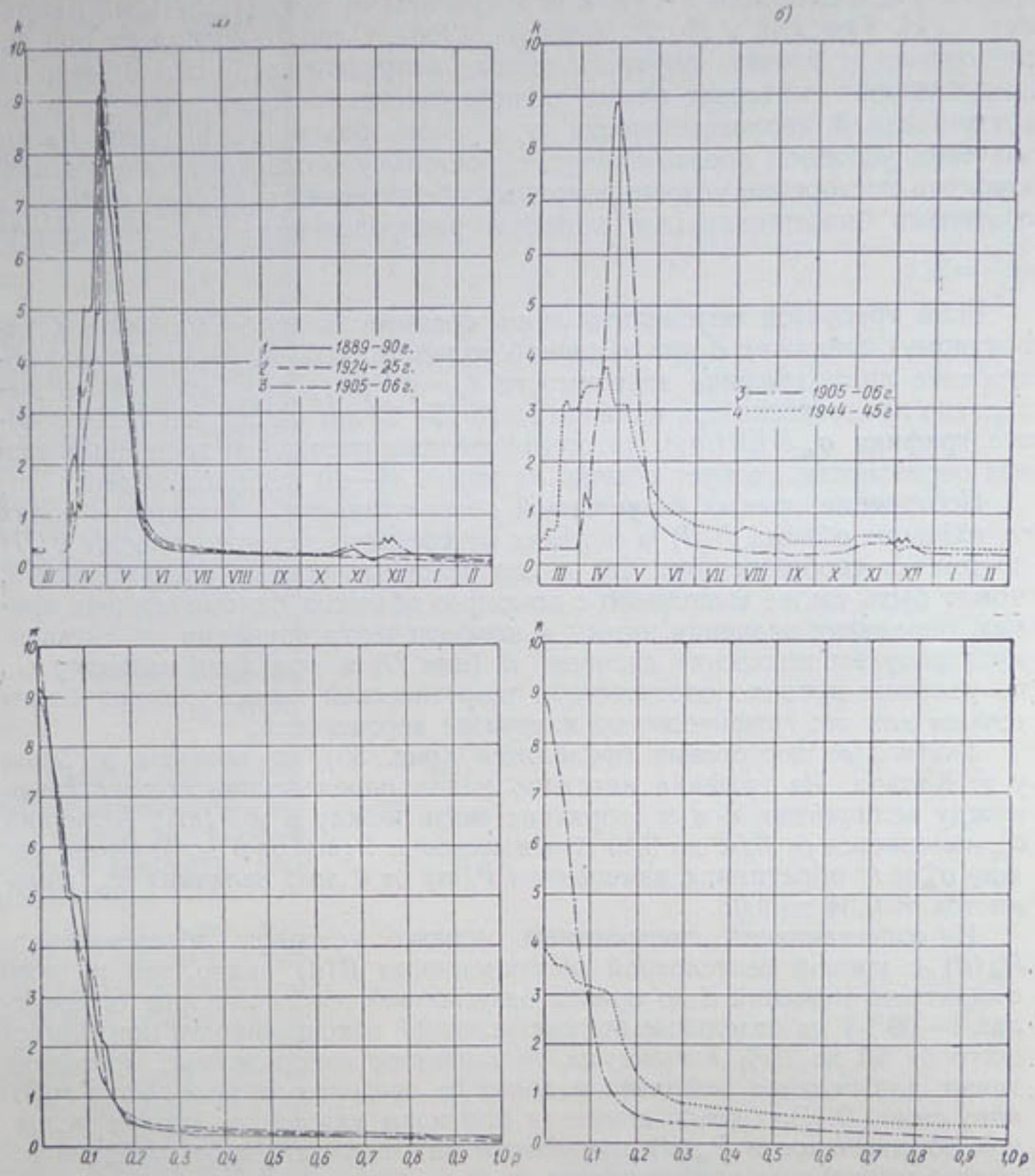


Рис. 31. Гидрографы и кривые продолжительности расходов р. Дона у г. Калача (в долях от среднегодового расхода).

а — для лет различной водности но с одинаковой (большой) внутригодовой неравномерностью: *1* — многоводный 1889-90 г., *2* — средний по водности 1924-25 г., *3* — маловодный 1905-06 г; *б* — для лет одинаковой водности (маловодных), но с различной внутригодовой неравномерностью: *3* — с большой неравномерностью 1905-06 г., *4* — с малой неравномерностью 1944-45 г.

а гидрографы и кривые продолжительности для двух лет одинаковой водности, но с различной неравномерностью, существенно разнятся.

По большому числу пунктов с длительными рядами наблюдений (обычно свыше 20 лет и лишь в исключительных случаях менее 20 лет, при недостатке в районе пунктов с длительными наблюдениями) были установлены так же, как и для р. Дона у г. Калача (см. выше), связи

между частными нормами коэффициента внутригодовой неравномерности и обеспеченностью годового стока. При этом в большинстве случаев получается довольно хорошо выраженная связь между этими величинами, которая может быть представлена уравнением следующего вида:

$$d_m = \bar{d}\{1 + \delta_d [0{,}5 - P(m)]\} = \bar{d} + \Delta d_{0-1} [0{,}5 - P(m)]. \qquad (9.5)$$

Здесь $\bar{d}$ — общая норма (среднемноголетнее значение) коэффициента внутригодовой неравномерности;

d_m — его частная норма (при фиксированной водности года m); δ_d — угловой коэффициент связи; Δd_{0-1} — параметр, равный разности между величинами d_m при $P(m)=0$ и при $P(m)=1$.

Таблица 38

Год	Годовой модульный коэффициент	$P(m)$ %	Водность года	Коэффициент внутригодовой неравномерности d	$P_m(d)$ %	Степень внутригодовой неравномерности стока
1889/90	1,39	12	Многоводный	0,642	15	Неравномерный
1924/25	1,02	44	Средний	0,641	4	То же
1905/06	0,68	82	Маловодный	0,572	8	"
1944/45	0,62	88	"	0,370	84	Равномерный

Прямая связи во всех случаях проходит через точку с координатами $P(m)=0{,}5$ и $d_m=\bar{d}$. Степень зависимости частной нормы коэффициента внутригодовой неравномерности d_m от обеспеченности годового стока $P(m)$ определяется величиной углового коэффициента δ_d или параметра Δd_{0-1}. Положительные их величины соответствуют уменьшению величины d_m с увеличением обеспеченности $P(m)$, т. е. с уменьшением водности года m (прямая связь с водностью года), отрицательные — увеличению d_m с увеличением $P(m)$, т. е. с уменьшением m (обратная связь с водностью года). Графики этой связи для некоторых основных пунктов наблюдений приводятся на рис. 32.

Значения углового коэффициента δ_d и параметра Δd_{0-1} по 94 рассмотренным пунктам приводятся в упомянутой выше работе (В. Г. Андреянов, 1953). По этим данным величина δ_d колеблется от +0,94 до —0,67. При этом для северной части Европейской территории Союза ССР имеют место отрицательные значения коэффициента δ_d, что указывает на обратную связь между внутригодовой неравномерностью и водностью года, а для южной части — положительные значения δ_d, что соответствует прямой связи между внутригодовой неравномерностью и водностью года. Большие значения коэффициента δ_d для озерных рек (например, для рр. Невы и Шексны, см. рис. 32) объясняются тем же обстоятельством, что и высокие значения отношения $\eta = \frac{C_{v_d}}{C_{v_m}}$ для них (см. стр. 174), т. е. относительно меньшим регулирующим влиянием озер в маловодные годы. Ввиду этого внутригодовая неравномерность маловодных лет значительно превышает таковую для многоводных лет. Хотя общая норма $\bar{d}$ и снижается, но относительная амплитуда колебания частных норм в долях от общей $\frac{d_m}{\bar{d}}$ увеличивается.

Параметр Δd_{0-1} является более устойчивой величиной, его колебания ограничиваются пределами от +0,42 до —0,18. Внутри отдельных

физико-географических районов колебания его незначительны. Влияние озерности на него также не сказывается, так как высокое значение коэффициента δ_d компенсируется значительным снижением общей нормы $\bar{d}$. Учитывая это, а также невысокую точность определения параметра

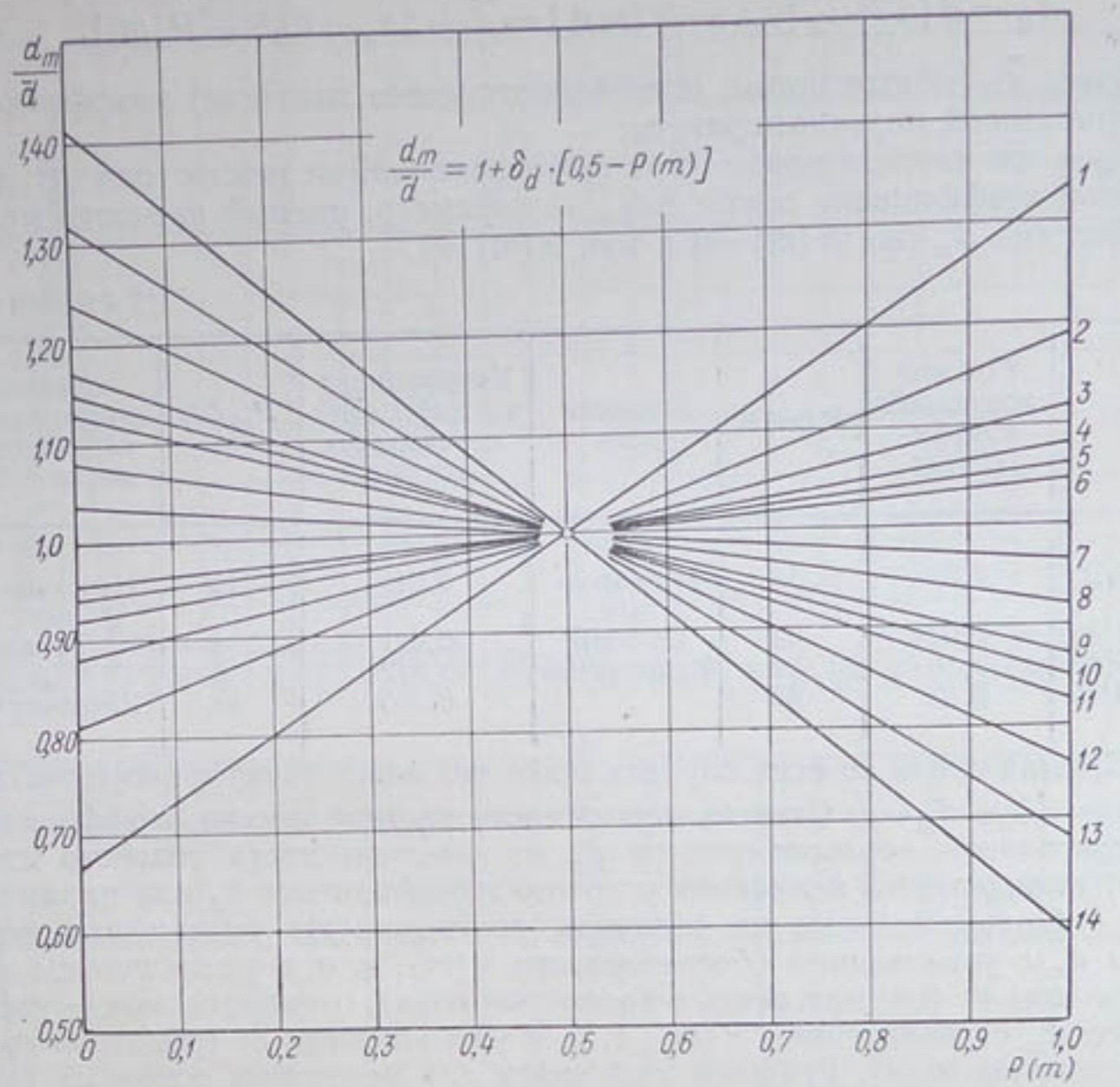


Рис. 32. График зависимости отношения частной нормы (для фиксированной водности года) внутригодовой неравномерности d_m к общей норме $\bar{d}$ от обеспеченности водности года $P(m)$ для рек с длинными рядами наблюдений.

1 — р. Нева, г. Петрокрепость $\delta_d = -0{,}67$. *2* — р. Шексна, с. Крохино $\delta_d = -0{,}38$. *3* — р. Сухона, с. Камчуга $\delta_d = -0{,}24$. *4* — р. Зап. Двина, г. Витебск $\delta_d = -0{,}16$. *5* — р. Сев. Двина, с. Усть-Пинега $\delta_d = -0{,}12$. *6* — р. Кама, г. Березники $\delta_d = -0{,}09$. *7* — р. Днепр, г. Смоленск $\delta_d = +0{,}07$. *8* — р. Уфа, с. Караидель (пр. Шафеево) $\delta_d = +0{,}16$. *9* — р. Ока, г. Муром $\delta_d = +0{,}26$. *10* — р. Ока, г. Калуга $\delta_d = +0{,}30$. *11* — р. Дон, г. Калач $\delta_d = +0{,}34$. *12* — р. Дон, г. Лиски $\delta_d = +0{,}48$. *13* — р. Уж, пгт Полесское $\delta_d = +0{,}63$. *14* — р. Южный Буг, с. Богдановка, с. Александровка $\delta_d = +0{,}82$.

Δd_{0-1}, мы можем принять его расчетные значения общими для довольно крупных районов (см. схему районирования на рис. 33 и табл. 39).

Таблица 39

Районные значения параметра Δd_{0-1}

№ района	Δd_{0-1}	№ района	Δd_{0-1}	№ района	Δd_{0-1}
I	0	III	−0,15	VII	+0,30
II	−0,05	IV	0	VIII	+0,20
IIа	−0,10	V	+0,15	IX	0
IIб	−0,15	VI	+0,05		

Несмотря на отклонения значений Δd_{0-1} для отдельных пунктов, все же можно усмотреть довольно отчетливо выраженную зональность в распределении районных значений этого параметра. Примерно на широте Москвы проходит неширокой полосой область нулевых значений этого параметра (район IV). К северу от этой области (район II)

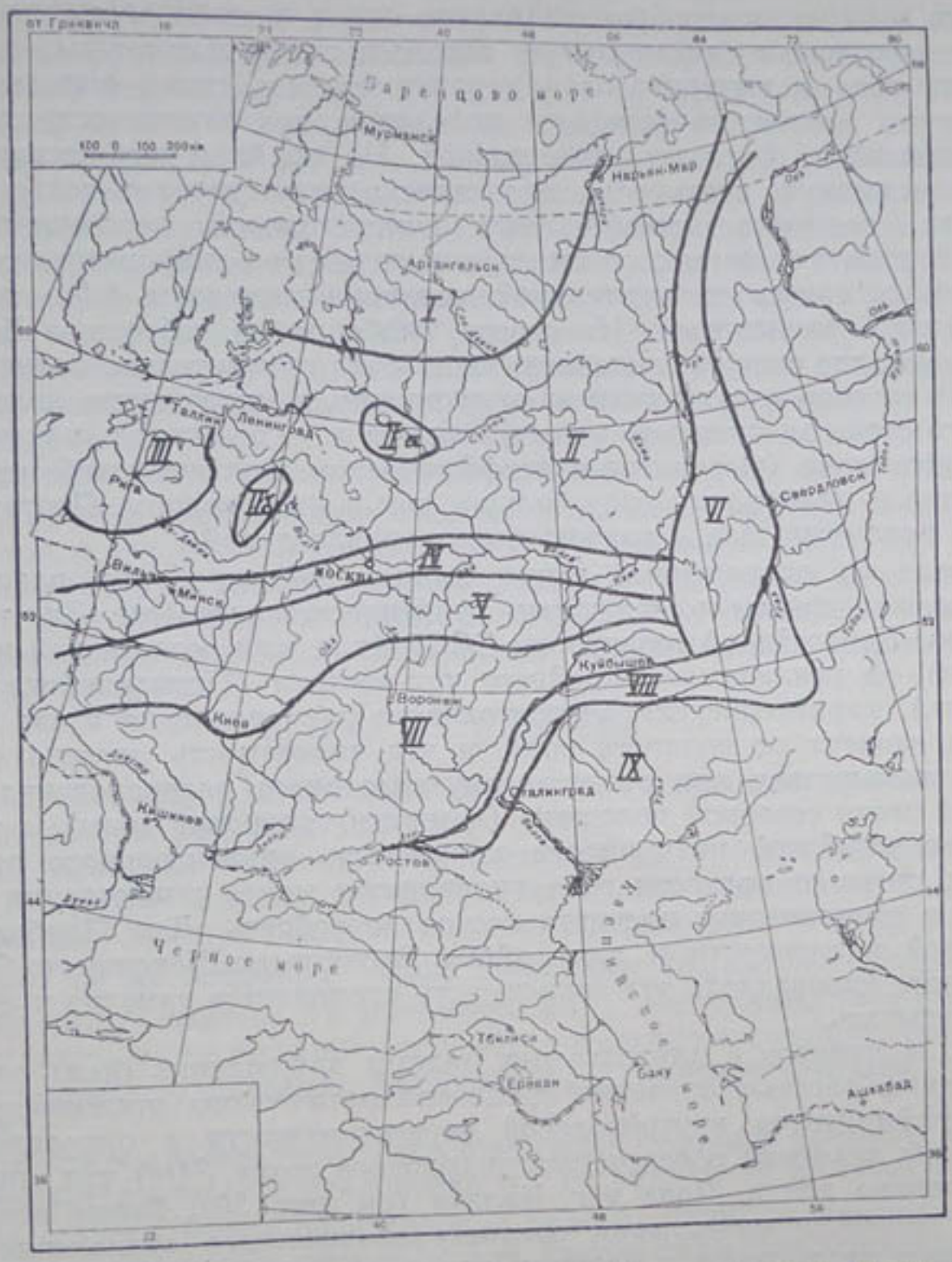


Рис. 33. Схема районирования параметра Δd_{0-1} в формуле зависимости частной нормы внутригодовой неравномерности d_m от обеспеченности годового стока $P\ (m)$.

имеют место довольно устойчивые отрицательные значения параметра (порядка —0,05) с двумя небольшими районами (IIа и IIб), где его величина достигает —0,10 и —0,15. По побережью Балтийского моря (район III) величина параметра составляет около —0,15, а по территории Карельской АССР, на Кольском полуострове и побережье Белого моря (район I) — близка к нулю. К югу (лесостепная и степная зоны) величина параметра становится положительной и возрастает до +0,15 (район V) и +0,30 (район VII), а далее к юго-востоку снова убывает

до +0,20 (район VIII) и до 0 (район IX, Прикаспийская низменность). На востоке вдоль Уральского хребта проходит область (район VI) с небольшими положительными значениями параметра (порядка +0,05).

Такие изменения по Европейской территории СССР параметра Δd_{0-1}, характеризующего зависимость коэффициента внутригодовой неравномерности от водности года, определяются соответственными изменениями внутригодового распределения стока и роли весеннего половодья и паводков в формировании годового стока. Для южных рек, где водность года и внутригодовая неравномерность стока определяются в основном водностью весеннего половодья, эта зависимость должна быть прямой и довольно значительной. На крайнем юго-востоке, где сток в меженную часть года практически отсутствует в годы любой водности, величина коэффициента внутригодовой неравномерности всегда близка к единице и отличается из года в год лишь незначительно. Поэтому, оставаясь положительной, величина параметра Δd_{0-1} должна значительно уменьшиться. На севере, особенно на побережье Балтийского моря, где сток за меженную часть года сравнительно велик и колеблется из года в год довольно существенно, а многолетние колебания годового стока значительно меньше, чем на юге, относительные колебания внутри года (выраженные коэффициентом внутригодовой неравномерности) в маловодном году больше, чем в многоводном. Поэтому величина параметра Δd_{0-1} должна быть отрицательной.

Исходя из приведенных выше данных районирования параметра Δd_{0-1}, можно прийти к следующим практическим выводам. Для южной половины Европейской территории СССР (т. е. для лесостепной и степной зон), за исключением крайнего юго-востока (Прикаспийская низменность), характеристика внутригодового распределения стока существенно зависит от водности года, и эта зависимость должна обязательно учитываться при расчетах внутригодового распределения. Для большей части северной половины (лесная и тундровая зоны), а также для Прикаспийской низменности зависимость внутригодового распределения стока от водности года проявляется менее существенно и ею обычно в практических расчетах можно пренебречь. Для Прибалтики, Ловатской низменности и для района Вытегорско-Шекснинско-Онего-Сухонского водораздела эта зависимость проявляется заметно и ее следует учитывать.

Для 34 пунктов с длительными рядами наблюдений были определены также частные значения среднеквадратического отклонения σ_m для коэффициентов внутригодовой неравномерности в определенных интервалах значений обеспеченности годового стока $P(m)$ так, как это было сделано для р. Дона у г. Калача (см. рис. 30). Ввиду незначительной точности вычисления среднеквадратического отклонения для небольшого числа точек в каждом интервале (по 8—12 точек) зависимость частных значений среднеквадратического отклонения от обеспеченности водности года получилась менее определенно выраженной, чем аналогичная зависимость для частных норм коэффициента внутригодовой неравномерности.

Однако все же она может быть выражена приближенно уравнением, аналогичным уравнению (9.5) для частных норм коэффициента внутригодовой неравномерности,

$$\sigma_m = \bar{\sigma}_m \{1 + \delta_\sigma [0{,}5 - P(m)]\} = \bar{\sigma}_m + \Delta\sigma_{0-1} [0{,}5 - P(m)], \quad (9.6)$$

где $\delta_\sigma = \frac{\Delta\sigma_{0-1}}{\bar{\sigma}_m}$ — угловой коэффициент связи; $\Delta\sigma_{0-1}$ — разность частных

значений среднеквадратического отклонения при обеспеченностях годового стока $P(m)$, равных 0 и 1; $\bar{\sigma}_m$ — среднеарифметическое из частных значений среднеквадратического отклонения.

Полученные значения параметров δ_σ и $\Delta\sigma_{0-1}$ приводятся в работе автора (В. Г. Андреянов, 1953). Величина $\Delta\sigma_{0-1}$ колеблется в незначительных пределах: от —0,034 до +0,034 (кроме одного случая, когда она составляет +0,068 для р. Птичь у д. Лучицы), а в среднем равна 0. В отличие от амплитуды изменения частной нормы коэффициента внутригодовой неравномерности Δd_{0-1} (см. выше), не удалось установить закономерности в распределении по территории знака и абсолютных значений параметров δ_σ и $\Delta\sigma_{0-1}$ ввиду недостаточной точности в определении величин σ_m и небольшого числа пунктов, для которых они могли быть установлены. Учитывая это обстоятельство, а также незначительные колебания параметра $\Delta\sigma_{0-1}$ от нуля в обе стороны, которые соответствуют предельным изменениям частных значений среднеквадратического отклонения на $\pm 0{,}017$ при изменении $P(m)$ от 0 до 1, полагаем возможным принять величину частного значения среднеквадратического отклонения не зависимой от водности года, постоянной и равной среднему ее значению, т. е. принять во всех случаях $\Delta\sigma_{0-1}=0$.

Для того чтобы можно было определить величины среднего из частных значений среднеквадратического отклонения $\bar{\sigma}_m$ для неизученных объектов, в упомянутой работе (см. В. Г. Андреянов, 1953, стр. 96—99) была выведена, исходя из условия $\Delta\sigma_{0-1}=0$, следующая формула связи между этой величиной и общим среднеквадратическим отклонением σ, действительная при числе интервалов обеспеченности годового стока не менее 4—6,

$$\bar{\sigma}_m = \sqrt{\sigma^2 - 0{,}0833(\Delta d_{0-1})^2}, \qquad (9.7)$$

где величина Δd_{0-1} может быть принята по районному значению этого параметра (см. рис. 33 и табл. 39).

Для проверки применимости формулы (9.7) были вычислены для всех пунктов с длительным рядом наблюдений величины σ_m по 4—6 интервалам. По ним были определены среднеарифметические значения ($\bar{\sigma}_{m\text{факт}}$). Те же величины были вычислены ($\bar{\sigma}_{m\text{выч}}$) по формуле (9.7) для известных величин $\bar{\sigma}$ и параметра Δd_{0-1}. Результаты этих подсчетов, сопоставленные на графике (рис. 34), показывают хорошую сходимость вычисленных по формуле значений σ_m с соответственными фактическими.

Так как мы выше условились принимать величину частного значения среднеквадратического отклонения σ_m не зависимой от обеспеченности годового стока $P(m)$, постоянной и равной среднему значению $\bar{\sigma}_m$, то частный коэффициент вариации для какого-либо фиксированного значения обеспеченности годового стока может быть определен по формуле

$$C_{v_{d_m}} = \frac{\sigma_m}{d_m} = \frac{\bar{\sigma}_m}{d_m} = \frac{\bar{d}}{d_m}\sqrt{C_{v_d}^2 - 0{,}0833\delta_d^2}, \qquad (9.8)$$

где $\delta_d = \dfrac{\Delta d_{0-1}}{\bar{d}}$.

Пользуясь приведенной формулой при значениях C_{v_d}, $\bar{d}$, d_m и δ_d, определяемых в соответствии с указанным выше, мы можем легко установить значение частного коэффициента вариации $C_{v_{d_m}}$ внутригодовой неравномерности при фиксированной водности года для любой неизученной реки в пределах равнинной части Европейской территории СССР,

а значит и величину коэффициента неравномерности для заданной условной обеспеченности при фиксированной водности года, т. е. для обеспеченности $P_m(d)$.

Для перехода от кривых безусловной обеспеченности составляющих d и m к кривой безусловной обеспеченности функции $D=dm$ (т. е. коэффициента внутригодовой неравномерности стока в долях от среднего годового стока) при наличии корреляционной связи между составляющими можно использовать следующие известные выражения, свя-

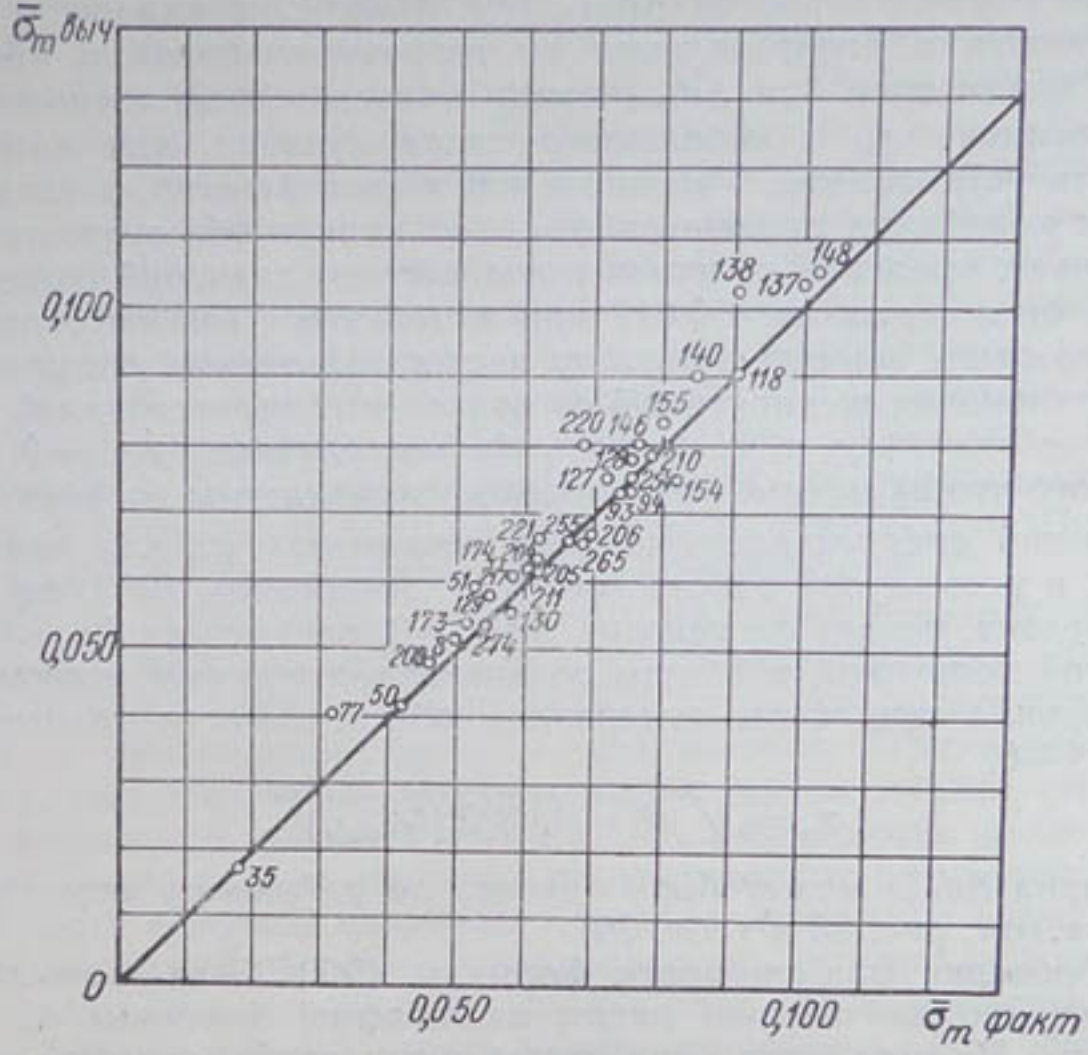


Рис. 34. График сопоставления вычисленных и фактических средних значений частного стандарта внутригодовой неравномерности стока.

зывающие между собой величины норм и коэффициентов вариации произведения и сомножителей

$$\overline{D} = \overline{dm} = \overline{d}\,\overline{m}\,(1 + r_{dm} C_{v_d} C_{v_m}), \tag{9.9}$$

$$C_{vD} = \frac{\overline{d}\,\overline{m}}{\overline{D}} \sqrt{\left(1 + C_{v_d}^2\right)\left(1 + C_{v_m}^2\right) + R_{d^2 m^2} C_{v d^2} C_{v m^2} - (1 + r_{dm} C_{v_d} C_{v_m})^2}, \tag{9.10}$$

где r_{dm} и $R_{d^2m^2}$ — коэффициенты корреляции между переменными d и m и между d^2 и m^2, а $C_{v d^2}$ и $C_{v m^2}$ — коэффициенты вариации величин d^2 и m^2.

Учитывая, что в нашем случае $\overline{m}=1$, и подставляя величину $\frac{\overline{d}\,\overline{m}}{\overline{D}}$ из первого выражения во второе, получаем:

$$\overline{D} = \overline{d}\,(1 + r_{dm} C_{v_d} C_{v_m}), \tag{9.9'}$$

$$C_{vD} = \sqrt{\frac{1 + C_{v_d}^2 + C_{v_m}^2 + C_{v_d}^2 \cdot C_{v_m}^2 + R_{d^2 m^2} C_{v d^2} C_{v m^2}}{(1 + r_{dm} C_{v_d} C_{v_m})^2} - 1}. \tag{9.10'}$$

В частном случае при отсутствии связи между составляющими d и m

$$r_{dm}=0;\quad R_{d^1m^1}=0;\quad \overline{D}'=\overline{d} \tag{9.9''}$$

$$C'_{v_D}=\sqrt{C^2_{v_d}+C^2_{v_m}+C^2_{v_d}C^2_{v_m}}. \tag{9.10''}$$

Введем обозначение

$$\varepsilon_1=r_{dm}C_{v_d}C_{v_m}, \tag{9.11}$$

тогда

$$\overline{D}=(1+\varepsilon_1)\,\overline{d}. \tag{9.12}$$

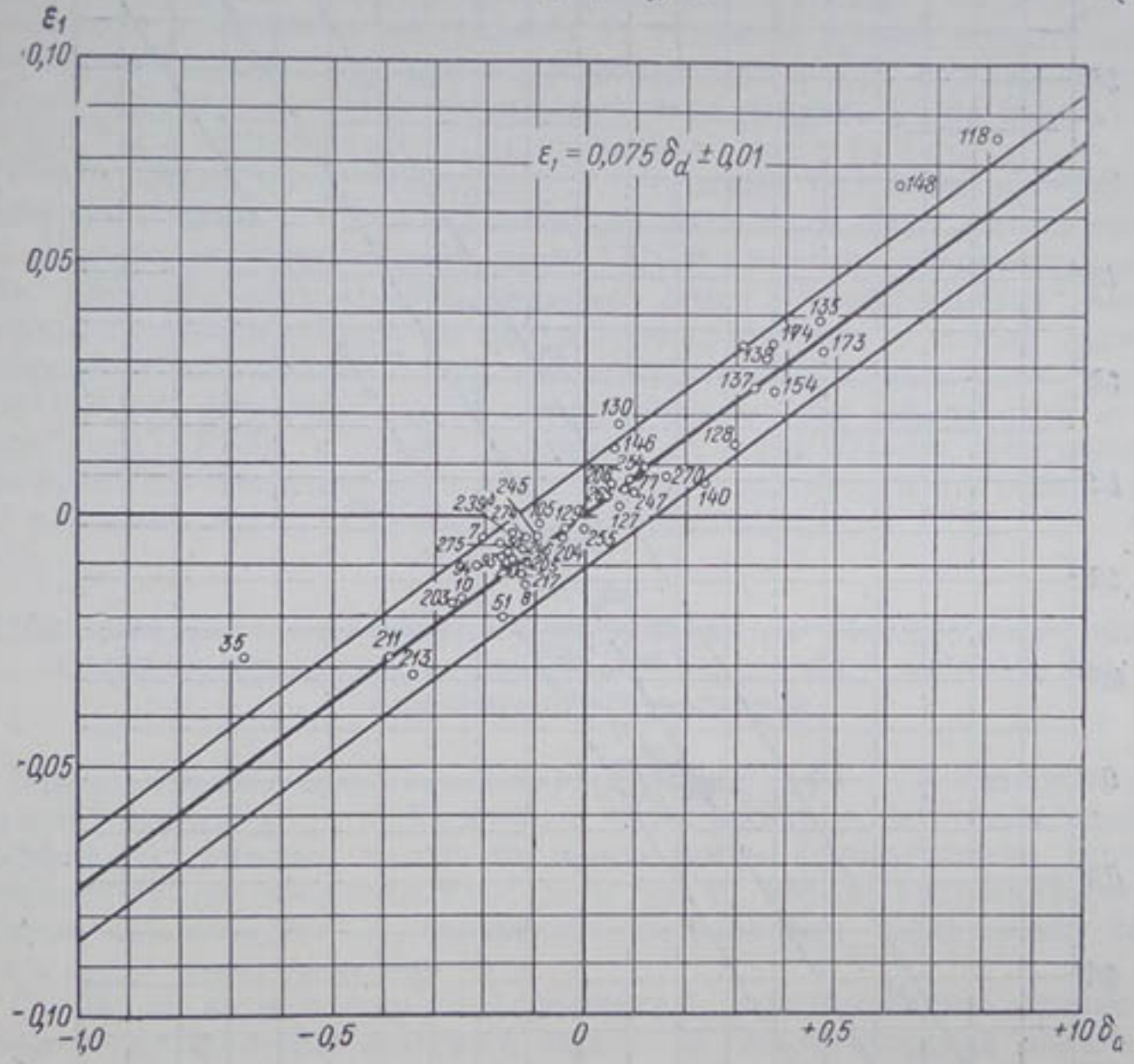


Рис. 35. График связи параметра $\varepsilon_1=r_{dm}C_{v_d}C_{v_m}$ с параметром δ_d.

Оба параметра δ_d и ε_1, характеризующие тесноту связи между переменными d и m, должны находиться между собой в довольно тесной связи.

Как показали исследования (рис. 35), эта связь может быть выражена в следующем виде:

$$\varepsilon_1=0{,}075\delta_d\pm 0{,}01. \tag{9.13}$$

Приведенное выше выражение (9.10′) для C_{v_D} при наличии связи между d и m является слишком сложным для решения практических задач расчета внутригодового распределения стока для неисследованных рек, так как требует установления коэффициента корреляции между величинами d^2 и m^2 и коэффициентов вариации этих величин. Поэтому применяем приближенное решение по выражению

$$C_{v_D}=\varepsilon_2 C'_{v_D}, \tag{9.14}$$

где C'_{vD}, как указывалось выше, — коэффициент вариации произведения двух переменных при отсутствии связи между ними [см. формулу (9.10″)]; ε_2 — коэффициент, учитывающий тесноту связи между переменными d и m.

Как показали исследования (рис. 36), коэффициент ε_2 также находится в достаточно тесной связи (хотя и менее тесной, чем ε_1) с параметром δ_d. Эта связь может быть выражена следующим образом:

$$\varepsilon_2' = 1 + 0{,}80\delta_d \pm 0{,}15. \qquad (9.15)$$

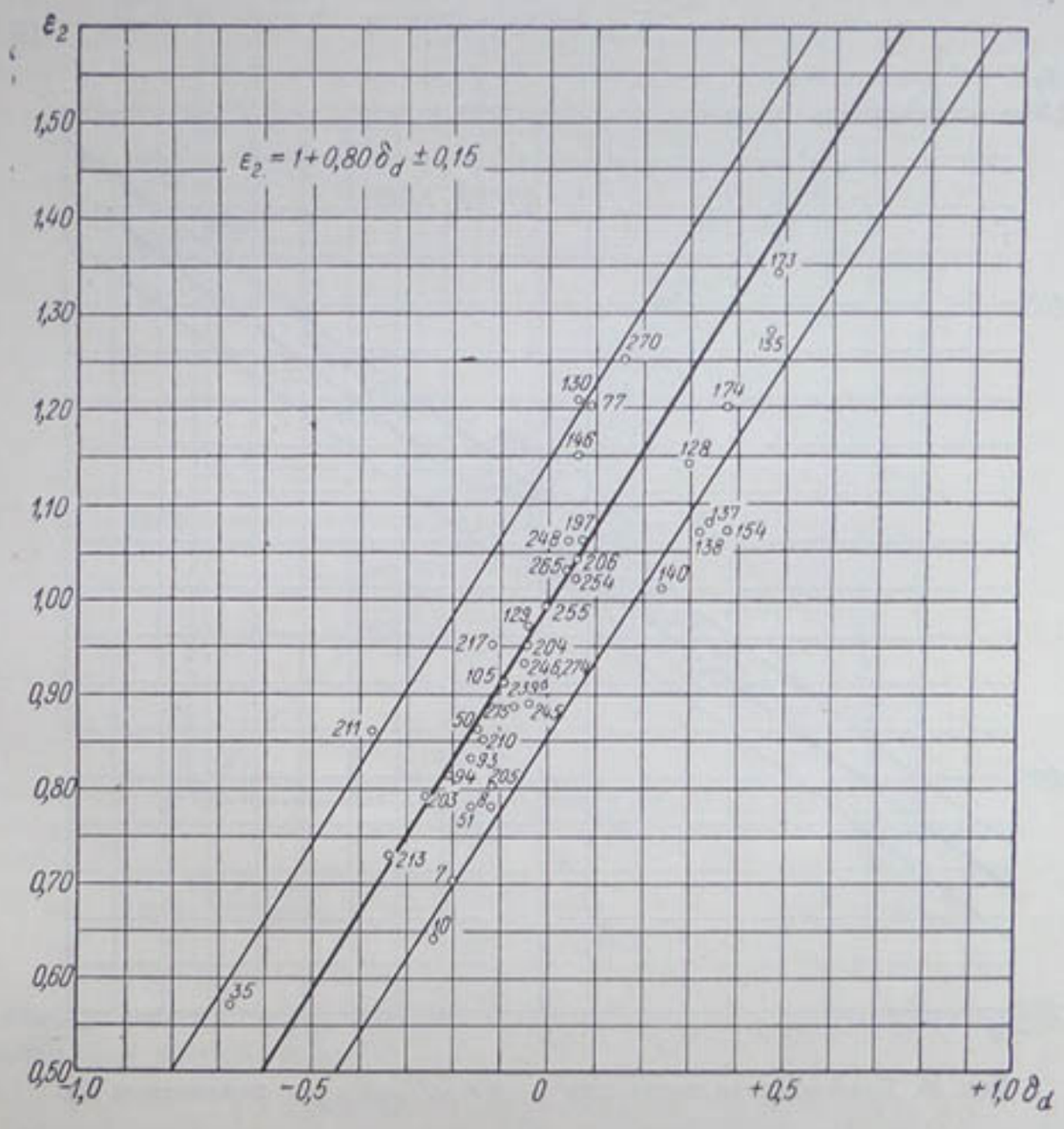


Рис. 36. График связи параметра $\varepsilon_2 = \dfrac{C_{v_D}}{C'_{v_D}}$ с параметром δ_d.

Таким образом, для определения по неисследованной реке величин $\overline{D}$ и C_{v_D}, по которым может быть построена кривая безусловной обеспеченности функции $D = dm$ (коэффициента внутригодовой неравномерности в долях от среднего годового стока), достаточно иметь данные по следующим величинам, способ установления которых излагается выше: норме внутригодовой неравномерности (в долях от годового стока) $\overline{d}$, параметру $\delta_d = \dfrac{\Delta d_{0-1}}{\overline{d}}$, коэффициентам вариации безусловных кривых обеспеченности внутригодовой неравномерности C_{v_d} и годового стока C_{v_m}.

Как это очевидно, частная норма для функции $D=dm$ определяется выражением

$$D_m = d_m m, \tag{9.9а}$$

где d_m — частная норма коэффициента внутригодовой неравномерности d при заданном годовом стоке m, а величины частных коэффициентов вариации функции $D=dm$ и показателя d равны

$$C_{vD_m} = C_{vd_m}. \tag{9.14а}$$

Поэтому кривая условной обеспеченности функции $D=dm$ при фиксированном значении m получается из условной кривой обеспеченности коэффициента внутригодовой неравномерности d при том же фиксированном значении m путем умножения всех ее ординат на величину m, как это было показано выше, на примере р. Дон у г. Калача (стр. 177).

Приведенные выше связи, карты и таблицы районных значений параметров позволяют устанавливать для неисследованных рек на равнинной территории Европейской части СССР величину основного показателя внутригодового распределения стока — коэффициента внутригодовой неравномерности (в долях годового стока) d любой заданной условной обеспеченности (при фиксированной обеспеченности годового стока) $P_m(d)$ или безусловной обеспеченности (вне зависимости от водности года) $P(d)$, а также величину функции $D=dm$, учитывающей одновременно внутригодовое и многолетнее распределение стока заданной условной $P_m(D)$ или безусловной обеспеченности $P(D)$.

3. Влияние физико-географических условий на коэффициент участия весеннего половодья в формировании годового избытка над среднегодовым расходом

При построении схематизированных гидрографа и календарной интегральной кривой (см. гл. X) вторым по важности показателем является коэффициент участия весеннего половодья в формировании годового превышения над среднегодовым расходом $\xi_в$, характеризующий распределение избыточного над среднегодовым расходом стока между весенним и остальными сезонами года.

Очевидно, на величину коэффициента $\xi_в$ должны влиять физико-географические факторы двоякого рода: с одной стороны, зональные, в основном климатические, определяющие наличие и характер выпадения летне-осенних дождевых осадков и наличие и характер зимних оттепелей и, с другой, азональные, характеризующие трансформирование водосбором паводочного стока от дождевых осадков и оттепелей. Из числа азональных факторов могут быть легко учтены площадь водосбора (являющаяся косвенным приближенным показателем регулирующей способности водосбора) и озерность. Влияние рельефа и гидрогеологических условий может быть в значительной мере учтено общими зональными параметрами вместе с климатическими условиями. Вместе с тем, как показали исследования (В. Г. Андреянов, 1953), для каждого водного объекта значения $\xi_в$ за отдельные годы находятся в прямой корреляционной зависимости от коэффициента внутригодовой неравномерности d. Наличие такой связи может быть объяснено на основании следующих соображений. Является вероятным (но не обязательным, почему и связь получается лишь корреляционной), что с увеличением доли паводочного стока, переходящей на другие сезоны, кроме весеннего, т. е. с уменьшением коэффициента $\xi_в$, попутно происходит некото-

рое выравнивание стока внутри года, а значит снижается коэффициент внутригодовой неравномерности d.

Таким образом, перед нами стоят две задачи: с одной стороны, установление зависимости нормы коэффициента участия весеннего половодья $\overline{\xi}_в$ от физико-географических условий и, с другой, установление вида и параметров корреляционной зависимости между величинами коэффициента $\xi_в$ и коэффициента внутригодовой неравномерности d.

Для решения первой задачи по большинству пунктов, для которых величины d подсчитывались по ежедневным расходам (см. стр. 164), были определены величины $\xi_в$ за каждый год и их среднемноголетние значения (норма) $\overline{\xi}_в$.

Для исключения влияния азональных физико-географических факторов исследование зависимости величины $\overline{\xi}_в$ от площади водосбора проводилось по отдельным физико-географическим районам (примеры графиков связи см. на рис. 37), как это было сделано для коэффициента внутригодовой неравномерности $\overline{d}$. Но, так как изменения величины $\overline{\xi}_в$ по территории происходят значительно медленнее, чем изменение величины $\overline{d}$, и так как для всего юго-востока величина $\overline{\xi}_в$ вообще устойчиво равна единице, то таких районов для $\overline{\xi}_в$ получилось меньше, чем для d. Как это видно из графиков (рис. 37), связь между величинами $\overline{\xi}_в$ и $\lg(F+1)$ получается прямая и может быть приближенно выражена уравнением

$$\overline{\xi}_в = a_\xi + c_\xi \lg \frac{F+1}{2000}. \qquad (9.16)$$

Угловой коэффициент c_ξ может быть установлен лишь весьма приближенно, но тем не менее с достаточной для практических целей точностью можно принять для бо́льшей части Европейской территории Союза ССР его величину постоянной и равной 0,05. Лишь для юго-востока, где величина $\overline{\xi}_в$ начинает приближаться к единице, зависимость ее от площади водосбора, естественно, начинает ослабевать, что выражается в снижении углового коэффициента c_ξ (для бассейна Дона, кроме р. Сал, до 0,02, а для бассейна р. Сал, Сыртового Заволжья и Прикаспийской низменности до 0, см. табл. 37).

Второй параметр приведенного выше уравнения связи a_ξ выражает собой величину нормы коэффициента $\overline{\xi}_в$ при площади водосбора 2000 км². Хотя из-за недостаточного числа точек не могла быть построена карта изолиний этого параметра, однако уже из рассмотрения его значений, приводимых в табл. 37 (вместе со значениями параметра c_ξ), можно судить о незначительности его колебаний внутри каждого района и о зональном характере изменения средних районных значений по территории Европейской части Союза ССР. На севере величина этого параметра составляет (для неозерных рек) около 0,8 за счет участия в формировании паводочного стока дождевых осадков, главным образом за осенний период. К югу и юго-востоку величина параметра постепенно повышается в связи со снижением роли дождевого питания и для Прикаспийской низменности доходит до единицы. К западу величина параметра быстро убывает (до 0,6 на Балтийском побережье) ввиду увеличения роли дождевого питания и появления, помимо осенних, значительных летних и зимних паводков. Ввиду меньшего количества данных по $\overline{\xi}_в$ влияние озерности водосбора на величину a_ξ не могло быть выявлено с той же степенью подробности, как для величины коэффициента внутригодовой неравномерности. Для севера и северо-запада Европей-

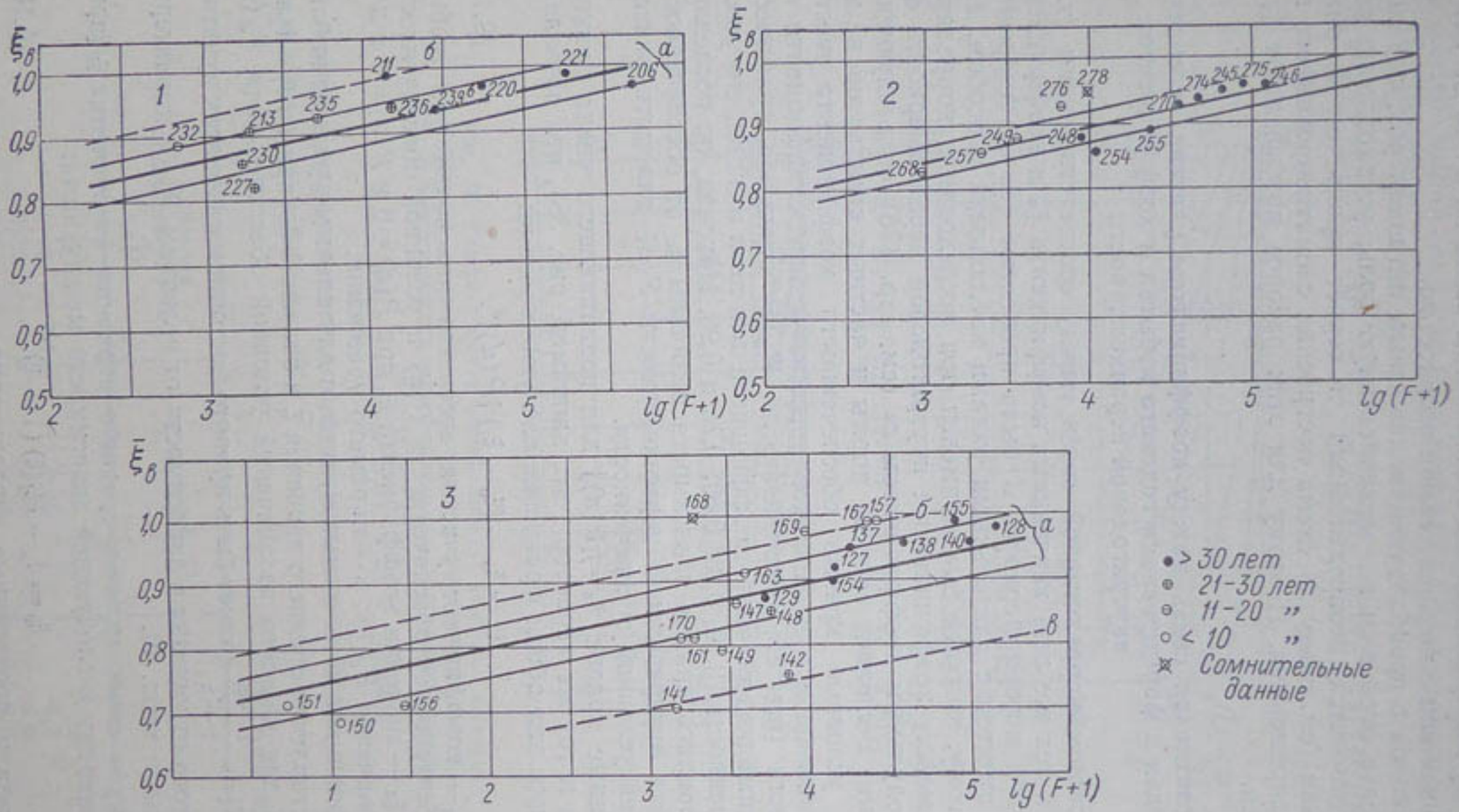


Рис. 37. Районные графики зависимости среднемноголетних значений коэффициента участия весеннего половодья в годовом избытке $\bar{\xi}_в$ от величины площади водосбора F.

1 — бассейн Верхней Волги и Оки, *2* — бассейн р. Камы, *3* — бассейн р. Днепра: *а* — бассейн Верхнего и Среднего Днепра, *б* — бассейн Нижнего Днепра, *в* — северные отроги Волыно-Подольской возвышенности.

ской территории СССР могли быть лишь выделены реки с озерностью более 5% (см. табл. 37). Как и следовало ожидать, величина параметра a_ξ для рек с большой озерностью выше на 5—10%, чем для рек неозерных или с незначительной озерностью.

Для районов с преобладающим дождевым питанием рек, где снеговое половодье играет лишь незначительную роль, установление величины $\xi_в$ становится неопределенным и теряет практический смысл, а излагаемая (см. главу X) схема построения схематизированного гидрографа неприменима. Поэтому для этих районов коэффициент $\xi_в$ не определялся.

4. Корреляционная связь между коэффициентом участия весеннего половодья в формировании годового избытка и коэффициентом внутригодовой неравномерности

Исследование корреляционной связи между соответственными (т. е. для одних и тех же лет) значениями коэффициента $\xi_в$ и коэффициента внутригодовой неравномерности d было проведено (В. Г. Андреянов, 1953) для пунктов с длительными рядами наблюдений способом, аналогичным тому, который был применен при исследовании корреляционной связи между коэффициентом внутригодовой неравномерности d и годовым модульным коэффициентом m (см. стр. 176) со следующими упрощениями. Величины частной нормы и частных стандартов не вычислялись; условные кривые обеспеченности коэффициента участия весеннего половодья при фиксированных значениях коэффициента неравномерности (или его обеспеченности) $P_d(\xi)$ строились графически и по ним снимались значения коэффициента для пяти величин его условной обеспеченности: 0,10, 0,25; 0,50; 0,75 и 0,90. Наконец, по последним данным строились кривые зависимости величины $\xi_в$ от обеспеченности коэффициента внутригодовой неравномерности $P(d)$ для пяти указанных значений условной обеспеченности.

Построенные кривые $\xi_в = f[P(d)]$ для подавляющего числа пунктов имеют один и тот же характер (см., например, рис. 38), что позволило подобрать для них общее уравнение следующего вида:

$$\xi_в = \xi_0 - (\xi_0 - \xi_1)\,[P(d)]^n. \qquad (9.17)$$

Здесь $\xi_в$ — коэффициент участия весеннего половодья при любых значениях безусловной обеспеченности $P(d)$ и условной обеспеченности $P_d(\xi)$; ξ_0 и ξ_1 — значения коэффициента $\xi_в$ при $P(d)=0$ и $P(d)=1$ и для заданного значения $P_d(\xi)$; n — параметр уравнения.

Проведенное для 28 основных пунктов с длительными рядами наблюдений сопоставление среднего значения $\bar{\xi}$ и значений ξ_1 [при $P(d)=1$] показало, что для каждого из значений условной обеспеченности $P_d(\xi)$ отношение $\delta_\xi = \dfrac{1-\xi_1}{1-\bar{\xi}}$ может быть принято постоянным для всех пунктов. Величина этого отношения в зависимости от величины $P_d(\xi)$ характеризуется данными табл. 40.

Аналогичное сопоставление среднего значения $\bar{\xi}$ и значения ξ_0 [при $P(d)=0$] приводит к следующей зависимости между ними:

$$\xi_0 = 1 - P_d(\xi)\left(1-\bar{\xi}\right)^{1,5}. \qquad (9.18)$$

Как показали проведенные исследования, величина параметра n зависит от условной обеспеченности $P_d(\xi)$ и эта зависимость может быть выражена формулой

$$n = 1 - 3{,}33 \lg P_d(\xi). \qquad (9.19)$$

Значения n, вычисленные по этой формуле, приводятся также в табл. 40.

Пользуясь выведенными соотношениями, исключаем из приведенного выше общего выражения для $\xi_в$ величины ξ_0 и ξ_1 и приходим к следующему выражению:

$$\xi_в = 1 - P_d(\xi)\left(1 - \bar{\xi}\right)^{1,5} - \delta_\xi \left[1 - P_d(\xi)\left(1 - \bar{\xi}\right)^{1,5} - \bar{\xi}\right] [P(d)]^n, \quad (9.20)$$

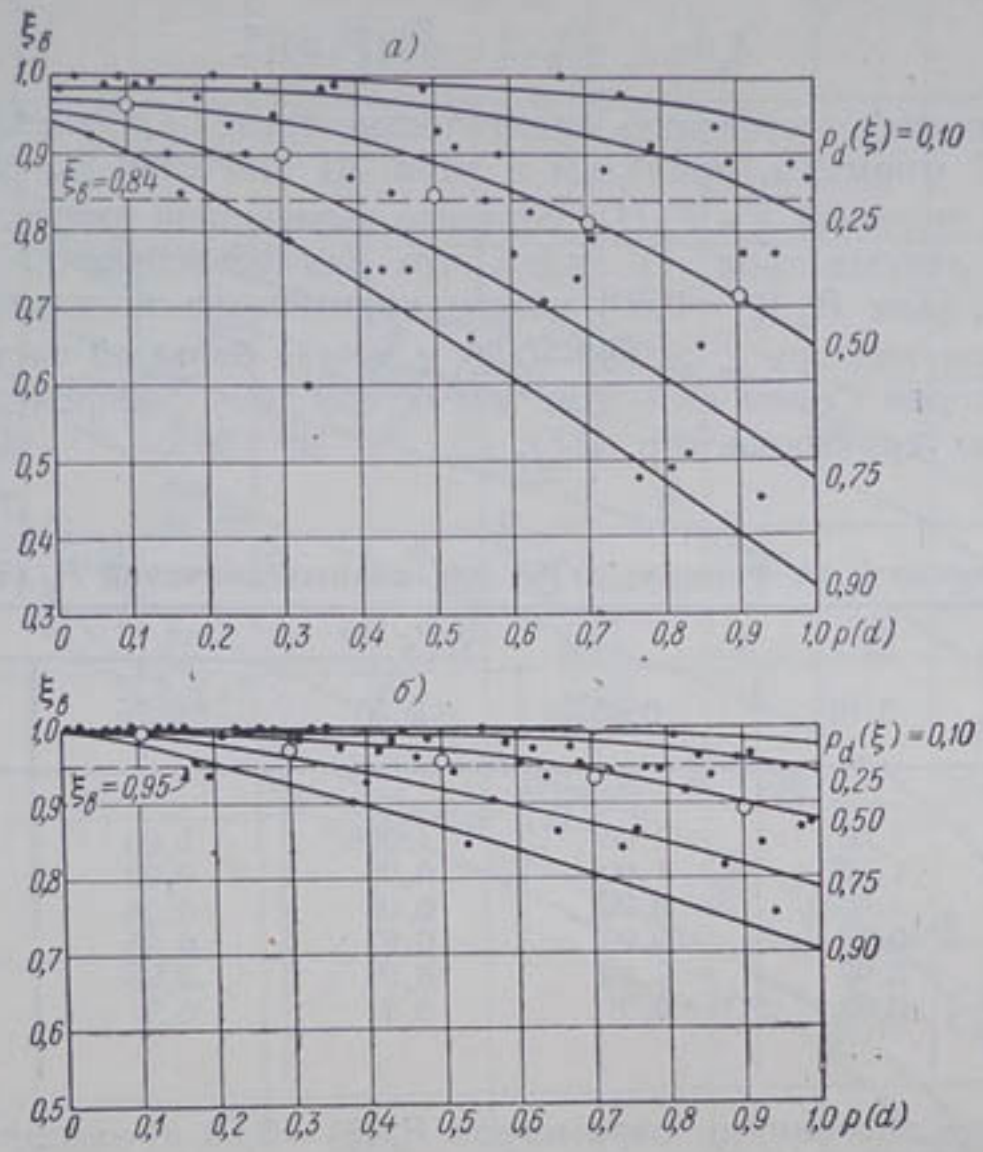


Рис. 38. Графики связи коэффициента участия весеннего половодья в годовом избытке над среднегодовым расходом $\xi_в$ и обеспеченности коэффициента внутригодовой неравномерности $P(d)$.

а — р. Волга, г. Старица, *б* — р. Кама, г. Березники.

где значения параметров δ_ξ и n в зависимости от величины $P_d(\xi)$ принимаются по данным табл. 40.

Таблица 40

Условная обеспеченность $P_d(\xi)$	$\delta_\xi = \frac{1-\xi_1}{1-\bar{\xi}}$	n
0	—	∞
0,10	0,45	4,3
0,25	1,15	3,0
0,50	2,45	2,0
0,75	4,25	1,42
0,90	5,90	1,15
1	—	1

$P_m(d)$ для ряда фиксированных значений обеспеченности годового стока $P(m)$. Покажем на том же примере использование кривых $P_m(d)$ для выбора из числа фактических лет типового года для заданного сочетания водности года и его внутригодовой неравномерности. Для этого график кривых условной обеспеченности $P_m(d)$ для значений $P(m)$ от

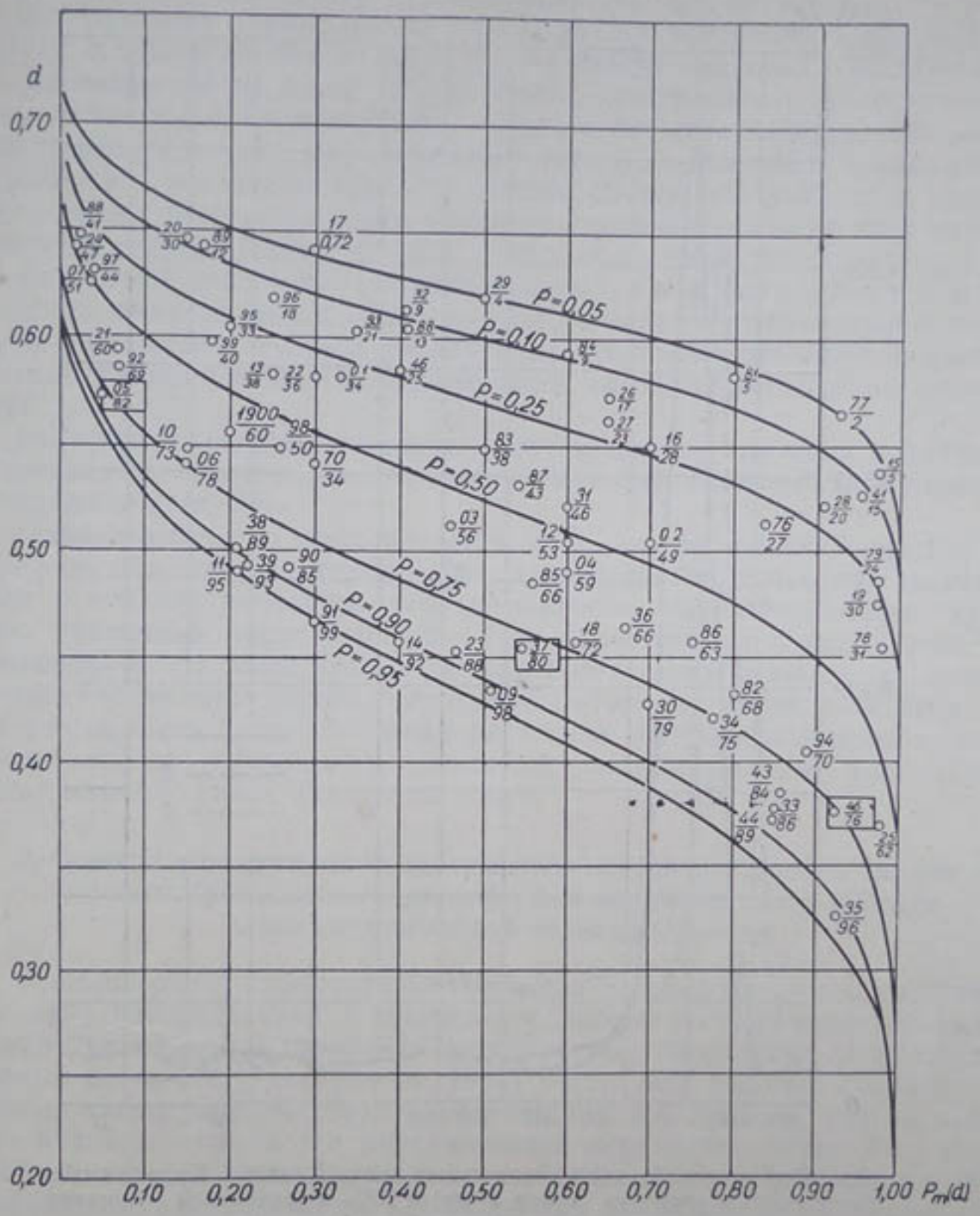


Рис. 39. Кривые условной обеспеченности внутригодовой неравномерности стока $P_m(d)$ при разных значениях обеспеченности годового стока $P(m)$ по р. Дону у г. Калача.

У точек надписаны дробью год и $P(m)$ %.

5 до 95% дается в более крупном масштабе (рис. 39) и на него наносятся точки фактических лет по соответствующим им значениям коэффициента внутригодовой неравномерности d и его условной обеспеченности $P_m(d)$. У точек надписаны дробью год и обеспеченность годового стока $P(m)$. Если производить выбор года по обеспеченности годового стока $P(m)$ и по безусловной обеспеченности его внутригодовой нерав-

номерности $P(d)$, то отсутствует критерий вероятности задаваемого сочетания водности года и его внутригодовой неравномерности. Если же производить выбор года по обеспеченности годового стока $P(m)$ и условной обеспеченности коэффициента внутригодовой неравномерности стока $P_m(d)$, то величина условной обеспеченности дает полное пред-

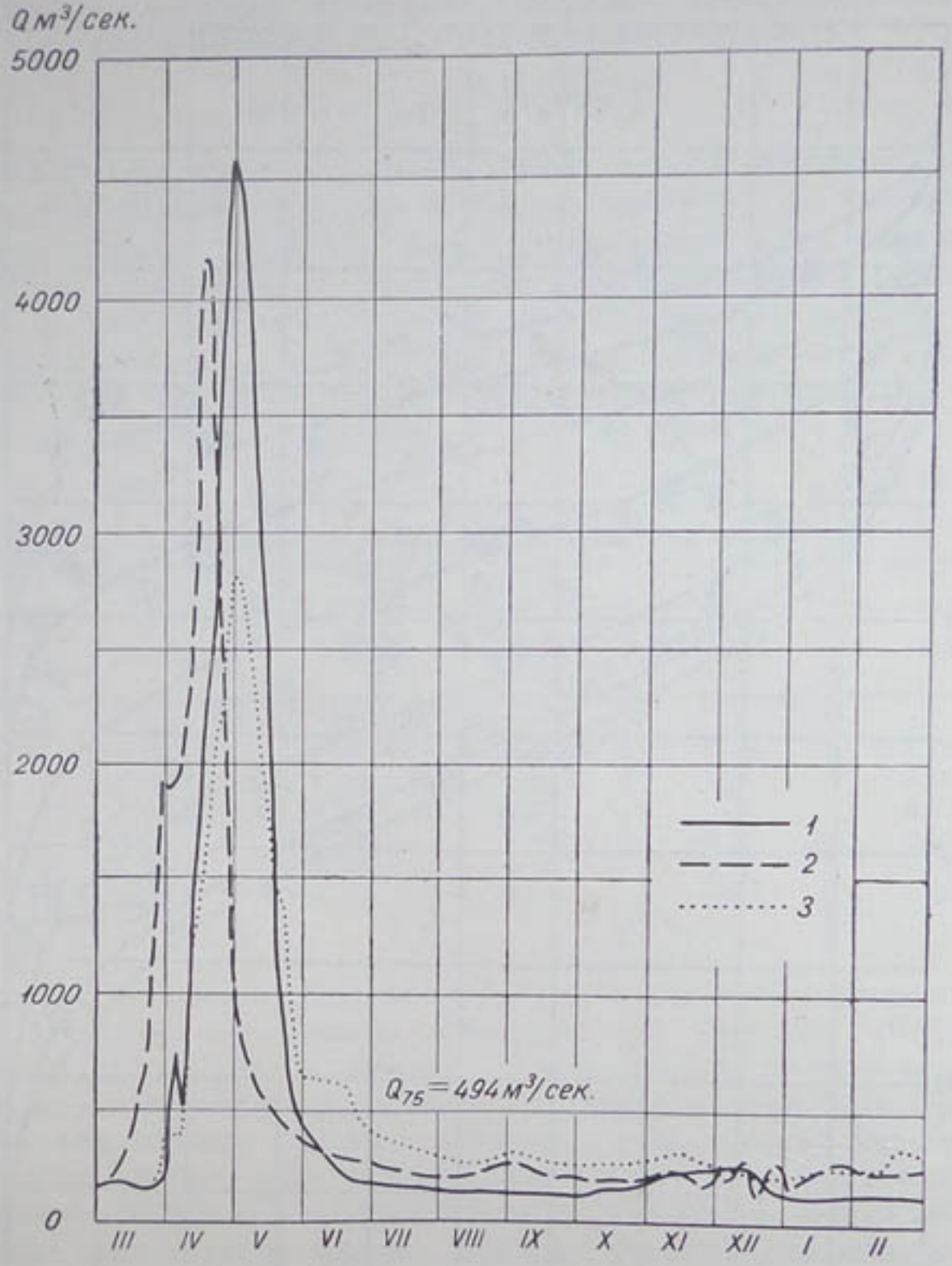


Рис. 40. Гидрографы трех характерных лет р. Дона у г. Калача с обеспеченностью годового стока $P(m) \cong 75\%$ и различной условной обеспеченностью внутригодовой неравномерности.

[*1* — 1905/06 г. $P_m(d) = 5\%$. *2* — 1937/38 г. $P_m(d) = 55\%$. *3* — 1945/46 г. $P_m(d) = 92\%$.

ставление о вероятности этого сочетания. Так, при $P_m(d) = 50\%$ мы получим наиболее вероятное сочетание или год с внутригодовой неравномерностью средней (точнее медианной) для данной его водности. Наоборот, при $P_m(d)$, равном 5 или 95%, мы получим редкое сочетание водности года и его внутригодовой неравномерности с вероятностью повторения один раз в 20 лет, но в первом случае $[P_m(d) = 5\%]$ при весьма большой неравномерности, а во втором $[P_m(d) = 95\%]$ — при весьма малой.

В рассматриваемом примере р. Дон у г. Калача для примерно одной и той же водности года с обеспеченностью $P(m)$ от 76 до 82% можно выбрать три фактических года: 1937/38 г. — с наиболее вероятной для этой водности внутригодовой неравномерностью [$P_m(d) = 54\%$], 1905/06 г. — с очень большой неравномерностью [$P_m(d) = 5\%$] и 1945/46 г. — с очень малой неравномерностью [$P_m(d) = 92\%$].

При наличии значительных паводков, превышающих среднегодовой расход, необходимо при окончательном выборе типового года обращать также внимание на то, чтобы величина коэффициента участия весеннего половодья в формировании годового избытка над средним расходом $\xi_в$ (см. стр. 153) для выбранного года была близка к среднемноголетнему его значению. Кроме того, при выборе типового года необходимо также проверить, чтобы сроки наступления основных фаз внутригодового режима были близки к наиболее часто встречающимся.

Гидрограф выбранного типового года должен быть приведен к точному значению заданной водности года (обеспеченности годового стока) путем умножения всех его расходов на отношение значения заданного среднегодового расхода и фактического годового расхода выбранного года.

Гидрографы выбранных выше трех типовых лет после их приведения к точному значению водности, соответствующей $P(m) = 75\%$, совмещены на графике (рис. 40).

Однако лишь при очень большом числе лет наблюдений удается выбрать из них типовые гидрографы для заданных сочетаний водности года и его внутригодовой неравномерности, удовлетворяющие, кроме того, указанным выше условиям. При недостаточно длинном ряде наблюдений и тем более при отсутствии наблюдений оказывается необходимым составление такого гидрографа расчетным путем, хотя бы в схематизированном виде. Методика расчета и построения типового схематизированного гидрографа, а также соответственной календарной интегральной кривой излагается ниже.

2. Основные положения предлагаемого метода построения типового схематизированного гидрографа для заданных водности года и его внутригодовой неравномерности

Краткий обзор существующих методов составления типового внутригодового распределения и построения типового схематического гидрографа приводился в главе VI. Поэтому ниже излагается лишь предлагаемый метод (В. Г. Андреянов, 1953) построения типовых схематизированных гидрографа и календарной интегральной кривой с учетом заданных водности года и его внутригодовой неравномерности. Этот метод основывается на приведенной в главе VIII системе характеристик внутригодового распределения по величинам расходов и на изложенных в главе IX результатах исследования параметров внутригодового распределения коэффициента внутригодовой неравномерности стока d и коэффициента участия весеннего половодья в формировании годового избытка стока над средним расходом $\xi_в$ в их связи между собой и с водностью года.

Предлагаемый метод предусматривает возможность построения типового гидрографа и соответственной календарной интегральной кривой для различных возможных сочетаний (наиболее вероятного или заданного редкого сочетания вероятности повторения) водности года m и основного параметра внутригодового распределения стока — коэффициента внутригодовой неравномерности стока d.

Кроме того, учитывается распределение высокого стока между весенним половодьем и паводками в другие сезоны года с помощью коэффициента участия весеннего половодья в формировании годового избытка $\xi_в$. Способы определения, как при наличии, так и отсутствии данных наблюдений, величин d и $\xi_в$ среднемноголетних и соответствующих (с той или иной заданной вероятностью повторения) принятой обеспеченности годового стока $P(m)$ излагаются в главе IX и поясняются ниже (см. стр. 201) на примере построения типового схематизированного гидрографа по р. Боровке, и поэтому мы здесь на них не останавливаемся.

Излагаемая расчетная схема построения календарного внутригодового распределения стока составлена применительно к случаю, когда летние и зимние паводки отсутствуют или бывают редко (лишь в отдельные годы). В этом случае величина $1 - \xi_в$ характеризует собой долю участия осеннего паводка в формировании годового избытка. При наличии значительных летних и зимних паводков построение календарного внутригодового распределения стока становится несколько сложнее и требует дополнительного установления коэффициентов распределения избытка стока между осенними, летними и зимними паводками. Наконец, при преимущественно дождевом питании реки, характеризующемся непрерывным чередованием паводков (пилообразный гидрограф), предлагаемый метод расчета внутригодового распределения стока неприменим и вообще построение типовых гидрографов в этом случае становится задачей исключительно сложной.

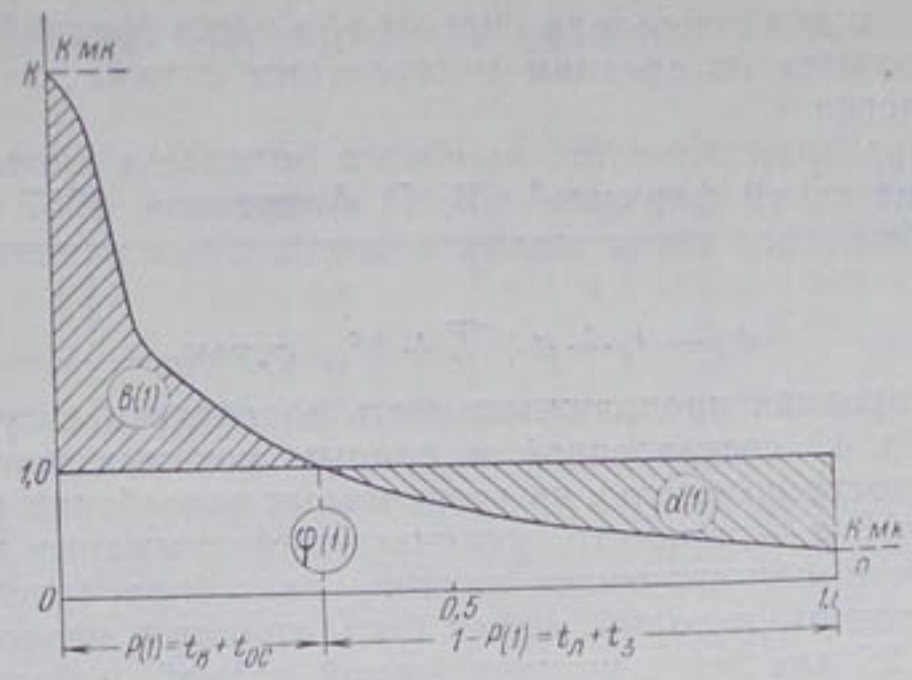
Прочие показатели, необходимые для построения схематизированного гидрографа (максимальные расходы весеннего половодья и осеннего паводка, минимальные расходы летней и зимней межени, сроки наступления основных фаз внутригодового режима и др., см. ниже), принимаются приближенно по их средним или наиболее вероятным значениям, или по соотношению с водностью года и внутригодовой неравномерностью (см. стр. 197).

Такая схематизация типового гидрографа является вполне обоснованной по следующим соображениям. Имеющее место в том или ином фактическом году сочетание деталей внутригодового распределения стока (иными словами, детальный гидрограф) обладает столь малой повторяемостью, что практически может рассматриваться как неповторимое. Кроме того, эти детали не представляют интереса для типизации водного режима, а для неизученной реки вообще не могут быть установлены.

Вместе с тем для типового распределения необходимо, чтобы выдерживались достаточно точно количественные соотношения между основными показателями многолетнего и внутригодового распределения, главным образом и определяющими основные черты водного режима. В этом состоит основное преимущество построения схематизированного гидрографа по сравнению с широко распространенным в практике приемом выбора по изученному объекту типового года из числа фактических (главным образом по водности года, а также по некоторым другим, большей частью качественным признакам) и переноса внутригодового распределения выбранного года на неизученную реку.

Так как основной задачей является правильное распределение объемов стока по сезонам года в соответствии с заданными обеспеченностями водности года и внутригодовой неравномерности стока, то построение ведется по нескольким характерным периодам и моментам года (рис. 41). При наличии осеннего паводка рассматривается четыре периода с распределением каждого из них на ветви подъема и спада и восемь дат (четыре даты перехода через средний расход на гра-

ницах периодов, два максимума — весенний и осенний и два минимума — летний и зимний). При отсутствии осеннего паводка (осенние расходы меньше среднегодового) число периодов сокращается до трех и число дат до шести (две даты перехода через средний расход, весенний



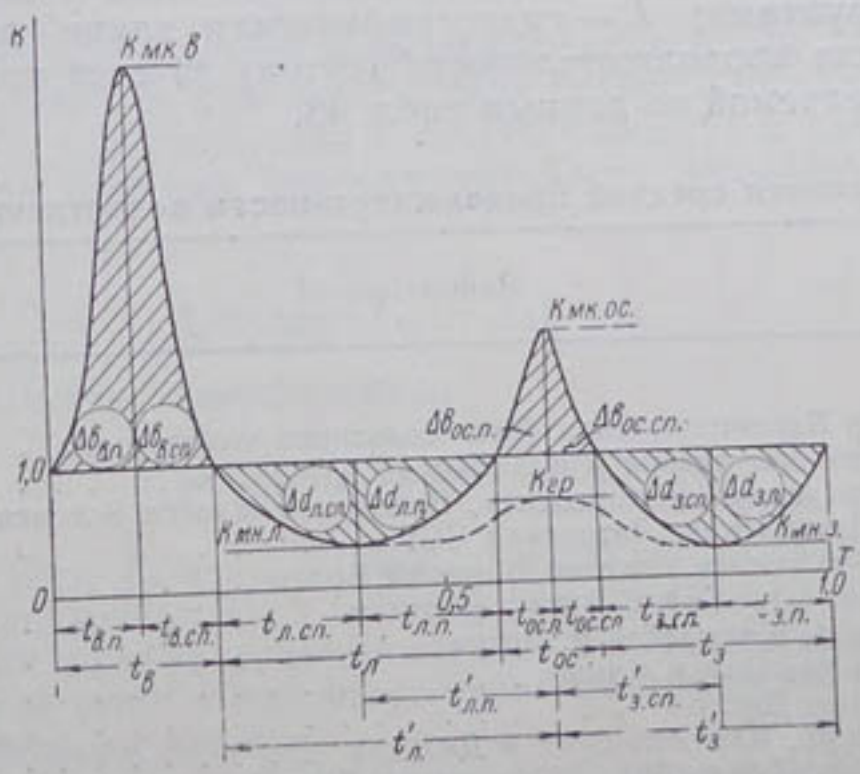


Рис. 41. Схема построения расчетного гидрографа при заданной внутригодовой неравномерности стока d.

максимум, летний и зимний минимумы и дата границы между летней и зимней меженью).

Все построение ведется относительно среднегодового расхода по избыткам и дефицитам стока за характерные периоды года.

3. Определение прочих элементов схематизированного гидрографа

В отношении определения остальных элементов схематизированного гидрографа (помимо коэффициента внутригодовой неравномерности d и коэффициента участия весеннего половодья в формировании годового избытка $\xi_в$) можно привести следующие рекомендации.

Распределение годового дефицита между летней и зимней меженью производится по среднемноголетнему соотношению между ними, установленному по данному объекту, а при отсутствии наблюдений — по аналогу.

Моменты наступления весеннего половодья и осеннего паводка приурочиваются к точкам перехода гидрографа через средний годовой расход и определяются по средним многолетним датам, для неизученных рек — по аналогии.

Средняя продолжительность весеннего половодья может быть определена по следующей формуле[1] (В. Г. Андреянов, 1957, стр. 373) по данным для большого числа малых и средних рек равнинной территории СССР:

$$t_в = t_0 + a\sqrt{L} + \Delta t_{оз} \text{ суток.} \qquad (10.1)$$

Здесь t_0 — средняя продолжительность водоотдачи в сутках, определяемая по табл. 42, составленной по данным стоковых станций о средней продолжительности половодья на очень малых водосборах (при стремлении F к нулю); a — параметр, учитывающий суммарно как русловое добегание, так и регулирующее влияние водосбора (русловой сети и почвенно-грунтовое), который может быть принят в первом приближении равным 2,25 для рек с незначительной поймой, небольшой заболоченностью и малопроницаемыми почво-грунтами и 3,5 — для рек со значительной поймой и большой заболоченностью или с сильнопроницаемыми почво-грунтами; L — гидрографическая длина водотока (км); $\Delta t_{оз}$ — увеличение продолжительности (суток) за счет озерного регулирования, определяемой по данным табл. 43.

Таблица 42

Районные значения средней продолжительности водоотдачи t_0 (суток)

№ п/п	Район	t_0
1	Бассейн Баренцева моря (без Кольского полуострова) . . .	20
2	Кольский полуостров и Карельская АССР	15
3	Ленинградская, Новгородская, Псковская области, Эстонская, Латвийская, Литовская ССР	10
4	Северо-западные притоки Верхней Волги	15
5	Бассейны рек Унжи, Ветлуги, Вятки	15
6	Бассейн р. Камы (без р. Вятки)	20
7	Бассейн рр. Оки и Свияги	10
8	Бассейн р. Днепра	8
9	Бассейн рр. Южного Буга и Днестра	3
10	Бассейн р. Дона (без р. Северного Донца)	8
11	Бассейн р. Сев. Донца	5
12	Реки Заволжья	8
13	Бассейн р. Урала, северная часть	15
14	То же, южная часть	8

Переход от средней продолжительности половодья $\bar{t}_в$, определенной по формуле (10.1), к продолжительности растянутого половодья $t_в'$ и дружного $t_в''$ может приближенно осуществляться по соотношениям:

$$t_в' = 1{,}20\bar{t}_в, \qquad (10.2')$$

$$t_в'' = 0{,}80\bar{t}_в. \qquad (10.2'')$$

[1] Известные формулы С. Н. Боголюбова (1946) предназначены лишь для дружных половодий и поэтому для целей составления типового внутригодового распределения непригодны.

Величина параметра a может быть уточнена методом гидрологической аналогии при известном районном значении параметра t_0 как

$$a = \frac{\bar{t}_{в,а} - t_0 - \Delta t_{оз,а}}{\sqrt{L_а}}, \qquad (10.1')$$

где индекс а указывает,что параметры относятся к аналогу.

Таблица 43

Увеличение средней продолжительности половодья $\Delta t_{оз}$ (суток) за счет озерности водосбора $\omega_{оз}$ (%)

$\omega_{оз}$	0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	1	2	4	6	8	10	15	20	30	40
$\Delta t_{оз}$	5	9	14	18	21	24	33	42	48	52	54	59	62	65	67

Продолжительность осеннего паводка $t_{ос}$ (в долях года) может быть принята как разность между продолжительностью среднего годового расхода $p(1)$ и продолжительностью весеннего половодья $t_в$. Величина $p(1)$ может быть определена по приводимому в главе XII графику (рис. 50) в зависимости от максимального и минимального годовых расходов ($k_{мк}$ и $k_{мн}$) и коэффициента использования при среднегодовом расходе $\varphi(1)$.

Продолжительность летней межени определяется по разности между датами начала осеннего паводка $T_{ос}$ (или границы между летней и зимней меженью $T_{гр}$ при отсутствии осеннего паводка) и начала весеннего половодья $T_в$ за вычетом продолжительности весеннего половодья $t_в$ (в долях года)

$$t_л = \frac{1}{365}(T_{ос} - T_в) - t_в, \qquad (10.3)$$

а продолжительность зимней межени

$$t_з = \frac{1}{365}(T_в + 365 - T_{ос}) - t_{ос}. \qquad (10.4)$$

Указанные даты $T_в$ и $T_{ос}$ (или $T_{гр}$), а также распределение продолжительности паводочных ($t_в$ и $t_{ос}$) и меженных ($t_л$ и $t_з$) периодов между фазами подъема и спада принимаются по соответственным данным для рассматриваемой реки, а при отсутствии наблюдений — по аналогу или по средним районным данным.

Величины максимальных расходов весеннего половодья $k_{мк,в}$ и осеннего паводка $k_{мк,ос}$ могут быть приняты по приближенным кривым связи с соответственной частью избытка над среднегодовым расходов $\Delta b_в$ и $\Delta b_{ос}$, а минимальные летний $k_{мн,л}$ и зимний расход $k_{мн,з}$ — по кривым связи с соответственными частями дефицита $\Delta d_л$ и $\Delta d_з$ (см. стр. 202 и рис. 42).

Распределение годового избытка над среднегодовым расходом $b = d$ между весенним половодьем и осенним паводком производится в соответствии с величиной $\xi_в$ (см. стр. 187).

$$\Delta b_в = b\xi_в, \qquad (10.5)$$

$$\Delta b_{ос} = b(1 - \xi_в), \qquad (10.6)$$

а распределение годового дефицита до среднегодового расхода d между зимней и летней меженью, а также распределение избытков и дефици-

тов за все сезоны между ветвями подъема и спада принимается по среднему за все годы или характерному соотношению на данной реке (при наличии наблюдений), или по аналогу (при расчете гидрографа для неизученной реки).

Сезонные объемы стока устанавливаются путем алгебраического сложения избытка (или дефицита) по данному сезону с объемом за сезон, получающимся при среднегодовом расходе. При решении задачи в относительном выражении (расходов — в долях от среднегодового, а времени — в долях года) этот объем численно равен длительности сезона. При наличии летних или зимних паводков избыток стока за время паводков присоединяется к объему летнего или зимнего меженного стока.

Суммируя последовательно сезонные объемы стока, получаем данные для построения календарной интегральной кривой стока.

Для построения участков гидрографа между характерными точками (даты перехода через среднегодовой расход, максимумы и минимумы) для ветвей подъема и спада каждого сезона вычисляется коэффициент формы. При принятой нами схеме построения гидрографа относительно линии среднего расхода коэффициент формы γ представляет собой отношение фактического избытка Δb над среднегодовым расходом (или дефицита Δd до среднегодового расхода) рассматриваемой части гидрографа (см. рис. 41) к соответственной площади прямоугольника с основанием, равным длительности периода t, и высотой, равной разности между максимальным за период расходом и среднегодовым $k_{мк}—1$ (или разности между среднегодовым и минимальным $1—k_{мн}$). Таким образом, для многоводного периода года (например, для ветви подъема весеннего половодья) коэффициент формы может быть выражен как

$$\gamma_{в.\ п} = \frac{\Delta b_{в.\ п}}{t_{в.\ п}\,(k_{мк.\ в} - 1)}, \tag{10.7}$$

а для маловодного периода (например, для спада летней межени)

$$\gamma_{л.\ сп} = \frac{\Delta d_{л.\ сп}}{t_{л.\ сп}\,(1 - k_{мн.\ л})}. \tag{10.8}$$

При отсутствии осеннего паводка, т. е. в случае, когда осенние расходы не превышают средний годовой, коэффициенты формы фазы подъема летне-осеннего сезона $\gamma_{л.\ п}$ и фазы спада зимнего сезона $\gamma_{э.\ сп}$ определяются по формулам:

$$\gamma_{л.\ п} = \frac{\Delta d_{л.\ п} - (1 - k_{гр})\,t_{л.\ п}}{(k_{гр} - k_{мн.\ л})\,t_{л.\ п}}, \tag{10.9}$$

$$\gamma_{э.\ сп} = \frac{\Delta d_{э.\ сп} - (1 - k_{гр})\,t_{э.\ сп}}{(k_{гр} - k_{мн.\ э})\,t_{э.\ сп}}, \tag{10.10}$$

где $k_{гр}$ — расход (в долях от среднегодового) на границе между летним и зимним сезонами.

Для установления схематизированного очертания каждого из участков гидрографа (ветвей подъема и спада половодья, осеннего паводка, летней и зимней межени) принимается следующее уравнение параболы (В. Г. Андреянов, 1957, стр. 375):

$$y = x^n\left(n + 1 - nx^{2\gamma}\right), \tag{10.11}$$

где показатель n определяется в зависимости от коэффициента формы γ по формуле

$$n = (2\gamma + 1)\left(\frac{1}{\gamma} - 1\right). \qquad (10.12)$$

В целях облегчения построения участков гидрографа по уравнению (10.11) следует применять расчетную таблицу значений ординат (в долях от максимальной, т. е. в данном случае от $k_{мк}$—1 или 1—$k_{мн}$) для абсцисс через 0,1 (в долях от продолжительности фазы подъема или спада) при разных значениях γ и соответственных им значениях n (В. Г. Андреянов, 1957, стр. 376). При пользовании этой таблицей следует помнить, что начало координат всегда лежит на линии среднегодового расхода и приходится на момент максимума в периоды половодья и осеннего паводка или минимума в периоды межени; ось абсцисс в первом случае направлена в сторону уменьшающихся расходов, во втором — в сторону увеличивающихся, а ось ординат в первом случае направлена вверх, во втором — вниз.

Для удобства расчетов все показатели внутригодового распределения стока даются в относительном выражении: объемные показатели — в долях от годового объема, показатели расходов — в долях от среднегодового расхода и показатели длительности — в долях от года. Результирующие данные могут быть легко приведены к абсолютным значениям.

4. Построение схематизированных гидрографа и календарной интегральной кривой на примере р. Боровки у х. Паника

Для возможности оценки надежности и точности предлагаемого метода в работе (В. Г. Андреянов, 1953) были приведены расчеты и построение схематизированных гидрографа и календарной интегральной кривой для нескольких фактических лет по р. Боровке у х. Паника и по р. Унже у г. Макарьева, по которым имеются наблюдения, но без использования данных этих наблюдений, а по аналогии с другими изученными реками. При этом для сопоставления результатов расчета и фактических данных принимались заданными обеспеченности годового стока $P(m)$ и коэффициента внутригодовой неравномерности $P(d)$, соответствующие фактическим годам.

Ниже приводится изложение расчетов и построения схематизированных гидрографа и календарной интегральной кривой по р. Боровке у х. Паника ($F = 2040$ км^2, $L = 145$ км) для 1934 г. со значениями $P(m) = 0{,}75$ и $P(d) = 0{,}76$ как для неизученной реки. В качестве аналогов приняты рр. Б. Уран у с. Ивановки ($F = 2200$ км^2) и Б. Кинель — у г. Бугуруслана ($F = 6140$ км^2).

Так как для бассейна р. Самары, в который входят р. Боровка и оба аналога, наблюдается обычно лишь незначительное осеннее увеличение стока, не превышающие средний годовой расход, и параметр $\xi_в = 1$, то при расчете год делится только на три сезона: весеннее половодье, летняя и зимняя межень.

Расчеты ведутся в относительных величинах (расходы — в долях от среднегодового, объемы стока — в долях от годового, продолжительности — в долях года); к абсолютным значениям приводятся лишь окончательные результаты.

По рекам-аналогам устанавливаются необходимые для расчета величины параметра a в формуле Д. Л. Соколовского для C_{v_m} и средне-

многолетние соотношения между величинами избытка и дефицита за отдельные сезоны и фазы подъема и спада и между соответственными продолжительностями (см. табл. 44). Для расчетов по р. Боровке принимаются средние значения показателей по обоим аналогам.

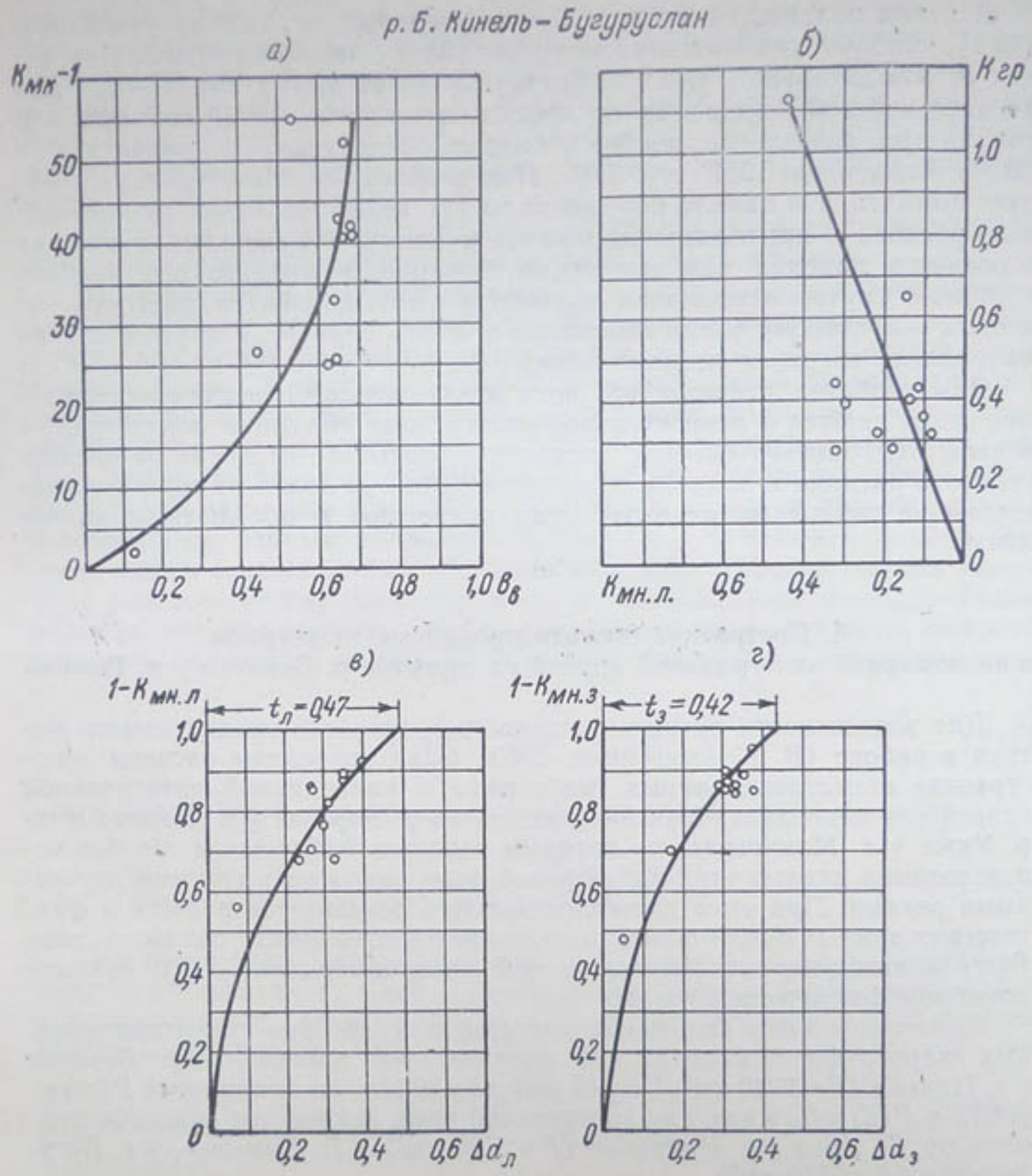


Рис. 42. Вспомогательные графики к построению типового гидрографа.
а — график связи максимального расхода (в долях от среднегодового) $k_{мк}$ и коэффициента внутригодовой неравномерности d, *б* — то же расхода на момент перехода от лета к зиме $k_{гр}$ и минимального летнего расхода $k_{мн.л}$, *в* — то же минимального летнего расхода $k_{мн.л}$ и доли дефицита до среднегодового расхода за летний сезон $\Delta d_л$, *г* — то же минимального зимнего расхода $k_{мн.з}$ и доли дефицита за зимний сезон $\Delta d_з$.

Для одного из аналогов — р. Большой Кинель у г. Бугуруслана, наиболее близкого по своим физико-географическим условиям к бассейну р. Боровки, строятся графические связи между следующими характеристиками стока за все годы наблюдений (рис. 42): а) между максималь-

Таблица 44

Среднемноголетние показатели распределения избытков, дефицитов и длительностей по периодам года для объектов-аналогов

Показатели	Обозначения	Б. Ураи—с. Ивановка	Б. Кинель — г. Бугуруслан	Среднее
I. *Параметр a в формуле для* C_{v_m}	a	0,89	0,82	0,85
II. *Распределение избытков и дефицитов*				
Годовой избыток над среднегодовым расходом (годовой дефицит)	$b = d$	0,680	0,542	—
Коэффициент участия весеннего половодья в формировании годового избытка	ξ_b	1,00	1,00	1,00
Избыток за период подъема половодья	$\Delta b_{\text{вп}}$	0,316	0,290	—
То же за период спада	$\Delta b_{\text{в. сп}}$	0,366	0,252	—
	$\chi_{\text{в}} = \frac{\Delta b_{\text{вп}}}{\Delta b_{\text{в. сп}}}$	0,86	1,15	1,00
Дефицит за летний сезон	$\Delta d_{\text{л}}$	0,345	0,268	—
То же за зимний сезон	$\Delta d_{\text{з}}$	0,339	0,274	—
	$\zeta = \frac{\Delta d_{\text{л}}}{d}$	0,51	0,49	0,50
Дефицит за период спада летнего сезона	$\Delta d_{\text{л. сп}}$	0,207	0,164	—
То же за период подъема	$\Delta d_{\text{л. п}}$	0,138	0,104	—
	$\chi_{\text{л}} = \frac{\Delta d_{\text{л. п}}}{\Delta d_{\text{л. сп}}}$	0,67	0,63	0,65
Дефицит за период спада зимнего сезона	$\Delta d_{\text{з. сп}}$	0,141	0,103	—
То же за период подъема	$\Delta d_{\text{з. п}}$	0,198	0,171	—
	$\chi_{\text{з}} = \frac{\Delta d_{\text{з. п}}}{\Delta d_{\text{з. сп}}}$	1,40	1,66	1,53
III. *Сроки и длительности*				
Дата начала весеннего половодья	$T_{\text{в}}$	4/IV	7/IV	5/IV
Дата перехода от летнего к зимнему сезону	$T_{\text{гр}}$	~1/XI	~1/XI	~1/XI
Продолжительность подъема весеннего половодья, дней	$t_{\text{в. п}}$	12	10	—
То же спада, дней	$t_{\text{в. сп}}$	28	23	—
	$\tau_{\text{в}} = \frac{t_{\text{в. п}}}{t_{\text{в. сп}}}$	0,43	0,43	0,43
Продолжительность спада летнего сезона, дней	$t_{\text{л. сп}}$	110	110	—
То же подъема, дней	$t_{\text{л. п}}$	61	61	—
	$\tau_{\text{л}} = \frac{t_{\text{л. п}}}{t_{\text{л. сп}}}$	0,56	0,56	0,56

Показатели	Обозначения	Б. Уран—с. Ивановка	В. Кинель — г. Бугуруслан	Среднее
Продолжительность спада зимнего сезона, дней	$t_{з.\,сп}$	61	61	—
То же подъема, дней	$t_{з.\,п}$	91	93	—
	$\tau_з = \frac{t_{з.\,п}}{t_{з.\,сп}}$	1,49	1,53	1,51

ным расходом $k_{мк}$ и избытком стока за период весеннего половодья $b_в$, равным в данном случае полной величине коэффициента внутригодовой неравномерности стока d; б) между минимальным летним расходом $k_{мн.\,л}$ и расходом $k_{гр}$ на момент перехода с летне-осеннего сезона на зимний, принятый с округлением 1/XI; в) между минимальным летним расходом $k_{мн.\,л}$ и летним дефицитом $\Delta d_л$; г) то же между соответственными зимними показателями $k_{мн.\,з}$ и $\Delta d_з$.

При проведении линии связи между $k_{мк}$ и d учитываем дополнительно, что при стремлении $k_{мк}$ к единице величина $d = b$ стремится к нулю.

Кривые связи между минимальным расходом и дефицитом за летний и зимний сезоны проводим, опираясь на следующие предельные точки. Очевидно, что при стремлении величины дополнения минимального расхода до среднегодового (т. е. $1 - k_{мн}$) к нулю, величина дефицита Δd также стремится к нулю, а при стремлении $1 - k_{мн}$ к единице величина дефицита за сезон Δd будет выражаться произведением длительности сезона на средний расход, т. е. $\Delta d = t \cdot 1$. Так как мы устанавливаем некоторую среднюю связь, то принимаем при этом среднее значение длительности по аналогу (см. табл. 44): $t_л = 0{,}468$ (171 день) и $t_з = 0{,}422$ (154 дня).

Расчеты ведем в следующей последовательности:

1. Принимая среднее для аналогов значение параметра $a = 0{,}85$ (табл. 44), определяем по формуле Д. Л. Соколовского (1946) величину коэффициента вариации годового стока для рассчитываемого объекта:

$$C_{v_m} = a - 0{,}063 \lg(F+1) = 0{,}85 - 0{,}063 \lg 2040 = 0{,}63.$$

2. По данным табл. 37 в главе IX принимаем районное значение отношения коэффициентов вариации показателя внутригодовой неравномерности и годового стока $\eta = \frac{C_{v_d}}{C_{v_m}} = 0{,}45$ и определяем коэффициент вариации показателя внутригодовой неравномерности

$$C_{v_d} = C_{v_m}\eta = 0{,}63 \cdot 0{,}45 = 0{,}28.$$

3. По карте (см. рис. 28) определяем величину параметра $a_d = 0{,}50$ и подсчитываем по формуле (9.1) среднемноголетнее значение коэффициента внутригодовой неравномерности

$$\bar{d} = ad - c_d' \lg \frac{F+1}{2000} = 0{,}50 - 0{,}10 \lg \frac{2040}{2000} = 0{,}50.$$

4. При норме $\bar{d} = 0{,}50$, коэффициенте вариации $C_{v_d} = 0{,}28$ и $C_s = 2C_v$ находим для заданной обеспеченности $P(d) = 0{,}76$ соответственное значение $d = 0{,}394$.

5. Распределяем величину годового дефицита, численно равную коэффициенту внутригодовой неравномерности d, между летним и зимним сезонами по среднему соотношению, выведенному по двум аналогам (см. табл. 44): $\zeta=0{,}50$. Одновременно по средним соотношениям для тех же аналогов распределяем между ветвями подъема и спада каждого из сезонов величины избытка и дефицита для этих сезонов. Результаты расчета сводим в табл. 45.

6. По указанным выше графикам связи для аналога (р. Б. Кинель у г. Бугуруслана) на рис. 42 определяем для найденных величин весеннего избытка и летнего и зимнего дефицита (см. табл. 45) соответственные значения максимального и минимальных летнего и зимнего расходов (величины $k_{мк}$, $k_{мн.\,л}$, $k_{мн.\,з}$), а по связи с минимальным летним расходом — величину расхода на момент перехода от лета к зиме $k_{гр}$. Найденные данные сводим в табл. 45.

7. Среднюю продолжительность весеннего половодья $\bar{t}_в$ определяем по формуле (10.1), принимая в ней параметр $a=2{,}65$ по данным рек-аналогов, а среднюю продолжительность водоотдачи для рек Заволжья $t_0=8$ суток по табл. 42.

$$\bar{t}_в = t_0 + a\sqrt{L} = 8 + 2{,}65\sqrt{145} = 40 \text{ суток} = 0{,}109 \text{ года}.$$

8. Сроки наступления сезонов принимаем средние по аналогам (табл. 44) — начало половодья $T_в = 4/IV$ и переход от летне-осеннего к зимнему сезону $T_{гр} \cong 1/XI$.

9. Среднюю продолжительность летнего периода $t_л$ устанавливаем по формуле (10.3), а зимнего $t_з$ — по формуле (10.4):

$$t_л = \frac{1}{365}(T_{гр} - T_в) - \bar{t}_в = \frac{209}{365} - 0{,}109 = 0{,}471,$$

$$t_з = \frac{1}{365}(T_в + 365 - T_{гр}) = \frac{153}{365} = 0{,}420.$$

10. Распределение продолжительности весеннего, летнего и зимнего сезонов между фазами подъема $t_п$ и спада $t_{сп}$ производим в соответствии со средними величинами отношения $\tau = \frac{t_п}{t_{сп}}$, определенными для каждого из сезонов по аналогам (см. табл. 44). Результаты расчета сводим в табл. 45.

11. Коэффициенты формы γ для фаз подъема и спада каждого из сезонов определяем по формулам (10.7)—(10.10) и данные, полученные по ним, вносим в табл. 45.

12. Объем стока за каждый сезон (или за его часть) в долях от годового объема подсчитываем как алгебраическую сумму продолжительности и избытка или дефицита, например, для фазы спада весеннего периода $\Delta w_{всп} = t_{всп} + \Delta b_{всп}$; для ветви подъема летнего сезона $\Delta w_{лп} = t_{лп} - \Delta d_{лп}$ и т. д. (см. табл. 45).

13. Рассчитанные в относительном выражении данные, необходимые для построения схематизированного гидрографа и сведенные в табл. 45, приводим к абсолютным величинам (расходы в м³/сек., объемы стока 10^6 м³, продолжительность в днях). Для этого устанавливаем по карте Б. Д. Зайкова (1946) норму годового стока 3,0 л/сек. с 1 км², откуда среднемноголетний расход $\bar{Q} = \frac{3{,}0 \cdot 2040}{1000} = 6{,}12$ м³/сек. При найденном выше коэффициенте вариации $C_{v_m} = 0{,}63$ и принимая $C_s = 2C_v$, находим для $P(m) = 75\%$ среднегодовой расход $Q_{ср.\,г} = 3{,}21$ м³/сек.

Расчеты к построению схематизированного гидрографа по р. Боровке у х. Паника коэффициента внутригодовой неравномерности по аналогии с рр. Б. Уран и

Элементы гидрографа	Условные обозначения	Единица измерения	Весна	
			1	2
I. Избытки и дефициты стока				
Коэффициент распределения дефицита стока между летом и зимой[1]	$\zeta_л$	—		
Избыток стока (весной) и дефицит (летом, осенью и зимой)[2]	Δb Δd	В долях годового стока	0,394	
Значение отношения избытка и дефицита за фазы подъема и спада[1]	$\chi_b = \frac{\Delta b_п}{\Delta b_{сп}}$ $\chi_d = \frac{\Delta d_п}{\Delta d_{сп}}$	—	1,0	
Величины избытка $\Delta b_п$ и дефицита $\Delta d_п$ за фазу подъема	$\Delta b_п = \frac{\Delta b \chi_b}{1+\chi_b}$ $\Delta d_п = \frac{\Delta d \chi_d}{1+\chi_d}$	В долях годового стока	0,197	
То же за фазу спада	$\Delta b_{сп} = \frac{\Delta b}{1+\chi_b}$ $\Delta d_{сп} = \frac{\Delta d}{1+\chi_d}$	То же	0,197	
II. Даты и продолжительности				
Средние даты начала весеннего половодья и зимы[1]	$T_в$, $T_{гр}$	—	5/IV	
Продолжительности сезонов	t	В долях года суток	0,109 40	— 42
Значения отношения продолжительностей фаз подъема и спада[1]	$\tau = \frac{t_п}{t_{сп}}$	—	0,43	
Продолжительности фаз подъема	$t_п = \frac{t \cdot \tau}{1+\tau}$	В долях года суток	0,033 12	— 13
То же фаз спада	$t_{сп} = \frac{t}{1+\tau}$	То же	0,076 28	— 29
III. Объем стока				
Объемы стока за сезоны[3]	$\Delta w_b = t + \Delta b$ $\Delta w_d = t - \Delta d$	В долях годового стока $10^6 м^3$	0,503 51,8	— 50,4
То же за фазы подъема	то же	То же	0,230 23,7	— 17,8
То же за фазы спада	"	"	0,273 28,1	— 32,6
IV. Характерные расходы воды				
Максимальный весенний[4] и расход на границе лета-осени и зимы	$k_{мк.в}$ $k_{гр}$	В долях от среднегодового $м^3/сек.$	16,5 54,1	— 47,1
Минимальные расходы летом и зимой[4]	$k_{мн}$	То же		

Таблица 45

для заданных 75%-ной обеспеченности годового стока и 76%-ной обеспеченности Б. Кинель (1 — рассчитанные данные, 2 — фактические данные по 1934 г.)

Лето-осень		Зима		Вся межень		Год	
1	2	1	2	1	2	1	2
0,50							
0,197		0,197		0,394		—	—
0,65		1,53		—	—		
0,078		0,119		—	—	—	—
0,119		0,078		—	—		
		~1/XI					
0,471 / 172	— / 159	0,420 / 153	— / 164	0,891 / 325	— / 323	1,000 / 365	— / 365
0,56		1,51		—		—	
0,169 / 62	— / 61	0,253 / 92	— / 103	—		—	
0,302 / 110	— / 98	0,167 / 61	— / 61	—		—	
0,274 / 28,2	— / 25,0	0,223 / 23,0	— / 25,7	0,497 / 51,2	— / 50,7	1,000 / 103,0	— / 101,1
0,091 / 9,4	— / 8,5	0,134 / 13,8	— / 16,6	—		—	
0,183 / 18, 8	— / 16,5	0,089 / 9,2	— / 9,1				
		0,92 / 3,02	— / 3,23			—	
0,36 / 1,18	— / 1,12	0,28 / 0,92	— / 1,28	—			

Элементы гидрографа	Условные обозначения	Единица измерения	Весна	
			1	2
V. Коэффициенты формы				
Фаз подъема	$\gamma_{в\cdot п} = \frac{\Delta b_{в\cdot п}}{(k_{мк}-1)\, t_{в\cdot п}}$		0,38	0,28
	$\gamma_{л\cdot п} = \frac{\Delta d_{лп} - (1-k_{гр}) t_{д\cdot п}}{(k_{гр} - k_{мн\cdot л})\, t_{д\cdot п}}$			
	$\gamma_{з\cdot п} = \frac{\Delta d_{з\cdot п}}{(1-k_{мн\cdot з})\, t_{з\cdot п}}$			
Фаз спада	$\gamma_{в\cdot сп} = \frac{\Delta b_{в\cdot сп}}{(k_{мк}-1)\, t_{в\cdot сп}}$		0,17	0,22
	$\gamma_{л\cdot сп} = \frac{\Delta d_{л\cdot сп}}{(1-k_{мн\cdot л})\, t_{л\cdot сп}}$			
	$\gamma_{з\cdot сп} = \frac{\Delta d_{з\cdot сп} - (1-k_{гр})\, t_{з\cdot сп}}{(k_{гр} - k_{мн\cdot з})\, t_{з\,сп}}$			
Общий за сезон			0,24	0,24

[1] По аналогии (см. табл. 44).
[2] При годовой величине $b = d = 0{,}394$.
[3] При рассчитанном годовом объеме стока $w_г = 103 \cdot 10^6 м^3$.
[4] По графикам связи для аналога (см. рис. 42) и при рассчитанном среднегодовом

14. По вычисленным для фаз подъема и спада каждого сезона значениям коэффициента формы γ и с помощью уравнения (10.11) и вспомогательной таблицы (В. Г. Андреянов, 1957, стр. 376) вычисляем ординаты для всех частей гидрографа и наносим их на график (рис. 43).

15. Наконец, последовательно суммируя данные по объемам за отдельные части гидрографа, определяем ординаты календарной интегральной кривой (см. табл. 46), приводимой также на рис. 43.

Таблица 46

Расчеты к построению схематизированной календарной интегральной кривой в сопоставлении с фактическими данными по р. Боровке у х. Паника

Момент года	Время			Суммарный объем			Расход воды		
	рассчитанное		фактическое	рассчитанный		фактический	рассчитанный		фактический
	в долях года	дата	дата	в долях от годового	$10^6 м^3$	$10^6 м^3$	в долях среднегодового	$м^3/сек.$	$м^3/сек.$
Начало года	0	1/I	1/I	0	0	0	0,28	0,92	1,37
Начало половодья . . .	0,253	5/IV	14/IV	0,134	13,8	16,6	1,00	3,28	3,21
Пик	0,286	17/IV	26/IV	0,364	37,5	34,4	16,5	54,1	47,1
Конец	0,362	15/V	25/V	0,637	65,6	67,0	1,00	3,28	3,21
Летний минимум . . .	0,664	1/IX	~1/IX	0,820	84,4	83,5	0,36	1,18	1,12
Начало зимней межени	0,833	1/XI	~1/XI	0,911	93,8	92,0	0,92	3,02	3,23
Зимний минимум . . .	1,00	1/I	~1/I	1,00	103,0	101,1	0,28	0,92	1,28

Лето-осень		Зима		Вся межень		Год	
1	2	1	2	1	2	1	2
0,61	—	0,61		—		—	
0,68	—	0,65					
0,65	0,63	0,65	0,76				

расходе $Q_{ср.\ г.} = 3{,}28$ м³/сек.

Для оценки надежности и точности предлагаемого метода расчета и построения схематизированных гидрографа и календарной интегральной кривой на рис. 43 нанесены также гидрограф и интегральная кривая по фактическим данным за 1934 г. по р. Боровке. Фактические данные за этот год по элементам гидрографа и интегральной кривой приводятся для сопоставления также в табл. 45 и 46. Как видно из этих сопоставлений, получается вполне удовлетворительная сходимость с фактическими данными гидрографа и интегральной кривой, рассчитанных по аналогии, при задании лишь соответствующих фактическому 1934 г. обеспеченностей годового стока $P(m) = 75\%$ и коэффициента внутригодовой неравномерности $P(d) = 76\%$.

Пользуясь изложенным в главе IX способом построения кривых условной обеспеченности коэффициента внутригодовой неравномерности при заданной водности года, определим условную обеспеченность сочетания водности года и внутригодовой неравномерности, имеющую место в рассмотренном выше примере.

Для этого установим величины частной [при заданной обеспеченности водности года $P(m) = 0{,}75\%$] нормы d_m и частного коэффициента вариации $C_{v_{d_m}}$ по формулам (9.5) и (9.8) при $\Delta d_{0-1} = +0{,}30$ (см. рис. 33 и табл. 39) и $\delta_d = \frac{\Delta d_{0-1}}{\bar{d}} + 0{,}60$.

$$d_m = \bar{d} + \Delta d_{0-1}\,[0{,}5 - P(m)] = 0{,}50 + 0{,}30\,[0{,}5 - P(m)] = 0{,}425,$$

$$C_{v_{d_m}} = \frac{\bar{d}}{d_m}\sqrt{C_{v_d}^2 - 0{,}0833\delta_d^2} = \frac{0{,}500}{0{,}425}\sqrt{0{,}28^2 - 0{,}0833 \cdot 0{,}60^2} = 0{,}26.$$

По полученным величинам частной нормы $d_m = 425$ и частного коэффициента вариации $C_{v_{d_m}} = 0{,}26$ при $C_s = 2C_v$ определяем для $d = 0{,}394$ значение условной обеспеченности $P_m(d) = 0{,}57$.

Этот результат показывает, что хотя безусловная обеспеченность коэффициента внутригодовой неравномерности стока в рассчитываемом году составляет $P(d) = 0{,}76$ (малая неравномерность), но для маловодного года с обеспеченностью стока $P(m) = 0{,}75$ это значение коэффициента неравномерности является близким к наиболее вероятному. Вместе с тем примерное совпадение безусловной обеспеченности водно-

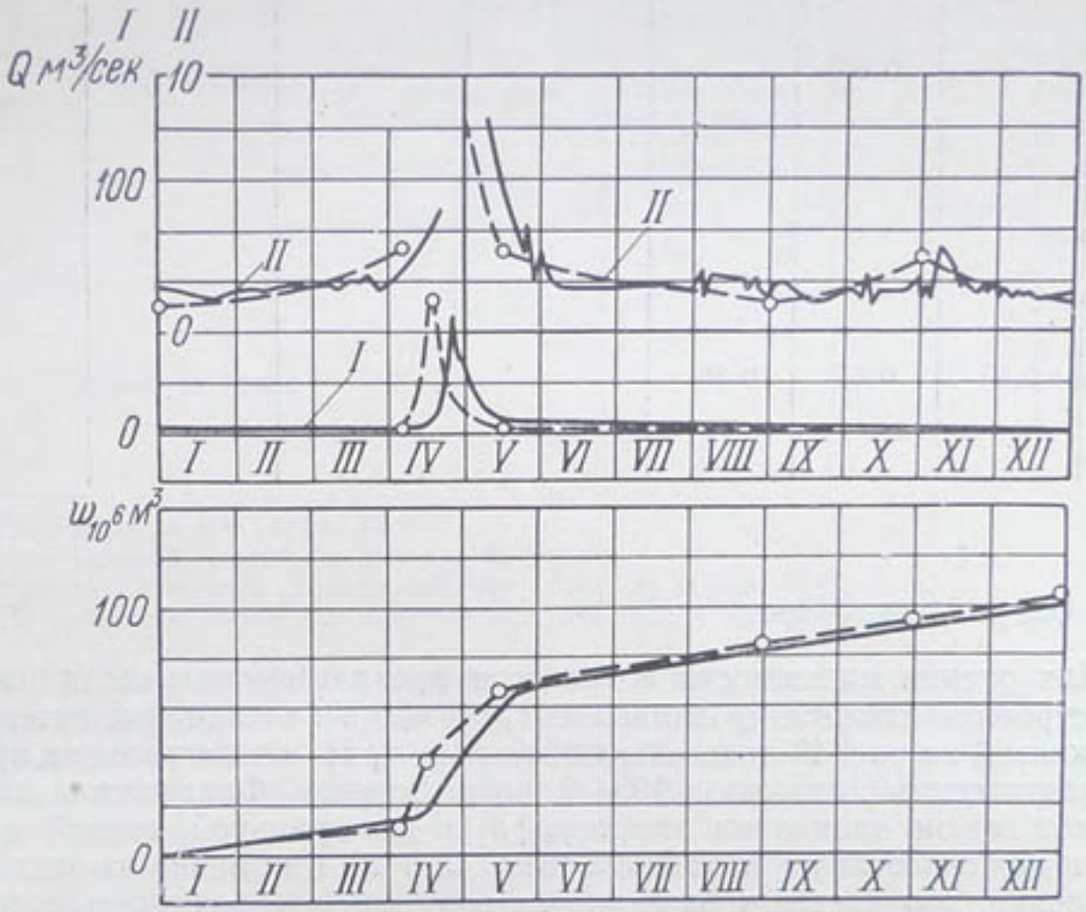


Рис. 43. Гидрограф и календарная интегральная кривая стока для 1934 года по р. Боровке у х. Паника.

I — фактические данные, *II* — рассчитанные данные.

сти года $P(m)$ и внутригодовой неравномерности $P(d)$ означает, что для рек этого района (как и для всех рек лесостепной и степной зон) с уменьшением водности уменьшается и внутригодовая неравномерность, о чем свидетельствует также положительное значение параметра Δd_{0-1} для этих зон (см. гл. IX, стр. 181). Это объясняется тем, что в этих зонах как водность года, так и его внутригодовая неравномерность определяются в основном водностью весеннего половодья, так как сток межени во все годы незначителен.

Рассмотренный пример расчета выполнен для случая отсутствия осеннего паводка. Однако для случая наличия осеннего паводка схема расчета принципиально не отличается и лишь несколько усложняется за счет включения четвертого сезона — осеннего паводка, построение которого ведется аналогично построению весеннего половодья. Незначительные летние и зимние паводки при этом не выделяются и их объемы включаются в объемы летней и зимней межени. За недостатком места пример расчета для этого случая не приводится, а сопоставление ре-

зультатов расчета с фактическими данными по р. Унже у г. Макарьева дается на рис. 44. Сходимость с фактическими данными в этом случае также получается удовлетворительной. Имеется лишь значительный

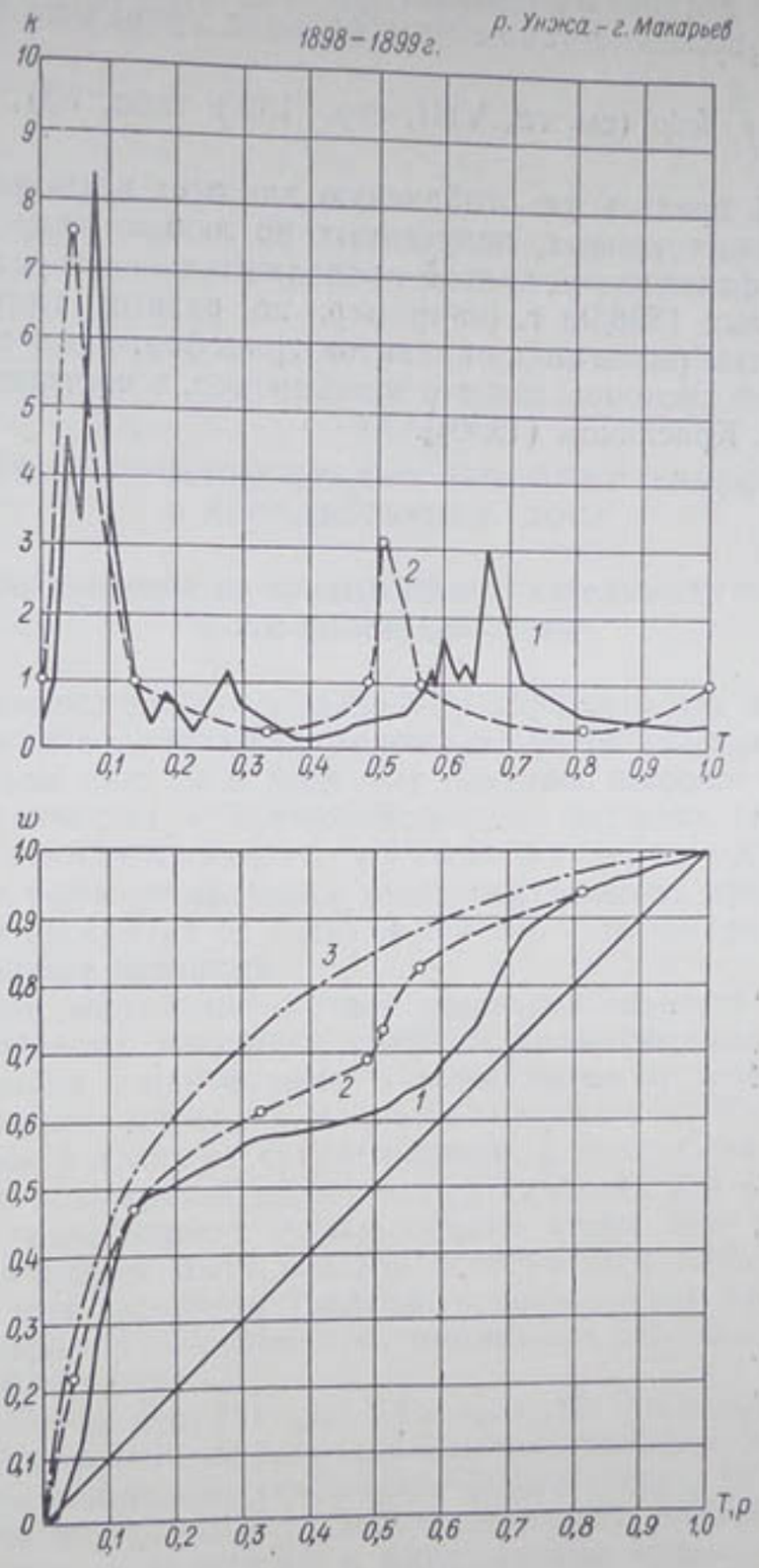


Рис. 44. Гидрографы и интегральные кривые стока по р. Унже у г. Макарьева за 1898/99 г.

1 — гидрограф $k(t)$ и календарная интегральная кривая $\omega(t)$ по фактическим данным, *2* — то же по рассчитанным данным, *3* — интегральная кривая расходов по продолжительности $\omega(p)$

сдвиг во времени фактического осеннего паводка по сравнению с принятым в расчете по среднемноголетнему сроку. Это расхождение объясняется большими колебаниями сроков наступления осеннего паводка, значительно превосходящими колебания сроков наступления весеннего

половодья. Для устранения влияния этого расхождения на результаты водохозяйственных расчетов следует давать, помимо вероятного (среднего) положения во времени осеннего паводка, также возможные самое раннее и самое позднее положения.

На рис. 44 показана также интегральная кривая по продолжительности $w(p) = \int_0^p kdp$ (см. гл. VIII, стр. 152 и табл. 33), которая представляет собой предельную огибающую для всех возможных календарных интегральных кривых, полученных по любым гидрографам, соответствующим фактической кривой продолжительности расходов $p(k)$ за рассматриваемый 1898/99 г. [например, по разным гидрографам, построенным путем различных вариантов трансформации из кривой продолжительности расходов, как это выполняется, в частности, И. М. Лившицем и М. Г. Красником (1950)].

ЧАСТЬ IV

КРИВЫЕ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ РАСХОДОВ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СТОКА И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ В ВОДОХОЗЯЙСТВЕННЫХ РАСЧЕТАХ

ГЛАВА XI

ОБЗОР МЕТОДОВ ПОСТРОЕНИЯ КРИВЫХ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ РАСХОДОВ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СТОКА

1. Общие сведения по кривым продолжительности расходов и использования стока

Из числа рассмотренных в главе VIII характеристик внутригодового распределения по величинам расходов (без учета календарной последовательности) (см. рис. 24 и табл. 33) наиболее широкое распространение в гидрологических и водохозяйственных расчетах получила кривая продолжительности суточных расходов[1]. По этой кривой может быть установлена продолжительность времени (в днях или в долях и процентах от года), в течение которого расход воды равен или превышает заданный.

Интегральное выражение кривой продолжительности расходов или кривая нарастающих площадей графика продолжительности от наименьших расходов к наибольшим в зависимости от величины расхода носит наименование кривой использования стока. При выражении расходов в долях от среднегодового, а продолжительности в долях от года по этой кривой может быть установлен для каждого заданного расхода коэффициент использования стока или доля годового стока, которая может быть полезно использована водохозяйственным предприятием при расчетном (полезно используемом) расходе, равном заданному, например гидроэлектростанцией при заданном расходе пропускной способности турбин.

В главе VIII (см. стр. 151, рис. 24 и табл. 33) было показано, что из кривых продолжительности расходов и использования стока могут быть легко получены с помощью простейших формул перехода все остальные характеристики внутригодового распределения по величинам расходов (кривые избытков и дефицитов и интегральные кривые по продолжительности).

Кривая продолжительности расходов и кривая использования стока могут быть составлены не только за целый год, но и за его часть, на-

[1] Очень часто к этой кривой применяется термин «кривая обеспеченности». Однако правильнее относить это наименование только к многолетней кривой распределения фазовооднородных гидрологических показателей (среднегодовых расходов, максимальных расходов весеннего половодья и т. д.), характеризующей вероятность превышения в многолетнем ряду (обычно в долях или процентах от общего числа членов ряда) над тем или иным значением рассматриваемого показателя.

пример, за навигационный (при судоходном использовании реки) или за вегетационный период (при использовании реки для орошения), или за какой-либо гидрологический сезон года, и в этом случае характеризуют распределение стока за рассматриваемую часть года. Кроме того, они могут быть составлены не для суточных, а для декадных или месячных расходов воды. Большей частью применяется кривая продолжительности суточных расходов за год, и последующее изложение относится в основном к этому случаю, и только некоторые дополнительные соображения будут приведены ниже по кривым продолжительности для частей года.

Кривая продолжительности расходов (и соответственная ей кривая использования стока) может быть за отдельный год или многолетняя, но обычно относится к годовой базе.

При наличии данных наблюдений кривая продолжительности суточных расходов за отдельный год может быть построена двояко:

1) путем подсчета частоты (абсолютного числа суточных расходов или его доли от числа суток в году) по отдельным интервалам расходов с последующим суммированием частот в сторону уменьшения расходов и с отнесением получаемых таким образом продолжительностей к нижней границе интервала;

2) путем непосредственной выборки из годовой таблицы величин расходов, соответствующих определенным значениям продолжительности 30, 90, 180, 270 и 355 суток (или в долях года 0,08, 0,25, 0,50, 0,75 и 0,97) и, кроме того, максимального и минимального расходов, продолжительность которых, очевидно, равна 1 и 365 суткам.

Второй способ значительно проще и быстрее первого и в настоящее время принят для составления гидрологических характеристик в изданиях Гидрометслужбы. Ординаты кривых продолжительности для указанных выше значений последней приводятся в Материалах по режиму рек за все годы наблюдений до 1935 г. включительно. Начиная с 1958 г. намечается опубликование этих данных в гидрологических ежегодниках. После 1935 г. их можно найти в региональных монографиях (П. С. Кузин, 1953; Ресурсы поверхностных вод, 1959 и др.).

Аналогичными способами могут быть построены кривые продолжительности расходов для частей года (например, вегетационного или навигационного периода).

Иногда для приближенных расчетов применяется график продолжительности месячных расходов. Способы его построения для отдельных лет и за многолетие (средняя и абсолютная кривые) принципиально не отличаются от способов построения кривой продолжительности суточных расходов, но в связи с осреднением расходов за месячный интервал он строится в виде ступенчатого графика, а не в виде плавной кривой, как для суточных расходов.

Практические приемы построения кривых продолжительности расходов поясняются на примерах в ряде руководств, например, в книге В. Г. Андреянова (1957).

Кривая использования стока может быть построена непосредственно по графику продолжительности, разделяя его площадь горизонтальными линиями, соответствующими различным расходам, определяя частичные площади между этими линиями и последовательно их суммируя. Вычисление ординат кривой использования стока с помощью приближенных интерполяционных формул, предложенных Г. А. Алексеевым (1948), получается довольно громоздким, а точность результатов зависит от степени приближения рассматриваемой кривой продолжительности к ее форме, принятой Алексеевым при выводе этих формул. Обратная за-

дача — построение кривой продолжительности расходов по кривой использования стока — этим методом не решается. От этих недостатков свободен прием графического построения кривой использования стока по кривой продолжительности расходов с помощью лучевого масштаба расходов, пригодный и для решения обратной задачи (Т. Л. Золотарев, 1939, стр. 16—17; В. Г. Андреянов, 1949, стр. 254—256).

Многолетние кривые продолжительности, как это было показано Д. И. Кочериным (1929), могут быть двух видов.

1. Абсолютная, или обобщенная кривая продолжительности расходов, являющаяся результатом расположения в единый ряд суточных расходов за все годы или результатом осреднения за все годы продолжительностей, соответствующих одинаковым расходам (по этой причине она была названа Д. И. Кочериным кривой обеспеченности в средний по распределению год). Как это очевидно, она включает в себя абсолютные за все многолетие максимум и минимум.

2. Средняя кривая продолжительности расходов (по Д. И. Кочерину, кривая средних характеристик обеспеченности) является результатом осреднения соответствующих одной и той же продолжительности ординат кривых за отдельные годы и ограничивается средними за многолетие величинами максимума и минимума.

Абсолютная кривая продолжительности расходов, одновременно отражая как внутригодовое, так и многолетнее распределение стока, включает в себя многолетнюю амплитуду расходов, которая не может иметь места ни в один реальный год, и поэтому не может служить характеристикой внутригодового распределения стока.

Средняя кривая продолжительности расходов дает характеристику среднего типового (или нормального) внутригодового распределения стока и примерно соответствует среднему типовому гидрографу, получаемому путем осреднения расходов по одинаковым фазам режима, а не по одинаковым датам, как для среднего фиктивного гидрографа. Эта кривая может достаточно близко соответствовать кривым продолжительности отдельных фактических лет, и по сопоставлению с ней может быть выбран в качестве типового год из числа фактических.

В практике водохозяйственных расчетов (в частности, водноэнергетических, например, при выборе расчетного расхода ГЭС или определении среднемноголетней годовой выработки) предпочтение обычно отдается абсолютной кривой продолжительности, так как бывает необходимой оценка соответственных водохозяйственных показателей в многолетнем разрезе. На предпочтительность в этом отношении абсолютной кривой указывают Д. И. Кочерин (1929), И. В. Егиазаров (1934), С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель (1934). С другой стороны, как следует из вышеизложенного, только средняя кривая продолжительности может использоваться в качестве нормальной характеристики внутригодового распределения стока.

Однако при выборе одного из двух типов многолетней кривой продолжительности следует учитывать также и вопрос о сравнительной трудности расчета и построения каждого из этих типов кривой.

Подсчеты к построению средней кривой продолжительности суточных расходов сводятся к осреднению за все годы ординат годовых кривых, соответствующих одинаковым значениям продолжительности. Так как в указанных выше справочных изданиях данные по кривым продолжительности за отдельные годы приводятся в виде таблицы ординат (т. е. значений расходов) для ряда расчетных значений продолжитель-

ности (365, 355, 270, 180, 90, 30 и 1 день), то вычисление ординат средней кривой продолжительности и их уточнение по мере добавления новых лет представляет собой весьма простую операцию.

Для большого числа пунктов ординаты средней кривой продолжительности приводятся Д. Л. Соколовским (1946), К. П. Воскресенским (1951), П. С. Кузиным (1953), а также в монографиях по районам освоения целинных и залежных земель (Ресурсы поверхностных вод..., 1959).

Абсолютная, или обобщенная, кривая продолжительности расходов может быть практически построена двумя способами:

1) путем подсчета в каждом году частоты (числа случаев) по одинаковым для всех лет интервалам расходов с включением в качестве верхнего предела первого интервала абсолютного (за все годы) максимума, а в качестве нижнего предела последнего интервала — абсолютного минимума, определения суммарной за все годы частоты по каждому интервалу, их последовательного суммирования от верхнего интервала к нижнему и приведения нарастающих сумм к долям года или процентам путем деления на общее число дней за все годы;

2) путем осреднения за все годы значений продолжительности, соответствующих границам интервалов расходов и определяемых графически по построенным годовым кривым продолжительности или гидрографам.

Оба указанных способа построения абсолютной кривой довольно громоздки и трудоемки. Большим недостатком абсолютной кривой по сравнению со средней является также неопределенность многолетней обеспеченности ее максимума и минимума и неустойчивость ее концевых участков (при изменении длины ряда и при переходе от одного объекта к другому, даже находящемуся в аналогичных физико-географических условиях).

Как показывают исследования Д. И. Кочерина (1929) и в последующем А. Я. Елпидинского (1948), средняя часть абсолютной кривой (в пределах продолжительности от 25 до 75%) получается достаточно устойчивой и практически совпадает со средней кривой даже при числе лет наблюдений, равном 10—15. В зоне больших продолжительностей отклонения ординат средней кривой от ординат абсолютной получаются положительными, а в зоне малых продолжительностей — отрицательными, причем эти отклонения взаимно компенсируются, так что в результате площади обеих кривых равновелики и соответствуют среднему многолетнему расходу. К такому же выводу пришел и М. С. Торгомян. По его данным расхождение между ординатами средней и абсолютной кривой в средней их части для рек Армянской ССР не превышает ±3%, о чем имеется упоминание в статье Ш. А. Шахбазян (1956, стр. 78—79).

На основании этого Д. Л. Соколовским (1946) был предложен упрощенный способ построения абсолютной кривой продолжительности по средней кривой путем проведения на глаз концевых ее участков (в зонах продолжительностей меньше 25% и больше 75%), ориентируясь на абсолютные максимум и минимум.

Нам представляется неубедительным опровержение И. М. Лившицем (1955) приведенных выше выводов Д. И. Кочерина, А. Я. Елпидинского и М. С. Торгомяна на основании проведенного им сопоставления этих кривых для 9 рек Белорусской ССР, результаты которого приводятся в табл. 47. По этим данным получается, что предельные значения отклонений ординат средней кривой от ординат абсолютной положительны на всем протяжении кривой продолжительности и притом большей частью существенно превышают небольшие значения предела отрицательных отклонений, имеющих место главным образом в зоне малых

продолжительностей. Даже при продолжительности 16% отклонения получаются всегда положительными, т. е. ордината средней кривой при этой продолжительности всегда выше ординаты абсолютной кривой, что маловероятно. Такие данные противоречат обязательному условию равенства площадей средней и абсолютной кривых продолжительности и результатам указанных исследований Кочерина, Елпидинского и Торгомяна и заставляют предполагать наличие неравноценных условий сопоставления.

Таблица 47

Пределы отклонений ординат средней кривой продолжительности от ординат абсолютной кривой (в процентах от последних) **для 9 пунктов Полесья, по И. М. Лившицу** (1955 а)

Продолжительность, %	Пределы отклонений, %	Продолжительность, %	Пределы отклонений, %
90	45,5÷1,3	50	22,6÷0,0
84	28,6÷0,0	40	21,4÷—2,5
75	37,4÷0,0	30	10,6÷—4,6
70	31,6÷—2,6	16	11,6÷2,7
60	20,0÷—1,4	10	11,9÷—9,3

В связи с тем, что в задачу настоящей работы входит исследование и расчет внутригодового распределения стока, нами за основу принимается средняя кривая продолжительности расходов. По ней может быть получено среднемноголетнее значение (норма) расхода любой продолжительности. Для характеристики многолетних колебаний расходов каждой данной продолжительности, согласно предложению С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля (1934), может служить многолетняя кривая обеспеченности его значений (в абсолютном выражении или в долях от нормы). Таким образом, комплекс средней кривой продолжительности расходов и кривых многолетней обеспеченности расходов для ряда характерных продолжительностей дают полную характеристику внутригодового распределения стока по величинам расходов (т. е. без календарной последовательности) и его многолетних колебаний.

В случае надобности упрощенное построение абсолютной кривой может быть выполнено, согласно указанному выше предложению Д. Л. Соколовского (1946), по средней кривой путем экстраполяции концевых участков последней к абсолютным максимуму и минимуму.

Большим преимуществом кривой продолжительности расходов по сравнению с календарным внутригодовым распределением является возможность более легкого ее построения для неизученной реки по меньшему числу исходных параметров. Как будет показано в главе XII, кривая продолжительности суточных расходов может быть построена с достаточной точностью по трем гидрологическим показателям (коэффициенту естественной зарегулированности и максимальному и минимальному расходам), тогда как для календарного внутригодового распределения стока необходимы данные по меньшей мере по 12 месячным расходам.

Единственным, но существенным недостатком кривой продолжительности расходов является отсутствие представления о календарной последовательности расходов. Отчасти этот недостаток может быть смягчен введением сезонных кривых продолжительности расходов.

2. Краткий обзор обобщений по кривым продолжительности расходов и использования стока

Первое теоретическое исследование в области кривых продолжительности суточных расходов и первое территориальное обобщение для СССР данных по характеристикам внутригодового распределения стока на основе кривых продолжительности суточных расходов было выполнено Д. И. Кочериным (1929) по 32 рекам Европейской территории СССР, Алтая и Кавказа с продолжительностью стоковых рядов от 1 до 46 лет. В основу для такого обобщения была принята «кривая обеспеченности расходов в средний по распределению год», т. е. по более принятой в настоящее время терминологии — абсолютная, или обобщенная, кривая продолжительности суточных расходов. По данным сопоставления характерных ординат (с продолжительностью 0, 0,10, 0,25, 0,50, 0,75, 0,90 и 1), выраженных в модулях стока и в модульных коэффициентах, дается схематическая типизация рек по внутригодовому распределению стока и намечаются три основных типа:

1) реки с преобладающим в году средним режимом (с большой степенью озерной зарегулированности);

2) реки с преобладающим в году низким режимом (неозерные реки, реки севера, а также центрального района Европейской территории СССР, Урала и Алтая);

3) реки, приближающиеся к равномерному распределению в году всей амплитуды расходов (некоторые южные горные реки, например, Рион).

Все остальные реки занимают промежуточное положение между этими типами, причем реки северной и средней полосы приближаются ко второму типу, а реки юга — к третьему типу. Дальнейшие теоретические исследования этого вопроса были проведены С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем (1934), в частности, ими предложено построение кривых многолетней обеспеченности расходов одинаковой продолжительности в году для совместной оценки внутригодовых и многолетних колебаний расходов и для перехода от эмпирической обобщенной кривой продолжительности расходов, построенной по ограниченному числу лет, к соответственной предельной теоретической кривой при увеличении числа лет до весьма большого.

Несколько позже Д. И. Кочерина на основе кривых использования стока ряд интересных обобщений по водноэнергетическим ресурсам рек Закавказья был выполнен А. Омодео (1936) в соответствии с итальянской практикой таких характеристик. В зарубежной литературе того же времени следует также отметить доклад на Эдинбургском конгрессе А. Кутаня (1936) по классификации рек на основе кривой продолжительности расходов.

Более поздние послевоенные работы по территориальному обобщению характеристик внутригодового распределения и типизации рек на базе кривой продолжительности суточных расходов можно разбить на три основные группы:

1) обобщение и типизация по величинам характерных ординат средней кривой продолжительности расходов: И. М. Лившиц (1948, 1955а) по рекам Белорусской ССР, К. П. Воскресенский (1951) по рекам лесостепной и степной зон Европейской территории СССР, А. В. Огиевский и В. И. Москалец (1951) по рекам Украинской ССР, П. С. Кузин (1953) по южным районам Западной Сибири, Северного и Центрального Казахстана, Г. Н. Хмаладзе (1953) по рекам Грузинской ССР и др.;

2) обобщение и типизация по величине параметра, определяющего

в основном форму кривой продолжительности, а именно по величине коэффициента естественной зарегулированности стока φ (т. е. площади кривой продолжительности до среднего расхода в долях от всей площади): Д. Л. Соколовский (1946) для рек разных физико-географических зон, а также в зависимости от озерности водосбора, М. С. Торгомян (1955) и Ш. А. Шахбазян (1956) для рек Армянской ССР (см. подробнее гл. VIII, стр. 160);

3) обобщения по параметрам принимаемого аналитического выражения кривой продолжительности расходов: В. А. Урываев (1941) для рек Европейской части СССР, В. Я. Ким (1958) для горных рек северного склона Заилийского и Джунгарского Алатау.

Вопросы применения кривой продолжительности суточных расходов и кривой использования стока в водноэнергетическом проектировании рассматривались в работах И. В. Егиазарова (1934), М. А. Мосткова (1934, 1946), Т. Л. Золотарева (1939), Д. Л. Соколовского (1946), А. Я. Елпидинского (1948), Г. А. Алексеева (1948), В. Г. Андреянова (1948, 1951), М. С. Торгомяна (1955) и др., а за рубежом — в работах А. Кутаня (1920), Фантоли и др.

Обзор и анализ основных предложений по вопросу об аналитическом выражении кривой продолжительности расходов и кривой использования стока приводятся ниже.

3. Влияние физико-географических условий на форму кривой продолжительности суточных расходов и кривой использования стока

Форма средней кривой продолжительности суточных расходов и средней кривой использования стока отражает основные черты внутригодового режима реки, определяемые физико-географическими условиями стока, главным образом степень его зарегулированности, но без представления о календарном распределении.

На рис. 45 и в табл. 48 дается сопоставление средних кривых продолжительности расходов и использования стока в относительном выражении по трем рекам: р. Луга у ст. Толмачево, р. Свирь у с. Богачево и р. Средняя Лижма у с. Кяппеселька.

Таблица 48

Средние кривые продолжительности суточных расходов воды разных типов

Тип кривой	Река и пункт	Озерность, %	Коэффициент естественной зарегулированности	Расходы в долях от среднего годового					
				$p=0$	$p=0{,}08$	$p=0{,}25$	$p=0{,}50$	$p=0{,}75$	$p=1$
I	р. Луга — ст. Толмачево	1,8	0,62	7,25	2,46	1,03	0,56	0,38	0,15
II	р. Свирь — с. Богачево .	20,3	0,90	1,76	1,29	1,19	1,03	0,87	0,44
II	р. Чу — с. Таш-Уткуль	—	0,92	1,77	1,37	1,21	1,07	0,78	0,36
III	р. Средняя Лижма — с. Кяппеселька . .	29,0	0,85	1,78	1,65	1,16	0,92	0,74	0,60

Кривая продолжительности расходов сравнительно мало зарегулированной р. Луги (озерность 1,8%) имеет кривизну в одном направлении, низкие расходы в зоне больших продолжительностей, резкое увеличение расходов в зоне малых продолжительностей и большую амплитуду расходов (отношение $\frac{Q_{мк}}{Q_{мн}}=48$). Остальные две кривые для рек с большой

зарегулированностью стока (озерность р. Свири 20,3% и р. Средней Лижмы 21,0%) имеют двоякую кривизну, высокие минимумы и очень низкие максимумы (отношение $\frac{Q_{мк}}{Q_{ми}}$ =4 и 3). Характер двоякой кривизны для р. Свири (вогнутость кверху в зоне больших расходов и выпуклость в зоне малых) определяется накладыванием на сильнозарегулированные расходы, вытекающие из Онежского озера, паводочных и низких меженных расходов малозарегулированной боковой приточности от истока из озера до с. Богачево. Для р. Лижмы влияние боковой приточности ниже истока из оз. Лижменского практически отсутствует, поэтому в зоне максимальных расходов кривая продолжитель-

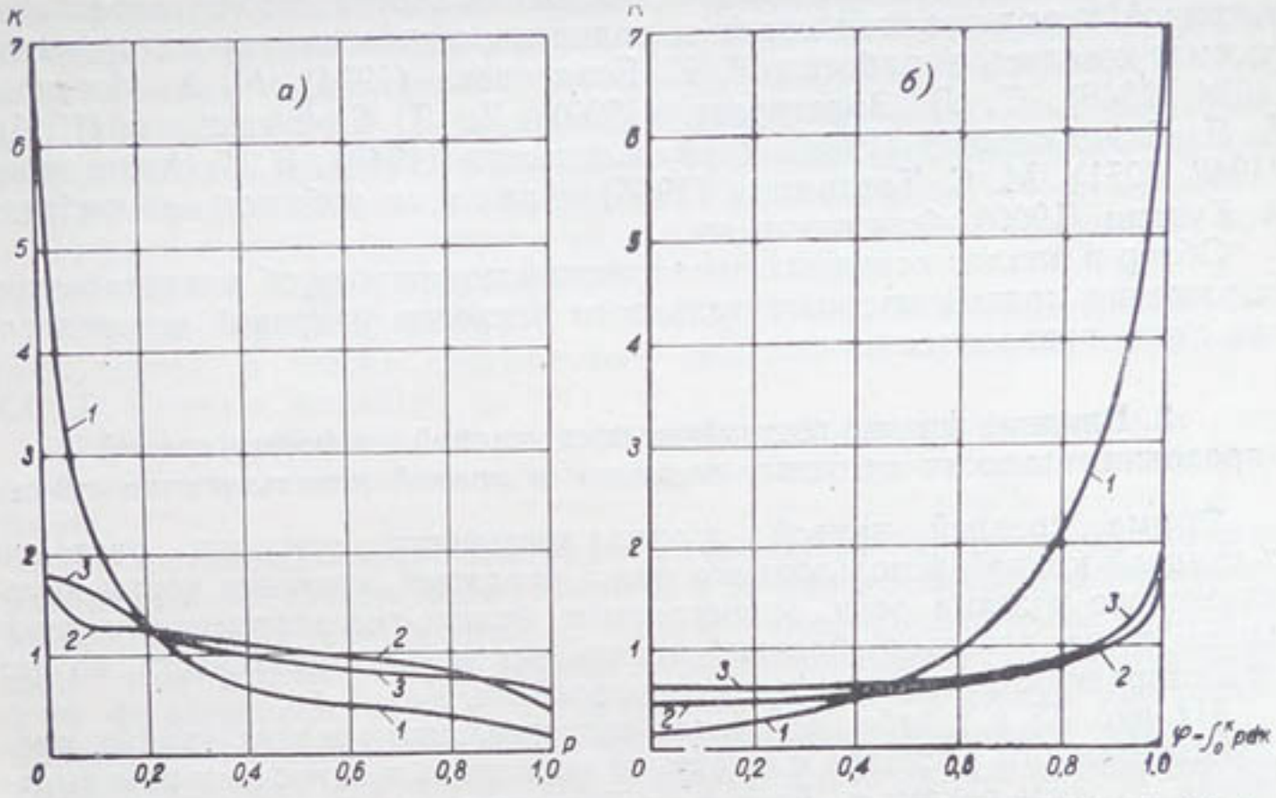


Рис. 45. Сравнительный график средних кривых продолжительности расходов (*а*) и кривых использования стока (*б*).

1 — р. Луга, ст. Толмачево, *2* — р. Свирь, с. Богачево, *3* — р. Средняя Лижма, с. Кяппесельга.

ности имеет выпуклость кверху, а в зоне малых расходов — небольшую вогнутость.

Ледниковое и горно-снеговое питание оказывает, как и наличие озер, регулирующее влияние на сток и обусловливает соответственно выравненную форму кривой продолжительности суточных расходов. Для примера в табл. 48 приводятся ординаты средней кривой продолжительности р. Чу, весьма близкие к ординатам кривой продолжительности р. Свири. Аналогичным может быть регулирующее влияние подземного бассейна, если он сложен песчаными толщами или сильнотрещиноватыми и закарстованными горными породами.

Конечно, нельзя рассматривать эти типы как твердо ограниченные. Форма кривой одного типа постепенно переходит в форму другого типа. На самом деле имеется множество различных форм за счет отдельных отклонений и их классификация может быть лишь самой общей и приближенной. Тем не менее из рассмотрения приведенных выше трех типов кривых продолжительности видно, что они имеют довольно различные и сложные формы, в частности, в ряде случаев двойную кривизну, что должно обязательно учитываться при выборе общего аналитического выражения кривой продолжительности.

Следует также считаться со значительным (обычно выравнивающим) влиянием хозяйственной деятельности человека на форму кривой продолжительности и кривой использования стока (см. гл. IV).

4. Обзор и анализ предложений по аналитическому выражению кривой продолжительности суточных расходов

Поскольку форма кривой продолжительности расходов отражает физико-географические условия, определяющие основные черты внутригодового режима, кривая продолжительности расходов (в долях от годового расхода) часто принимается в практике в качестве характеристики внутригодового распределения не только для изученного водного объекта, для которого она построена, но и для неизученных объектов, для которых рассматриваемая река является аналогом. Это было бы правильным, если бы абсолютные величины соответственных расходов (например, максимальных и минимальных годовых) рек-аналогов были хотя бы примерно пропорциональны средним годовым расходам. На самом деле, как мы знаем, максимальные расходы уменьшаются в меньшей степени, а минимальные — в большей степени, чем площадь водосбора или средний годовой расход. В соответствии с этим и вся кривая продолжительности расходов не остается подобной для большой и малой реки, даже если их можно принять за аналоги. Поэтому простой перенос кривой продолжительности расходов (в долях от среднего расхода) на неизученный объект с реки-аналога допустим лишь при сравнительно небольшой разнице в площадях водосборов и средних расходах обоих водных объектов. В противном случае для неизученной реки необходимо построение кривой продолжительности расходов по некоторому уравнению, включающему характерные параметры кривой продолжительности (максимальный и минимальный расходы, расходы какой-либо продолжительности и т. д.), которые могут быть определены по тем или иным известным в гидрологии методам.

Поэтому потребность в аналитическом выражении кривой продолжительности расходов, а также кривой использования стока возникла уже давно и определялась требованиями развивающегося использования водных ресурсов для целей судоходства, ирригации, водоснабжения и энергетики в условиях недостаточной изученности водных объектов.

Уравнение кривой продолжительности расходов должно удовлетворять следующим условиям:

1. Структура уравнения, число и характер параметров должны быть такими, чтобы достаточно точно отражать все основные возможные формы кривой продолжительности.

2. Параметры уравнений должны представлять собой конкретные гидрологические характеристики или быть функционально связаны с таковыми.

3. Уравнение кривой для отдельного года и средней должно приводить к определенным конечным величинам при продолжительности 0 (максимальный расход) и при продолжительности 1 (минимальный расход). Поэтому кривые распределения, ограниченные пределом лишь с одной стороны, например кривая Пирсона III типа и другие аналогичные, не пригодны для этого случая. Для абсолютной кривой продолжительности может применяться уравнение кривой с нулевым нижним пределом и неограниченной по верхнему пределу.

4. Полная площадь кривой продолжительности расходов должна соответствовать годовому объему стока (при выражении продолжительности в долях года должна быть равна среднему годовому расходу,

а при выражении, кроме того, расходов в долях от среднего — равна единице).

5. Должна быть обеспечена возможность сравнительно легкого преобразования кривой продолжительности расходов в кривую использования стока. Наиболее желательным является такой вид уравнения кривой продолжительности расходов, который допускал бы непосредственное интегрирование по расходу.

Исходя из указанных выше требований, рассмотрим основные из существующих аналитических выражений для кривой продолжительности суточных расходов и кривой использования стока. Для удобства сопоставления формулы различных авторов приводятся в единых, принятых нами в главе VIII, обозначениях и в относительном выражении (расходы в долях от среднего и продолжительность в долях года).

В отечественной практике большой известностью пользуются формулы М. А. Мосткова (1934, 1946), который исходит из параболической формы уравнения кривой использования стока

$$\varphi = k - a(k - k_{мн})^n \tag{11.1}$$

и, дифференцируя его, получает кривую продолжительности расходов в следующем виде:

$$p = 1 - an(k - k_{мн})^{n-1}. \tag{11.2}$$

Параметры уравнений a и n определяются им из двух условий: 1) равенства единице всей площади кривой продолжительности расходов, а значит и коэффициента использования φ при максимальном расходе $k_{мк}$; 2) равенства расхода максимальному ($k = k_{мк}$) при продолжительности $p = 0$, т. е.

$$\varphi(k_{мк}) = 1 = k_{мк} - a(k_{мк} - k_{мн})^n, \tag{11.3}$$

$$0 = 1 - an(k_{мк} - k_{мн})^{n-1}. \tag{11.4}$$

Совместное решение уравнений (11.3) и (11.4) приводит к следующим выражениям параметров a и n через гидрологические характеристики $k_{мк}$ и $k_{мн}$:

$$a = \frac{k_{мк} - 1}{(k_{мк} - k_{мн})^n}, \tag{11.5}$$

$$n = \frac{k_{мк} - k_{мн}}{k_{мк} - 1}. \tag{11.6}$$

После подстановки выражений (11.5) и (11.6) для параметров a и n в уравнения (11.1) и (11.2), получаем окончательно:

$$\varphi = k - (k_{мк} - 1)\left(\frac{k - k_{мн}}{k_{мк} - k_{мн}}\right)^{\frac{k_{мк} - k_{мн}}{k_{мк} - 1}}, \tag{11.1'}$$

$$p = 1 - \left(\frac{k - k_{мн}}{k_{мк} - k_{мн}}\right)^{\frac{1 - k_{мн}}{k_{мк} - 1}}. \tag{11.2'}$$

Формулы (11.1′) и (11.2′) М. А. Мосткова удовлетворяют четырем требованиям (п. 2—5) из числа приведенных выше пяти. Однако, несмотря на правильный подход к определению параметров уравнений по характерным ординатам кривых продолжительности и использования

стока, в частности, через максимальную и минимальную ординаты кривой продолжительности, что важно для применения формул для отдельных лет и для средней кривой продолжительности, структура этих уравнений не обладает достаточной гибкостью. Поэтому, как это показало проведенное сопоставление (В. Г. Андреянов, 1949; А. И. Мурашко и Г. Н. Гурло, 1957) с фактическими кривыми продолжительности расходов, формулы Мосткова пригодны лишь для рек с достаточно зарегулированным режимом, в частности, для горных рек с ледниковым и горно-снеговым питанием, и дают очень значительные расхождения с фактическими данными при их применении к наиболее распространенному типу незарегулированных равнинных рек (тип I). Таким образом, эти формулы имеют только узко ограниченную область применения.

Значительные исследования по вопросу о применении аналитических выражений для построения кривых продолжительности суточных расходов, главным образом применительно к условиям рек Белорусской ССР, проведены И. М. Лившицем (1946, 1948, 1955а, 1955б). В первых двух работах им рассматривается абсолютная кривая продолжительности, а в двух последних — даются также рекомендации по приспособлению предлагаемого им метода для построения средней кривой.

И. М. Лившицем (1946) даются два отдельных выражения для разных частей кривой продолжительности:

при $0{,}40 \leqslant p \leqslant 0{,}97$

$$p = 10^{-nk^3} \tag{11.7}$$

или

$$k = \sqrt[3]{\frac{-\lg p}{n}}; \tag{11.7'}$$

при $0{,}05 \leqslant p \leqslant 0{,}40$

$$k = k_{0,40}\left(\frac{0{,}40}{p}\right)^m, \tag{11.8}$$

где $k_{0,40}$ — ордината при $p=0{,}40$, определенная ранее по уравнению (11.7), и

$$m = 0{,}90\sqrt[3]{n}. \tag{11.9}$$

При $p=1$ из уравнения (11.7′) получается величина $k_{мн}=0$. Поэтому Лившиц предлагает принимать за $k_{мн}$ величину k, получающуюся при $p=0{,}97$—$0{,}98$.

При $p=0$, очевидно, $k=\infty$, вследствие чего предлагается ограничивать кривую значением $p=0{,}05$.

Большими недостатками этого способа являются: разделение кривой продолжительности на две части, неполный охват даже двумя уравнениями всей амплитуды значений p, затруднительность ввиду этого даже приближенного построения кривой $\varphi(k)$ и невозможность учета условия равенства единице площади кривой обеспеченности.

Для установления величины n Лившицем дается эмпирическая формула

$$n = \frac{c}{F^d}, \tag{11.10}$$

где F — площадь водосбора, а c и d — географические параметры.

Значения этих параметров даются в работе Лившица (1946) для шести областей Европейской территории СССР. Так как значения

параметра d изменяются в 3 раза (от 0,062 до 0,202), а параметра c даже в 25 раз (от 0,61 до 15,94), то вряд ли при таком большом колебании параметра c можно практически пользоваться этими рекомендациями для построения кривых продолжительности расходов неисследованных рек.

Хотя Лившиц и считает, что в пределах p от 0,05 до 0,95 кривые, построенные по его формулам, дают хорошую сходимость, однако он не приводит сопоставления подсчитанных и фактических ординат кривых $p(k)$, а дает лишь сопоставление площадей кривой, т. е. ординат кривой $\varphi(k)$. По приводимым Лившицем данным сопоставления по 48 рекам, для нижней части кривой (от $p=0{,}40$ до $p=0{,}95$) средняя ошибка составляет $\pm 3{,}6\%$ и максимальная $+12{,}0\%$, а для верхней части кривой — средняя $\pm 5{,}5\%$ и максимальная $+15{,}1\%$. Так как ошибки интегральной кривой всегда бывают значительно сглажены по сравнению с ошибками дифференциальной кривой, величины ошибок для кривой продолжительности должны быть намного выше.

По-видимому, в связи с указанными выше недостатками формул (11.7)—(11.8) Лившиц (1946, 1948, 1955а) в качестве второго варианта принимает метод Грассбергера (1932), основанный на применении принципа Фехнера, согласно которому асимметричные кривые распределения трансформируются в симметричные при замене значений изучаемой переменной их логарифмами, и на замене уравнения нормальной кривой Гаусса интерполяционной формулой Чебышева — Брунса.

Согласно этому методу, кривая продолжительности выражается уравнением

$$p = 1 - S(k) = 0{,}5\left[1 - \Phi(\varepsilon) + \frac{\alpha}{2}\Phi_3(\varepsilon)\right]. \qquad (11.11)$$

Здесь

$$\Phi(\varepsilon) = \frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^{\varepsilon} e^{-\varepsilon^2}\,d\varepsilon,$$

$$\Phi_3(\varepsilon) = \frac{2}{\sqrt{\pi}}\,e^{-\varepsilon^2}(4\varepsilon^2 - 2),$$

$$\varepsilon = \sqrt{2}\,\frac{\lg k - \lg\sqrt{k_{0,16}k_{0,84}}}{\lg k_{0,16} - \lg k_{0,84}},$$

$$\alpha = -\sqrt{2}\,\frac{\lg k_{0,50} - \lg\sqrt{k_{0,16}k_{0,84}}}{\lg k_{0,16} - \lg k_{0,84}}.$$

Изложение этого метода и таблица значений функций $\Phi(\varepsilon)$ и $\Phi_3(\varepsilon)$ приводятся также Шаффернаком (1935).

Таким образом, при наличии данных по трем ординатам кривой продолжительности расходов (для $p=0{,}16$, 0,50 и 0,84) по методу Грассбергера могут быть подсчитаны любые другие ординаты кривой.

Как показывает вид уравнения (11.11), соответствующая ему кривая не имеет ограничения по верхнему пределу, а нижний ее предел $k_{мн}=0$, и поэтому оно подходит лишь для абсолютной кривой продолжительности расходов. Следует признать, что для абсолютной кривой продолжительности при первом типе формы кривой (см. стр. 219) уравнение (11.11) является наиболее подходящим интерполяционным уравнением. Это показывают результаты сопоставления фактических и вычисленных

по уравнению значений ординат для изученных рек Белорусской ССР. Разработанные Лившицем (1955б) специальные вспомогательные таблицы параметров интерполяционной формулы Чебышева—Брунса значительно облегчают практическое применение этого уравнения.

Значительно менее надежным представляется использование этого уравнения для построения абсолютных кривых продолжительности расходов по неизученным рекам Белорусской ССР на основании районных графиков зависимости значений этих ординат от площади водосбора (И. М. Лившиц, 1948) или на основании картирования параметров уравнений этих зависимостей (И. М. Лившиц, 1955а). В результате независимого определения трех указанных ординат по весьма приближенным связям и картам изолиний параметров возникают значительные погрешности в определении остальных ординат, особенно для продолжительностей, меньших 16% и больших 84%.

Для применения метода Грассбергера к построению средней кривой продолжительности расходов Лившиц (1955а, 1955б) вводит в расчет, кроме трех ординат ($k_{0,16}$, $k_{0,50}$ и $k_{0,84}$), еще величину среднего минимума ($k_{мн}$). На эту величину срезаются три исходные ординаты; по срезанным значениям ординат производятся расчеты остальных ординат и к результатам расчета добавляется величина $k_{мн}$. Что же касается отсутствия ограничения кривой продолжительности по верхнему пределу, то, по мнению И. М. Лившица, это не имеет практического значения, с чем, конечно, нельзя согласиться.

Как интерполяционная (при наличии данных наблюдений) эта формула не годится, так как две из расчетных ординат ($k_{0,16}$ и $k_{0,84}$) не входят в число стандартных ординат, помещаемых в гидрологических справочных изданиях. Кроме того, при наличии данных наблюдений имеющееся количество ординат вполне обеспечивает достаточно точное графическое построение средней кривой продолжительности и надобность в интерполяционной формуле вообще отпадает.

При отсутствии же данных наблюдений, помимо определения указанными выше способами четырех ординат, может быть легко установлено также значение среднего максимума ($k_{мк}$), и, таким образом, известными оказываются пять ординат, по которым с достаточной для практических целей точностью можно графически построить среднюю кривую продолжительности. Поэтому предложение И. М. Лившица о применении метода Грассбергера для построения средней кривой продолжительности вообще практически не нужно. По-видимому, это признает и сам Лившиц (1955а), предлагающий графическое построение средней кривой продолжительности по указанным ординатам и показывающий на примере очень хорошую сходимость такого построения с фактической кривой. Для возможности применения этого способа к неизученным рекам Белорусской ССР им даются дополнительно для $k_{мк}$ и $k_{мн}$ формулы зависимости от площади водосбора и карты изолиний параметров этих формул.

Хотя само графическое построение средней кривой продолжительности расходов по пяти ординатам очень просто и достаточно точно, но весь метод в целом мало надежен из-за независимого определения пяти ординат по весьма приближенным формулам и по неточной географической интерполяции параметров этих формул. При таком независимом определении не может быть даже обеспечено основное обязательное условие равенства единице площади кривой продолжительности (см. выше, стр. 221).

Метод Грассбергера был применен и Э. А. Брагилевской (1955) для построения средних кривых продолжительности суточных расходов лет-

не-осеннего периода для неизученных рек Полесья. Для тех же пяти ординат ею установлены формулы зависимости от площади водосбора и составлены карты изолиний географических параметров в этих формулах. Очевидно, что этим построениям присущи те же недостатки, что и упомянутым выше построениям И. М. Лившица для годовых кривых. Следует отметить, что прилагаемое к статье Брагилевской сопоставление для ряда пунктов ординат кривых продолжительности (в пределах от 0,08 до 0,90), фактических и вычисленных по методу Грассбергера, выполнено, принимая фактические ординаты $k_{0,16}$, $k_{0,50}$, $k_{0,84}$, $k_{мн}$ на этих пунктах, а не определенные как для неизученных рек по предлагаемым ею формулам и картам изолиний. Таким образом, это сопоставление является только проверкой, и притом почти в пределах границ интерполяции, рекомендуемой формулы Чебышева — Брунса, пригодность которой в этих пределах не вызывает никаких сомнений. В отношении же применимости построения кривых продолжительности расходов для неизученных рек с помощью предлагаемых формул и карт проверка, к сожалению, отсутствует.

Таким образом, несмотря на внесенные Лившицем дополнения, позволяющие использовать метод Грассбергера для построения средней кривой продолжительности расходов и значительно облегчающие расчеты к этому построению, практическая надобность в применении этого метода для указанной цели отсутствует как при наличии, так и при отсутствии данных наблюдений. Предлагаемый им способ независимого определения пяти ординат по весьма приближенным формулам и по картам изолиний параметров этих формул является ненадежным и неточным.

Как это нами отмечалось (В. Г. Андреянов, 1949), уравнения кривых продолжительности суточных расходов, предложенные Г. А. Алексеевым (1948) в виде квадратной и кубической логарифмических парабол, и соответственные им уравнения кривой использования стока не обладают необходимой гибкостью, имеют узкую область применения и поэтому не получили распространения.

Наиболее подходящим аналитическим выражением, достаточно гибким и удовлетворяющим всем возможным типам формы кривой продолжительности суточных расходов, является предложенное В. А. Урываевым (1941) для этой цели одно из уравнений кривых асимметричной частоты Гудрича (1926)

$$p = 1 - 10^{-c\left(\frac{k_{мк}-k}{k-k_{мн}}\right)^n} \qquad (11.12)$$

или

$$k = \frac{k_{мк} - k_{мн}}{\sqrt[n]{\frac{-\lg(1-p)}{c}+1}} + k_{мн}. \qquad (11.12')$$

К сожалению, параметры c и n не могут быть выражены аналитически через характерные ординаты кривой, а уравнение (11.12) в общем виде не интегрируется, вследствие чего не может быть получено соответственное аналитическое выражение для уравнения кривой использования стока $\varphi(k)$. Логарифмируя дважды уравнение (11.12), получаем следующее выражение логарифмической анаморфозы:

$$\lg[-\lg(1-p)] = \lg c + n \lg \frac{k_{мк}-k}{k-k_{мн}}. \qquad (11.13)$$

Пользуясь этой анаморфозой, можно определить обычным способом

графически параметры c и n, если нам известен ряд значений ординат кривой продолжительности расходов k (в том числе $k_{мк}$ и $k_{мн}$).

Таким способом В. А. Урываевым были определены значения c и n для средних кривых продолжительности суточных расходов по 146 створам рек Европейской территории СССР. Полученные значения c колеблются в пределах от 0,0008 до 0,15, а значения n — в пределах от 0,60 до 1,87. На основании этих определений проведено исследование зависимости c и n от величины площади водосбора, от процента его озерности и от его географического положения. Для величины c эти зависимости получились достаточно четко выраженными. Для величины же n зависимость от процента озерности не обнаруживается совсем, зависимость от площади водосбора весьма слабая, а влияние географического положения сказывается значительно меньше, чем на величину c.

Для возможности построения средней кривой продолжительности для неизученных объектов В. А. Урываевым даются формулы зависимости параметра c от площади и процента озерности водосбора и параметра n — от площади водосбора. Для определения входящих в эти формулы географических параметров им приводятся картограммы. Среднее значение максимального расхода $k_{мк}$ определяется по формуле Д. Л. Соколовского, а для среднего значения минимального расхода $k_{мн}$ составлена картограмма минимальных модулей стока. С помощью указанных расчетных формул и картограмм для любого неизученного объекта могут быть определены величины параметров уравнения (11.12) c, n, $k_{мк}$ и $k_{мн}$ и подсчитаны ординаты средней кривой продолжительности.

Результаты проведенного Урываевым для 146 изученных водных объектов сопоставления определенных по его методу значений кривых продолжительности с фактическими их значениями в ряде случаев показывают хорошую сходимость, а в ряде случаев — значительные отклонения, доходящие до 40% для ординаты с $p=0{,}50$ до 75% — для ординаты с $p=0{,}25$ и до 85% — для ординаты с $p=0{,}08$. Величины площади кривой продолжительности также получаются в ряде случаев значительно отличающимися от единицы (например, в одном случае 1,60, а в другом 0,85). Поэтому Урываев рекомендует обязательно выполнять проверку величин площади кривой и увязку полученных значений ординат для достижения площадью значения единицы. Как будет показано ниже, приведенные значительные расхождения в величинах ординат кривой и несоблюдение условия равенства единице площади кривой обусловливаются не структурой уравнения (11.12), а независимым установлением параметров уравнения c и n, не увязанным с ординатами кривой.

Помимо упоминавшегося выше метода Грассбергера (1932), примененного в СССР И. М. Лившицем, в зарубежной практике получило широкое распространение уравнение кривой продолжительности расходов, которое предложил А. Кутань (1920)

$$\frac{k-k_{ср.\,мн}}{1-k_{ср.\,мн}}=(n+1)(1-p)^n. \tag{11.14}$$

Здесь $k_{ср.\,мн}$ — средний из 30 наиболее низких расходов в году; параметр n определяется по одному из выражений:

$$n=\frac{k_{10}-1}{1-k_{ср.\,мн}}, \tag{11.15}$$

$$\frac{n+1}{2^n}=\frac{k_{180}-k_{ср.\,мн}}{1-k_{ср.\,мн}}, \tag{11.15'}$$

где k_{10} и k_{180} — расходы продолжительностью 10 и 180 дней.

Анализ уравнения (11.14) показывает, что при принятии параметра n по выражению (11.15) для $p=0$ $k=k_{10}$, а для $p=1$ $k=k_{\text{ср мн}}$. Таким образом, в этом случае предельными ординатами кривой продолжительности являются не максимальный и минимальный суточные расходы, как это следовало бы согласно приведенному выше требованию, а расход 10-дневной продолжительности и средний из 30 низких расходов. Не соблюдается также условие равенства среднему расходу площади кривой продолжительности. При определении параметра n по выражению (11.15′) максимальный предел кривой не ограничивается, что является допустимым для абсолютной кривой продолжительности. Кроме того, по уравнению (11.14) получается кривая продолжительности с одной кривизной, в связи с чем область его применения ограниченна. Как признает сам Кутань (1936) в своей более поздней работе, его уравнение приводит к удовлетворительным результатам лишь для рек с ледниковым и горно-снеговым питанием, определяющим зарегулированный характер внутригодового режима стока.

Во Франции, Италии и Германии нашли также применение методы Жибра (1932), Фантоли и Якоби (1934), на которых мы за недостатком места не останавливаемся. Краткое изложение существа этих методов дается И. М. Лившицем (1946, 1948).

ГЛАВА XII

ПРЕДЛАГАЕМЫЙ МЕТОД ПОСТРОЕНИЯ КРИВОЙ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ РАСХОДОВ И КРИВОЙ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СТОКА

1. Обоснование предлагаемого метода [1]

Указанный выше (см. стр. 227) недостаток метода В. А. Урываева (1941) может быть устранен только путем совместного определения параметров c и n уравнения (11.12) в зависимости от характерных показателей кривой продолжительности расходов и кривой использования стока. Для этой цели уменьшим число параметров уравнения (11.12) с четырех ($k_{\text{мк}}$, $k_{\text{мн}}$, c и n)[2] до двух путем введения новой переменной

$$y = \frac{k - k_{\text{мн}}}{k_{\text{мк}} - k_{\text{мн}}}, \tag{12.1}$$

характеризующей превышение расхода над минимальным его значением в долях от полной амплитуды расходов и изменяющейся, как это очевидно, в пределах от 0 до 1 (рис. 46). После подстановки переменной y уравнения (11.12) и (11.12′) принимают следующий вид:

$$p = 1 - 10^{-c\left(\frac{1}{y}-1\right)^n}, \tag{12.2}$$

$$y = \frac{1}{\sqrt[n]{\frac{-\lg(1-p)}{c}+1}}. \tag{12.2′}$$

Для кривой использования стока $\varphi(k)$ введем новую переменную $\psi_y = \int_0^y p\,dy$, выражающую собой площадь графика до заданной величины y.

---

[1] Более подробно см. в работе автора (В. Г. Андреянов, 1949).

[2] Как и в главе XI, все величины даются в относительном выражении (расходы в долях от среднегодового, продолжительности в долях от года).

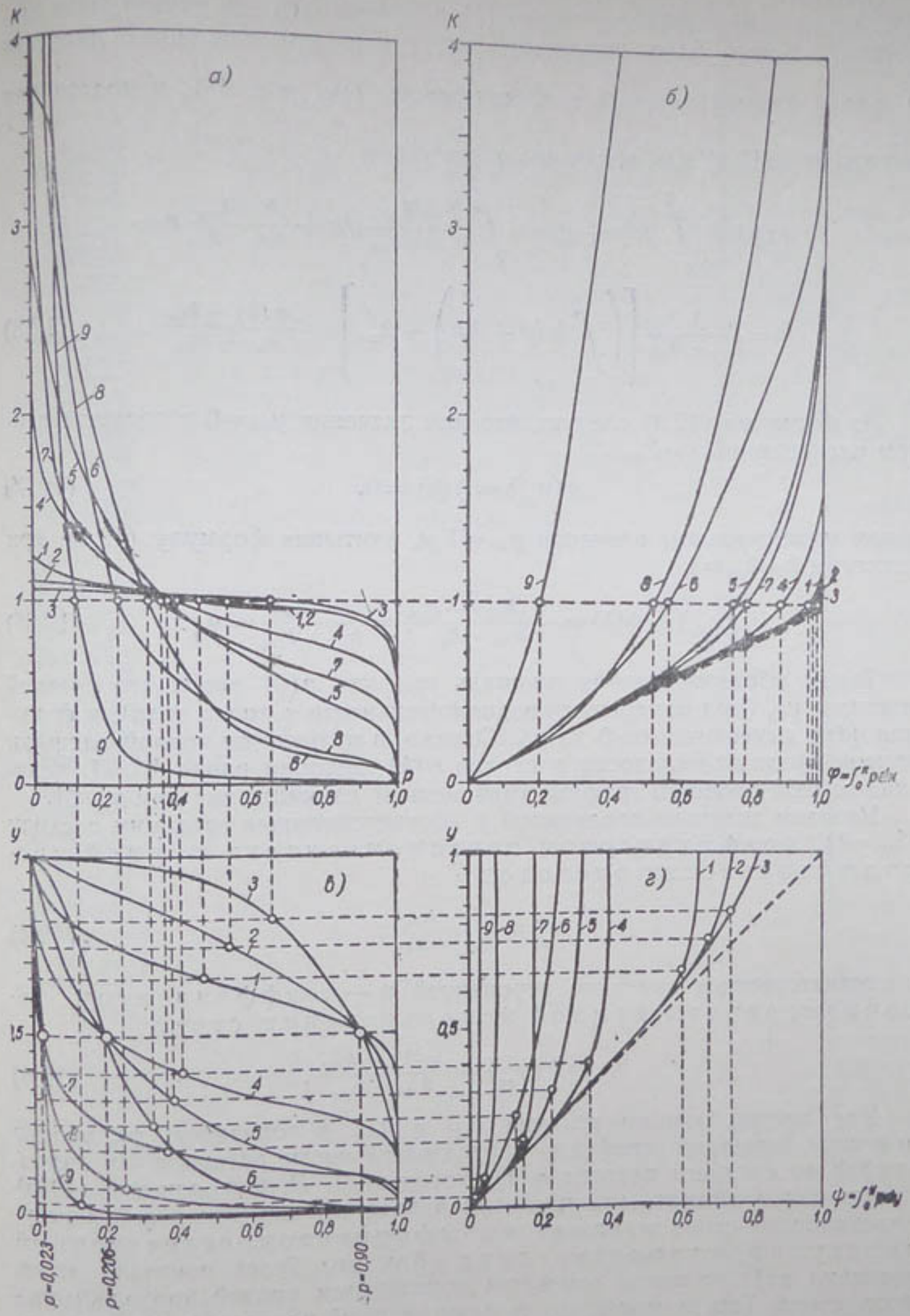


Рис. 46. Графики кривой продолжительности расходов и кривой использования стока при разных значениях параметров c и n.

$а$ — кривые продолжительности расходов $p(k)$; $б$ — кривые использования стока $\varphi(k)$; $в$ — приведенные кривые продолжительности расходов $p(y)$; $г$ — приведенные кривые использования стока $\Psi(y)$. Параметры кривых см. в табл. 49.

Покажем, как связаны между собой переменные $\psi(y)$ и $\varphi(k)$. Учитывая, что аналогично величине $\varphi(k)$ величина $\psi(y)$ до какого-либо значения y может быть выражена как сумма криволинейной площади $\int_p^1 y\,dp$ и прямоугольника с площадью y_p (см. рис. 46), и подставляя выражение (12.1) для величины y, получаем

$$\psi(y)=\int_p^1 y\,dp+yp=\int_p^1 \frac{k-k_{\text{мн}}}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}}\,dp+\frac{k-k_{\text{мн}}}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}}\,p=$$

$$=\frac{1}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}}\left[\left(\int_p^1 k\,dp+kp\right)-k_{\text{мн}}\right]=\frac{\varphi(k)-k_{\text{мн}}}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}}\,. \qquad (12.3)$$

Из формулы (12.3) следует, что при значении $y_{\text{мн}}=0$ и соответственном значении $\varphi(k)=k_{\text{мн}}$

$$\psi(y_{\text{мн}})=\psi(0)=0, \qquad (12.3')$$

а при максимальном значении $y_{\text{мк}}=1$ и, учитывая формулу (12.1), при значении $k=k_{\text{ср}}=1$

$$\psi(y_{\text{мк}})=\psi(1)=\frac{\varphi(k_{\text{мк}})-k_{\text{мн}}}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}}=\frac{1-k_{\text{мн}}}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}}=y_{\text{ср}}. \qquad (12.3'')$$

Таким образом, полная площадь графика $p(y)$ равна его средней ординате $y_{\text{ср}}$ (при измерении продолжительности в долях года), и функция $\psi(y)$ изменяется от 0 до $y_{\text{ср}}$. Однако, в отличие от полной площади кривой продолжительности расходов $\varphi(k)$, которая равна $k_{\text{ср}}=1$, величина полной площади графика $p(y)$ меньше единицы, так как $y_{\text{ср}}<1$.

Назовем значение переменной y, соответствующее среднему расходу ($k_{\text{ср}}=1$), коэффициентом неравномерности кривой продолжительности расходов

$$y_{\text{ср}}=\frac{1-k_{\text{мн}}}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}}, \qquad (12.4)$$

и соответственное значение переменной ψ — коэффициентом неравномерности кривой использования стока

$$\psi_{\text{ср}}=\psi(y_{\text{ср}})=\frac{\varphi(1)-k_{\text{мн}}}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}}\,. \qquad (12.5)$$

Как видим, помимо величин $k_{\text{мк}}$ и $k_{\text{мн}}$, в показатель $\psi_{\text{ср}}$ входит величина площади графика продолжительности расходов (и гидрографа) до среднего расхода $\varphi(1)$, которую Д. Л. Соколовский (1946) предложил принимать как числовой показатель внутригодовой зарегулированности стока и назвал коэффициентом естественной зарегулированности стока. Как это будет показано ниже, величина $\varphi(1)$ является основным показателем кривой продолжительности стока. Тем не менее это не единственный показатель неравномерности (зарегулированности) стока, так как наряду с ней характеризуют степень неравномерности стока также указанные выше показатели $y_{\text{ср}}$ и $\psi_{\text{ср}}$. Поэтому более правильным было бы называть показатель $\varphi(1)$ коэффициентом полноты кривой продолжительности расходов. Однако, учитывая, что предложенный Д. Л. Соколовским термин уже получил распространение в практике, оставляем его без изменения.

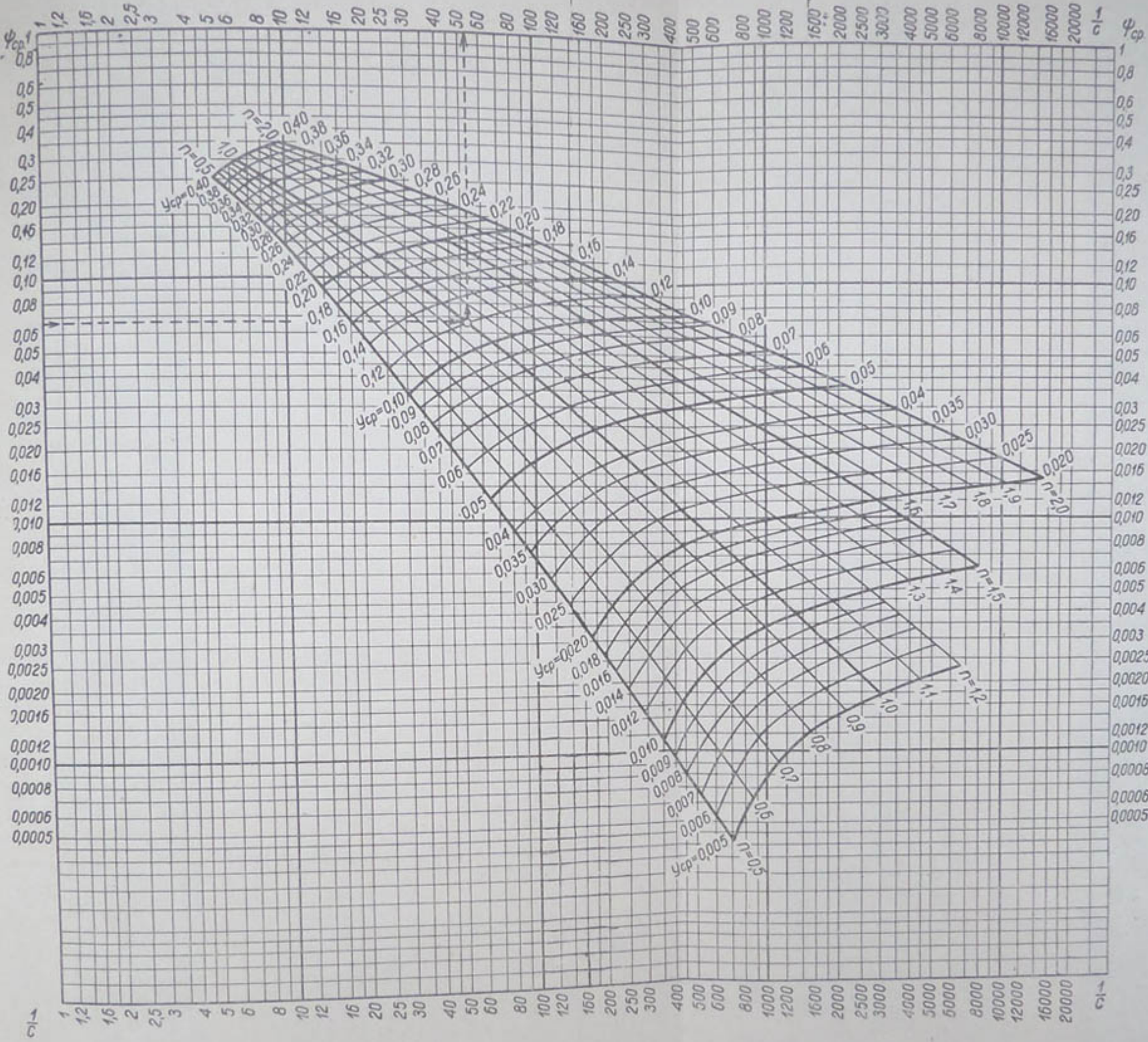


Рис. 47. Номограмма для определения параметров $\frac{1}{c}$ n уравнения кривых продолжительности расходов по заданным величинам $y_{ср}$ и $\psi_{ср}$.

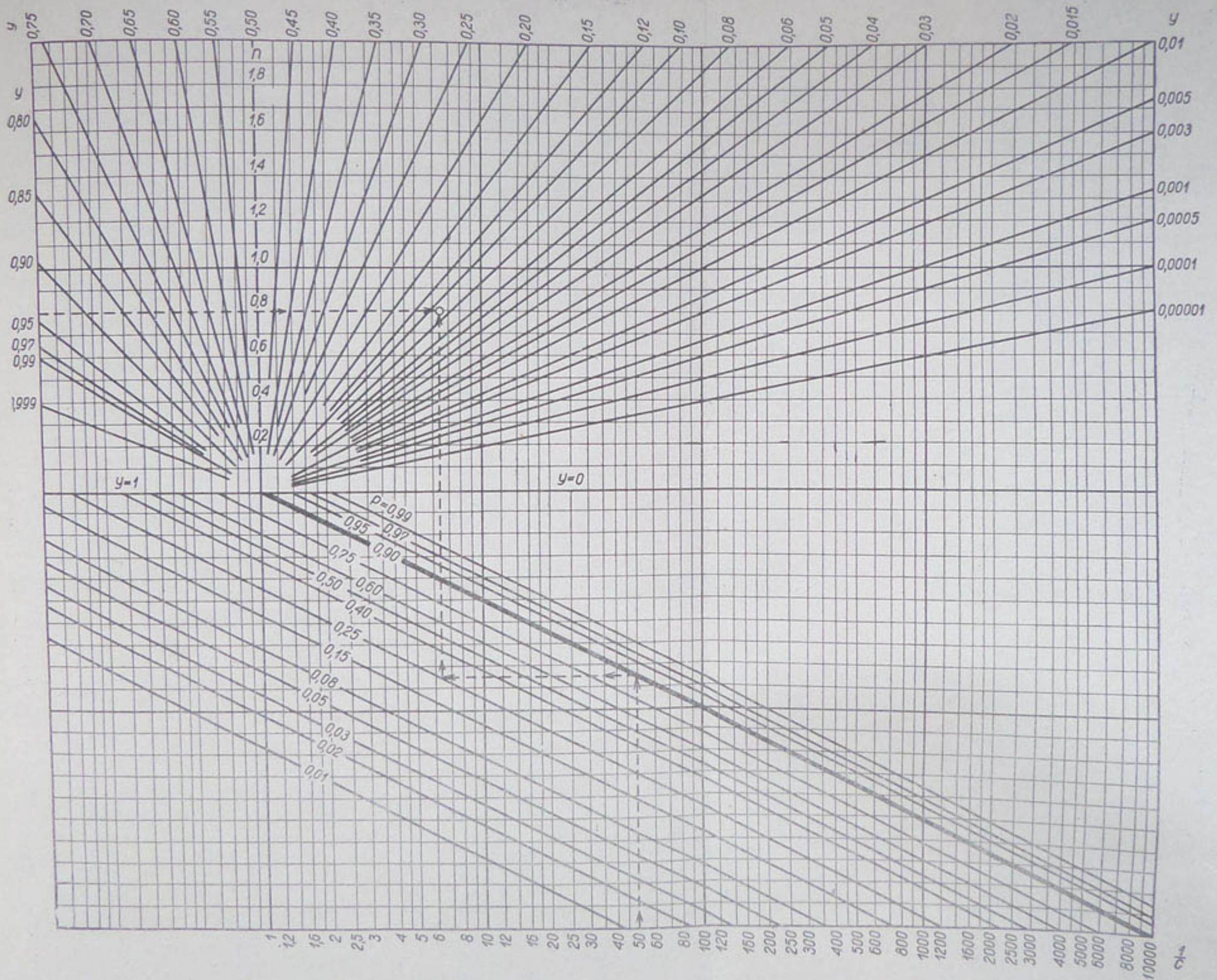


Рис. 48. График для определения по параметрам $\frac{1}{c}$ и n приведенных ординат y кривой продолжительности для любых значений расчетной продолжительности p.

Легко показать, что аналогичные переменные в долях от годовой амплитуды расходов получаются также и для дефицита стока d и избытка стока b [см. формулы (8.1′) и (8.2)]. Как видно из графика $\psi=f(y)$ (см. рис. 46), разность между прямой $\psi=y$ и кривой $\psi(y)$ может быть выражена как

$$\delta(y)=y-\psi(y)=\frac{k-k_{\text{мн}}}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}}-\frac{\varphi(k)-k_{\text{мн}}}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}}=\frac{k-\varphi(k)}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}}=\frac{d(k)}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}}, \quad (12.6)$$

т. е. функция $\delta(y)$ представляет собой выражение дефицита стока $d(k)$ в долях от годовой амплитуды расходов. Аналогично этому функция

$$\gamma(y)=y_{\text{ср}}-\psi(y)=\frac{1-k_{\text{мн}}}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}}-\frac{\varphi(k)-k_{\text{мн}}}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}}=\frac{1-\varphi(k)}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}}=\frac{b(k)}{k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}} \quad (12.7)$$

соответствует избытку стока b, выраженному в долях от годовой амплитуды расходов.

Очевидно, что обратный переход от новых переменных y, ψ, δ, γ к прежним переменным k, φ, d, b может быть легко выполнен по следующим формулам, вытекающим из выражений (12.1), (12.3), (12.6), (12.7):

$$k=y(k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}})+k_{\text{мн}}, \quad (12.8)$$

$$\varphi=\psi(k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}})+k_{\text{мн}}, \quad (12.9)$$

$$d=\delta(k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}), \quad (12.10)$$

$$b=\gamma(k_{\text{мк}}-k_{\text{мн}}). \quad (12.11)$$

Для приведения ординат кривой продолжительности стока к абсолютным значениям расходов Q их ординаты в относительном выражении k следует умножить на средний годовой расход $Q_{\text{ср. г}}$ или же в формуле (12.8) вместо относительных величин $k_{\text{мк}}$ и $k_{\text{мн}}$ подставить соответственные величины расходов $Q_{\text{мк}}$ и $Q_{\text{мн}}$, т. е.

$$Q=y(Q_{\text{мк}}-Q_{\text{мн}})+Q_{\text{мн}}. \quad (12.8')$$

Для приведения относительных величин ординат интегральных кривых использования φ, дефицита стока d и избытка стока b к измерению в объемах стока W следует умножить их на годовой объем стока.

Поскольку из уравнения кривой продолжительности расходов (11.12′) в результате введения новой переменной y исключены параметры $k_{\text{мк}}$ и $k_{\text{мн}}$, в преобразованном уравнении (12.2′) величина ординаты кривой $p(y)$ при заданном значении p, а следовательно, и соответственная величина ординаты кривой $\psi(y)$ зависят только от параметров c и n. Для установления вида этой зависимости были подсчитаны по уравнению (12.2′) значения y для 12 величин продолжительности (от 0 до 1) при 19 различных значениях c (от 0,0002 до 1) и при 6 значениях n (от 0,5 до 2). Соответственные величины

$$\psi=\int_0^p p\,dy=\int_p^1 y\,dp+yp=\int_p^1 \frac{dp}{\sqrt[n]{\frac{-\lg(1-p)}{c}}+1}+yp$$

подсчитывались методом механических квадратур [поскольку уравнение (12.2′) в общем виде не интегрируется] по найденным значениям ординат кривых $p(y)$ последовательно для принятых значений продолжительности от p до 1.

В частном случае при $n=1$ интеграл функции (12.2) от 0 до 1, равный полной площади кривой $p(y)$ или максимальной ординате кривой

$\psi(y)$, может быть выражен через интегральную показательную функцию $Ei(-x)$ (В. Г. Андреянов, 1949, стр. 238—239)

$$\psi(1) = y_{ср} = \int_0^1 p\,dy = -e^{2{,}30c} \cdot 2{,}30cEi(-2{,}30c) \qquad (12.12)$$

или, вычисляя по таблице этой функции (Таблицы специальных функций, 1933, стр. 11, табл. 1) с достаточной для практических целей точностью, по первым трем членам ряда

$$\psi(1) = y_{ср} = 5{,}29\,10^{c}c(c - \lg c - 0{,}611). \qquad (12.12')$$

Подсчитанные по формуле (12.12′) значения $\psi(1)$ были использованы для контроля приближенного интегрирования путем их сопоставления со значениями $\psi(1)$, подсчитанными методом механических квадратур при $n=1$ и различных величинах c. Расхождение обычно не превышало 1%.

Для наглядного представления о характере влияния величин c и n на форму кривых $p(k)$, $\varphi(k)$, $p(y)$, $\psi(y)$ на рис. 46 последние даются для трех значений c (1, 0,1, 0,01) и для трех значений n (2, 1, 0,5). Переход от кривых $p(y)$ и $\psi(y)$ к кривым $p(k)$ и $\varphi(k)$ осуществлялся с помощью формул (12.8) и (12.9). Необходимые для этого значения $k_{мк}$ и $k_{мн}$ определялись по соответствующим каждому сочетанию c и n величинам $y_{ср} = \dfrac{1 - k_{мн}}{k_{мк} - k_{мн}}$, задаваясь дополнительно соотношением $k_{мн} = \dfrac{y_{ср}}{k_{мк}}$.

Параметры кривых, показанных на рис. 46, приводятся в табл. 49.

Таблица 49

Параметры кривых $p(k)$, $\varphi(k)$, $p(y)$, $\psi(y)$, приведенных на рис. 46

№ кривой	c	n	$k_{мк}$	$k_{мн}$	$\varphi(1)$	$p(1)$	$y_{ср}$	$\psi_{ср}$
1	1,0	2,0	1,26	0,52	0,96	0,47	0,653	0,604
2	1,0	1,0	1,11	0,66	0,97	0,54	0,743	0,675
3	1,0	0,5	1,05	0,79	0,98	0,66	0,821	0,740
4	0,1	2,0	2,27	0,17	0,88	0,41	0,395	0,334
5	0,1	1,0	2,86	0,11	0,74	0,38	0,322	0,228
6	0,1	0,5	3,75	0,07	0,57	0,33	0,254	0,136
7	0,01	2,0	5,24	0,04	0,78	0,37	0,185	0,144
8	0,01	1,0	13,0	0,006	0,52	0,25	0,076	0,040
9	0,01	0,5	29,4	0,001	0,20	0,13	0,034	0,0068

Как видно из рассмотрения рис. 46, с увеличением параметра c кривые $p(y)$ и $p(k)$ выравниваются. При этом увеличивается величина максимальной ординаты $\psi(1)$ кривой $\psi(y)$, равной полной площади кривой $p(y)$ и средней ординате $y_{ср}$, уменьшается амплитуда колебания расходов $k_{мк} - k_{мн}$, увеличиваются показатели естественной зарегулированности $\psi_{ср}$ и $\varphi(1)$. Влияние параметра n несколько сложнее: при малых значениях c (0,01 и 0,1) увеличение n вызывает увеличение величин y и k на большей части диапазона p, а при больших значениях c (например, $c=1$) получается обратная картина. Соответственно этому и полная площадь кривой $p(y)$, т. е. величина $\psi(1) = y_{ср}$ при малых c увеличивается с увеличением n, а при больших c — уменьшается. Форма кри-

вых $p(y)$ и $p(k)$ при малом n (например, $n=0{,}5$) с увеличением c изменяется от чисто вогнутой (при $c=0{,}01$, кривая *9*) до чисто выпуклой (при $c=1$, кривая *3*), переходя (при среднем значении $c=0{,}1$, кривая *6*) через промежуточную выпукло-вогнутую форму (выпуклая — в зоне малых p). Увеличение n до 1 при сохранении того же значения c выравнивает кривые $p(y)$ и $p(k)$ (кривые *3* и *2*, *6* и *5*, *9* и *8*). При дальнейшем увеличении n до двух они (кривые *1*, *4*, *7*) принимают вогнуто-выпуклую форму (вогнутую — в зоне малых p).

Таким образом, с изменением параметров c и n кривая $p(k)$ последовательно принимает форму всех указанных выше основных типов, существующих в природе (см. гл. XI, стр. 219). Подбирая соответственное сочетание параметров c и n можно получить кривые $p(k)$, достаточно близкие к самым разнообразным фактическим кривым. Нами было показано (В. Г. Андреянов, 1949, стр. 243), что при применении уравнения (11.12) для определения кривой продолжительности расходов $p(k)$ является недостаточным назначение в дополнение к двум экстремальным точкам кривой ($p=0$, $k=k_{мк}$) и ($p=1$, $k=k_{ми}$) третьей точки, например, соответствующей среднему расходу [$p=p(1)$, $k=1$] или любой иной. Трем заданным точкам кривой соответствует бесчисленное множество пар значений c и n, связанных между собой уравнением, имеющим следующий вид [для случая третьей точки с координатами $p=p(1)$ и $k=1$]:

$$\lg\{-\lg[1-p(1)]\}=\lg c+n\lg\frac{k_{мк}-1}{1-k_{ми}}. \qquad (12.13)$$

Вместе с тем в указанной работе показывается, что для однозначного определения сочетания параметров уравнения (11.12) c и n, а значит для построения кривых $p(k)$ и $\varphi(k)$ является необходимым и достаточным задание третьей точки (дополнительно к заданию $k_{мк}$ и $k_{ми}$) не на кривой $p(k)$, а на кривой $\varphi(k)$, а именно задание величины коэффициента полноты диаграммы кривой продолжительности (коэффициента естественной зарегулированности, по Д. Л. Соколовскому) $\varphi(1)$, соответствующей расходу $k=1$. Как видно из формул (12.4) и (12.5), задание экстремальных расходов $k_{мк}$ и $k_{ми}$ определяет величину показателя $y_{ср}$, а дополнительное задание $\psi(1)$ — величину показателя $\varphi_{ср}$.

Из трех показателей внутригодового режима стока: $k_{мк}$, $k_{ми}$ и $\varphi(1)$ наибольшее влияние на форму кривой продолжительности расходов оказывает показатель $\varphi(1)$, характеризующий соотношения площади кривой до среднего расхода и полной площади и вместе с тем отличающийся большой устойчивостью и хорошо отражающий влияние физико-географических условий (см. гл. VIII, стр. 160). Как показали исследования (В. Г. Андреянов, 1949, стр. 244), даже очень значительные изменения величины $k_{мк}$ мало отражаются на форме кривой продолжительности кроме самой верхней ее части, представляющей меньший практический интерес. Различное влияние $\varphi(1)$ и $k_{мк}$ на форму кривой продолжительности объясняется тем, что при изменении $\varphi(1)$ изменяется только приведенный показатель $\psi_{ср}$, что вызывает значительное изменение параметров уравнения c и n, а при изменении $k_{мк}$ изменяются почти в одинаковой степени $y_{ср}$ и $\psi_{ср}$, в связи с чем параметры c и n изменяются незначительно. Влияние на форму кривой продолжительности величины $k_{ми}$ тоже слабее, чем влияние $\varphi(1)$, но сильнее, чем $k_{мк}$, и сказывается главным образом на нижней части кривой. Приведенный анализ влияния различных показателей внутригодового режима стока на форму кривой продолжительности позволяет при ее построении для типовых

лет или для неизученных рек принимать приближенное значение $k_{мк}$ (а иногда и $k_{мн}$; см. ниже стр. 245 и 246).

В связи с тем, что уравнение (12.2) в общем виде не интегрируется, связь между гидрологическими показателями $y_{ср}$ и $\psi_{ср}$ с одной стороны, и параметрами уравнения (12.2) c и n, с другой, не может быть выражена аналитически. Для возможности нахождения по заданным значениям гидрологических показателей $y_{ср}$ и $\psi_{ср}$ параметров уравнения (12.2) $\frac{1}{c}$ и n составлена номограмма, связывающая указанные четыре величины (рис. 47). Пользование этой номограммой поясняется ключом, показанным на ней.

Для определения значений y и ψ, соответствующих различным значениям обеспеченности p при найденных параметрах $\frac{1}{c}$ и n, построены две номограммы.

Первая из них — для определения значений y (рис. 48) — построена на основании следующих соображений. Приведенное выше в главе XI уравнение логарифмической анаморфозы (11.13) при подстановке в него переменной $y=\frac{k-k_{мн}}{k_{мк}-k_{мн}}$ может быть преобразовано следующим образом:

$$\lg[-\lg(1-p)] = -\lg\frac{1}{c} + n\lg\left(\frac{1}{y}-1\right) \qquad (12.14)$$

и далее

$$n = a\left(\lg\frac{1}{c}+b\right), \qquad (12.14')$$

где

$$a = \frac{1}{\lg\left(\frac{1}{y}-1\right)} \leqslant 0, \quad b = \lg[-\lg(1-p)] \leqslant 0.$$

Из уравнения (12.14′) ясно, что зависимость n от величины $\lg(\frac{1}{c}+b)$ выражается семейством прямых, проходящих через начало координат с угловым коэффициентом a, величина которого зависит от величины y. При изменении y от 0 до 1 угол наклона прямой (12.14′) к оси $\lg\frac{1}{c}+b$ изменяется от 0 до 180°, переходя через значение 90° при $y=0{,}5$. Этот пучок прямых нанесен на графике $n=f(\lg\frac{1}{c}+b)$ в верхней части рис. 48. Для перехода от заданного значения $\frac{1}{c}$ к величине $\lg\frac{1}{c}+b$ в нижней части рис. 48 построена абака прямых связи величин $\lg\frac{1}{c}+b$ с величинами $\lg\frac{1}{c}$ и p. Очевидно, что при $p=0{,}90$ величина $b=0$ и соответственная прямая связи проходит через начало координат (угол наклона этой прямой к горизонтали может быть взят произвольным). Прямые связи при других значениях p должны быть параллельны основной прямой (при $p=0{,}90$) и отстоять от нее по горизонтали на соответственные отрезки, численно равные $b=\lg[-\lg(1-p)]$.

Порядок пользования описанной выше номограммой показан стрелками на рис. 48 на примере для $p=0{,}25$ при значениях $\frac{1}{c}=50$ и $n=0{,}80$.

Кроме того, номограмма (рис. 48) может быть использована для решения обратной задачи — нахождения продолжительности p для заданного значения y при ранее определенных параметрах $\frac{1}{c}$ и n. Для

пояснения пользования номограммой в этом случае может служить нанесенный на ней ключ для решения прямой задачи (определения y по известным p, $\frac{1}{c}$ и n) лишь с той разницей, что на вертикальной линии ключа, проходящей через верхнюю и нижнюю части номограммы, направление стрелки должно быть обратным показанному.

Построение аналогичной номограммы для определения величин ψ представляет значительно бóльшие затруднения, так как расчетные зависимости не могут быть в этом случае выражены аналитически, а графическое их построение приводит к более сложным семействам кривых. Поэтому пришлось ограничиться построением для каждого из расчетных значений обеспеченности (0,08; 0,25; 0,50 и 0,75) отдельного графика семейства кривых $n=f\left(\frac{1}{c}\right)$ при разных значениях ψ (рис. 49). Порядок пользования этими графиками показан стрелками на том же примере для $p=0{,}25$ при значениях $\frac{1}{c}=50$ и $n=0{,}80$.

По номограммам на рис. 48 и 49 находим значения y и ψ для расчетных значений продолжительности и определяем соответственные значения k и φ по формулам (12.8) и (12.9), после чего могут быть построены кривые $p(k)$ и $\varphi(k)$.

Для решения ряда практических задач бывает необходимо установить продолжительность среднего расхода $p(1)$ (см., например, гл. X, стр. 199). Это может быть выполнено без построения кривой продолжительности расходов с помощью уравнения логарифмической анаморфозы (12.14), применяя его для $p=p(1)$ и соответственного ему значения $y=y_{ср}$. При этом уравнение (12.14) принимает следующий вид:

$$\lg\{-\lg[1-p(1)]\}=-\lg\frac{1}{c}+n\lg\left(\frac{1}{y_{ср}}-1\right). \qquad (12.14а)$$

Для решения этого уравнения достаточно знать величины $k_{мн}$, $k_{мк}$ и $\varphi(1)$, по которым, пользуясь формулами (12.4) и (12.5), определяются соответственные значения $y_{ср}$ и $\psi_{ср}$ и далее по номограмме (рис. 47) параметры уравнения $\frac{1}{c}$ и n. Подставляя полученные значения $\frac{1}{c}$, n и $y_{ср}$ в правую часть уравнения (12.14а) и дважды потенцируя результат, находим величину $1-p(1)$ и далее $p(1)$. На основании результатов расчета для ряда сочетаний величин $y_{ср}$ и $\psi_{ср}$ был построен график зависимости $p(1)$ от $y_{ср}$ и $\psi_{ср}$ (рис. 50).

При рассмотрении предлагаемой схемы величины ординат кривой продолжительности для упрощения выражались в долях от среднего годового расхода k, а кривой использования стока — в долях от стока данного года φ. Нетрудно показать, что предлагаемая схема не изменится и составленные номограммы могут быть использованы для построения кривых продолжительности расходов и использования стока за отдельные годы при выражении ординат этих кривых в долях от среднемноголетнего расхода и годового объема K, $\Phi(K)$ и даже при выражении их в абсолютных величинах расходов Q, $\Phi(Q)$. В самом деле, величины входящих в схему расчета приведенных функций y и ψ и параметров $y_{ср}$ и $\psi_{ср}$ являются безразмерными и не зависят от единиц измерения, в которых выражены ординаты кривых продолжительности расходов и использования стока. Следует только помнить, что средний расход данного года равен в этом случае не единице, а величине годового модульного коэффициента m (или расхода $Q_{ср.г}$) и коэффициент естественной зарегулированности будет выражаться как $\Phi(m)$, или

$\Phi(Q_{ср.г})$. В частном случае для средней кривой продолжительности, для которой $m=1$ и $Q_{ср.г}=\overline{Q}$, коэффициент зарегулированности $\Phi(1)$, или $\Phi(\overline{Q})$ (см. гл. VIII, табл. 33).

Для водотоков с перемежающимся стоком также применим предлагаемый метод, но с некоторыми его видоизменениями, обусловленными тем, что расход k, уменьшаясь с увеличением p, достигает нулевого значения при $p=p_0<1$. В этом случае вместо величины

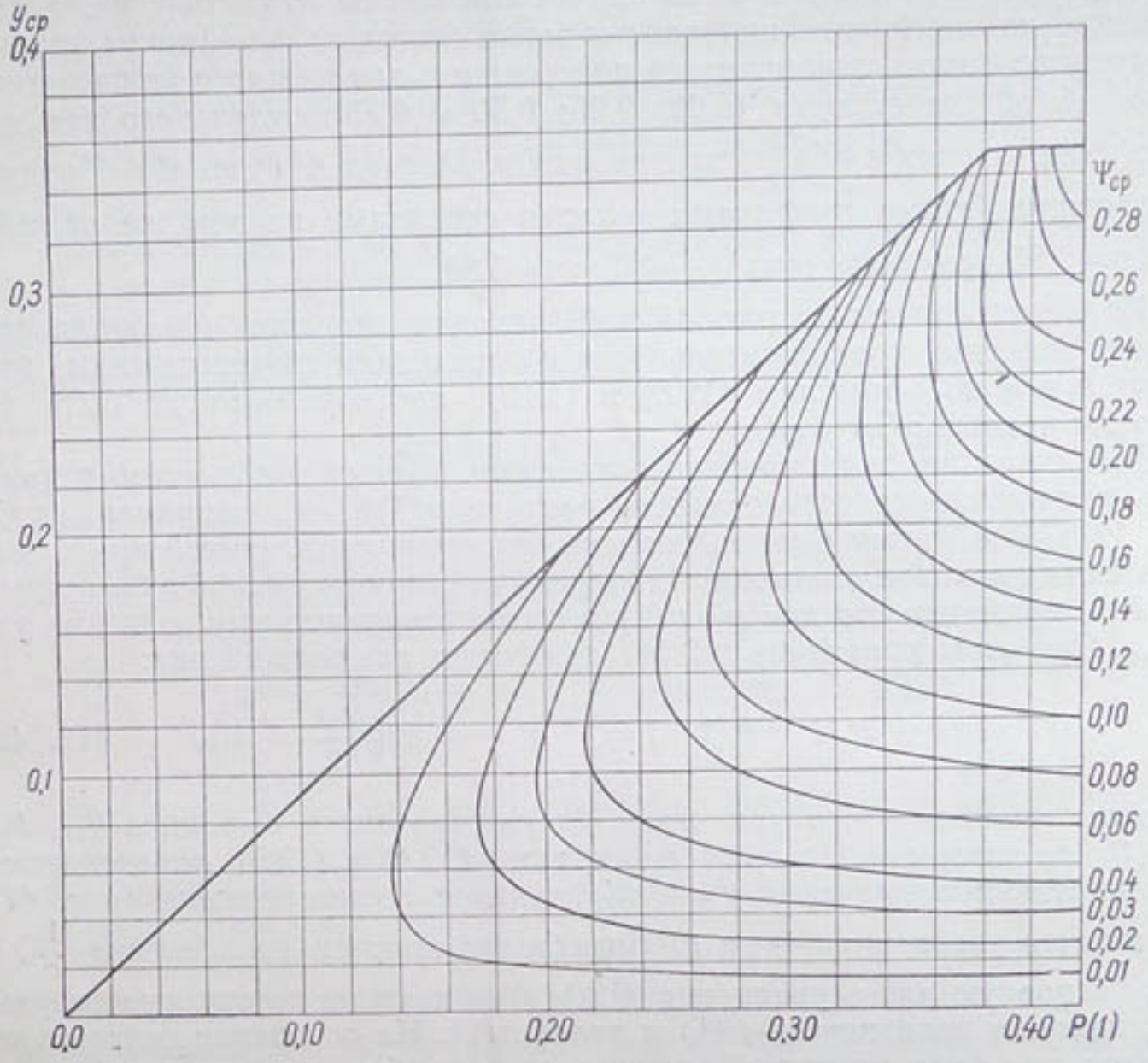


Рис. 50. График зависимости продолжительности среднегодового расхода p (1) от параметров $y_{ср}$ и $\Psi_{ср}$

$k_{мн}$ определяющим показателем становится величина p_0, и основной метод видоизменяется следующим образом.

Для возможности пользоваться теми же номограммами принимаем фактическую продолжительность стока p_0 за единицу. При этом меняется горизонтальный масштаб и любое p превращается в $p'=\frac{p}{p_0}>p$. При этом новом горизонтальном масштабе величина полной площади кривой продолжительности, а следовательно, и средний расход будут равны

$$\varphi'(k_{мк})=k'_{ср}=\int_0^{k_{мк}} p'dk=\frac{1}{p_0}\int_0^{k_{мк}} pdk=\frac{1}{p_0}. \qquad (12.15)$$

Отсюда основные показатели кривой при новом масштабе [вместо $\varphi(1)$, $y_{ср}$ и $\psi_{ср}$] получаются следующими:

$$\varphi'(k'_{ср}) = \int_0^{\frac{1}{p_0}} p'dk = \frac{1}{p_0}\int_0^{\frac{1}{p_0}} pdk = \frac{\varphi\left(\frac{1}{p_0}\right)}{p_0}, \qquad (12.16)$$

где $\varphi\left(\frac{1}{p_0}\right)$ — площадь кривой продолжительности при прежнем масштабе до величины $k=\frac{1}{p_0}=k'_{ср}$:

$$y'_{ср} = \frac{k'_{ср}}{k_{мк}} = \frac{1}{p_0 k_{мк}} = \frac{y_{ср}}{p_0}, \qquad (12.17)$$

$$\psi'_{ср} = \psi'(y'_{ср}) = \frac{\varphi'(k'_{ср})}{k_{мк}} = \frac{\varphi\left(\frac{1}{p_0}\right)}{p_0 k_{мк}} = \frac{\psi\left(\frac{y_{ср}}{p_0}\right)}{p_0}. \qquad (12.18)$$

Для найденных по формулам (12.17) и (12.18) значений $y'_{ср}$ и $\psi'_{ср}$ находим соответственные значения $\frac{1}{c}$ и n уравнения (12.2) по номограмме (рис. 47) и далее для расчетных значений продолжительности — по графикам (рис. 48 и 49) величины y' и ψ', от которых переходим к значениям k и φ по формулам:

$$k = y' k_{мк}, \qquad (12.8'')$$

$$\varphi = \psi' p_0 k_{мк}. \qquad (12.9')$$

Возвращаясь к прежнему масштабу продолжительностей, все найденные значения k и φ относим к $p=p'p_0$ и по этим данным строим кривые продолжительности расходов $p(k)$ и использования стока $\varphi(k)$.

Кривые продолжительности расходов и использования стока для частей года (периодов, сезонов, месяцев) как средние многолетние, так и для отдельного года могут быть построены тем же методом и с помощью тех же номограмм, но при расчете расходы выражаются в долях от среднего расхода данного сезона (периода) года, коэффициенты φ — в долях от объема стока за сезон, а продолжительности — в долях от его длительности. После окончания расчета расходы и коэффициенты использования для расчетных величин продолжительности могут быть приведены к долям годового расхода и стока, а величины продолжительности — к долям года. Таким образом, сезонные кривые продолжительности расходов и использования стока могут быть построены совместно с соответственными годовыми кривыми в одинаковом измерении. Подробнее этот вопрос рассмотрен в работе автора (В. Г. Андреянов, 1951, стр. 117).

Изложенный выше метод, основанный на предложенном В. А. Урываевым уравнении (11.12) и дополненный нами в отношении определения параметров этого уравнения через показатели режима стока $k_{мк}$, $k_{мн}$ и $\varphi(1)$, был проверен (В. Г. Андреянов, 1949) для 41 реки в самых различных физико-географических условиях путем сопоставления полученных расчетом [по величинам $k_{мк}$, $k_{мн}$ и $\varphi(1)$] характерных ординат средней кривой продолжительности расходов с фактическими значениями ординат. Для всех рассматривавшихся рек среднее расхождение по ординатам всех расчетных продолжительностей (0,08; 0,25; 0,50 и 0,75) составляет 8,5%, причем наименьшая величина среднего расхо-

ждения (±5,4%) получается для $p=0{,}50$ и наибольшая (±12,8%) для $p=0{,}75$. Из 164 ординат для 149 (90% случаев) расхождение не превышает 16%; лишь в 10 случаях оно находится в пределах от 17 до 25% и в 2 случаях составляет 34—36%. Наконец, в 3 случаях при очень малых абсолютных значениях ординат для $p=0{,}75$ расхождения достигают 47—80%. Следует отметить, что расхождения по отдельным ординатам кривой продолжительности расходов для изученных рек не являются исчерпывающим критерием для суждения о пригодности того или иного метода построения кривой продолжительности расходов для неизученной реки в целях ее использования для водохозяйственных расчетов (для чего, собственно, и разрабатываются методы построения с помощью аналитических выражений, а не для интерполяции между расчетными ординатами для изученных рек). Гораздо большее значение имеет возможность посредством такого метода правильно передать общую форму кривой продолжительности расходов, отражающую влияние зональных и местных физико-географических условий на внутригодовой режим стока для всех основных типов формы (см. гл. XI, стр. 219).

Проведенное (В. Г. Андреянов, 1949) сопоставление результатов расчета по предлагаемому и по другим методам (М. А. Мосткова, И. М. Лившица, Грассбергера, Г. А. Алексеева) показало следующее. Для отдельных типов формы средней кривой продолжительности расходов и получаются одинаковые (а иногда и несколько лучшие, чем по предлагаемому методу) результаты при применении метода М. А. Мосткова (для горных рек с зарегулированным режимом) или метода Грассбергера (для равнинных рек с незарегулированным режимом при чисто вогнутой форме кривой продолжительности). Однако для других типов формы методы Мосткова и Грассбергера мало пригодны или вовсе не пригодны.

Предлагаемый метод построения кривой продолжительности расходов получил распространение и, в частности, был использован П. С. Кузиным (1953) применительно к неизученным рекам южной части Западной Сибири, Северного и Центрального Казахстана и Ш. А. Шахбазян (1957) для неизученных рек Армянской ССР.

В последние годы в ряде работ было проведено сопоставление результатов расчета по предлагаемому методу и по методу Грассбергера (см. гл. XI, стр. 224) применительно к рекам Полесья. Выполненное Э. А. Брагилевской (1955) для кривых продолжительности расходов летне-осеннего периода сопоставление характерных ординат кривой, рассчитанных по обоим методам, с фактическими данными показало несколько лучшую сходимость с последними результатов расчета по методу Грассбергера. Но так как при расчете по этому методу принимались в качестве заданных ординаты для продолжительности 0,16, 0,50 и 0,84, то хорошая сходимость для ординат при близких к ним продолжительностях 0,25, 0,50, 0,75 и 0,90 не может служить свидетельством преимущества этой интерполяционной формулы для расчета по неизученным рекам. Примерно такие же результаты сопоставления этих методов получились для годовых кривых продолжительности расходов в работе А. И. Мурашко и Г. Н. Гурло (1957). В последней работе отмечены также менее благоприятные результаты по формулам И. М. Лившица (см. гл. XI, стр. 223) и установлена неприменимость формул М. А. Мосткова и Г. А. Алексеева (см. стр. 222 и 226).

Наконец, в работе В. Н. Заяц (1957) отмечается, что примененное В. А. Урываевым уравнение асимметричной частоты (11.12) является «наиболее гибким и довольно близко удовлетворяющим разным типам

режима», но вместо коэффициента естественной зарегулированности $\varphi(1)$ предлагается принимать значения ординат $k_{0,16}$ и $k_{0,84}$, для которых выведены связи с параметрами уравнения c и n. С этим изменением метода согласиться нельзя, учитывая менее ясную зависимость этих показателей от физико-географических условий, меньшую их устойчивость и в результате меньшую надежность их определения для неизученных рек по сравнению с коэффициентом $\varphi(1)$.

Таким образом, на основании опыта применения и по материалам сопоставления с фактическими данными и с результатами расчета по другим методам для рек в различных физико-географических условиях (в том числе и для рек с перемежающимся стоком) можно отметить, что предлагаемый метод расчета кривой продолжительности расходов и кривой использования стока, основанный на уравнении асимметричной частоты (11.12), предложенном В. А. Урываевым (1941), и дополненный (В. Г. Андреянов, 1949) в отношении способа определения параметров уравнения (11.12) по трем характерным показателям режима стока [максимальному $k_{мк}$ и минимальному $k_{мн}$ расходам и коэффициенту естественной зарегулированности $\varphi(1)$] обладает следующими преимуществами:

1. Структура примененного уравнения (11.12) является достаточно гибкой, чтобы отражать с достаточной для практических целей точностью все основные природные формы кривой продолжительности расходов как для средней кривой, так и для отдельных лет. Поэтому предлагаемый метод имеет не местное, а общее значение.

2. Строго соблюдается условие равенства единицы площади кривой продолжительности расходов, так как это условие предусмотрено самой схемой решения уравнения (11.12).

3. Хотя уравнение (11.12) в общем виде не интегрируется, но с помощью составленных номограмм может быть одновременно построена также кривая использования стока, имеющая большое значение для водохозяйственных расчетов.

4. Определение ординат кривой продолжительности расходов и кривой использования стока за счет построенных номограмм получается достаточно простым.

5. Параметры c и n уравнения (11.12), определяющие форму кривой продолжительности расходов и кривой использования стока и ординаты этих кривых, хотя и не аналитически, но с помощью номограмм связаны функционально с конкретными гидрологическими показателями: коэффициентом естественной зарегулированности стока, максимальным и минимальным расходами. Поэтому предлагаемый метод может быть использован при наличии данных наблюдений для построения типовых кривых продолжительности расходов и использования стока для заданного сочетания водности года и его внутригодовой неравномерности (см. ниже, стр. 246) и для измененных под влиянием хозяйственной деятельности физико-географических условий, а также при отсутствии данных наблюдений путем определения указанных показателей режима стока методом гидрологической аналогии и географической интерполяции с введением поправок на местные физико-географические условия (величина площади водосбора и его озерность) и на влияние хозяйственной деятельности человека.

Из прочих рассмотренных в главе XI методов, по-видимому, допустимо в некоторых случаях для горных рек применение формул (11.1) и (11.2) М. А. Мосткова (см. гл. XI, стр. 222), а для абсолютной кривой продолжительности — метода Грассбергера с использованием разработанных И. М. Лившицем вспомогательных таблиц (см. стр. 224). Что

же касается предлагаемого Лившицем применения метода Грассбергера для построения средней кривой продолжительности неизученной реки с установлением (по эмпирическим формулам зависимости от площади водосбора и по картам изолиний параметров этих формул) пяти ординат кривой ($k_{мк}$, $k_{0,16}$, $k_{0,50}$, $k_{0,84}$, $k_{мн}$), то как было показано (см. гл. XI, стр. 225), это предложение нельзя считать целесообразным, так как, с одной стороны, при наличии пяти ординат нет надобности в применении интерполяционной формулы Грассбергера, а с другой — независимое приближенное определение пяти ординат не может обеспечить достаточно надежное построение кривой продолжительности.

2. Практическое применение предлагаемого метода для расчета ординат кривых продолжительности расходов и использования стока по заданным значениям $k_{мк}$, $k_{мн}$ и $\varphi(1)$

Практическое применение рассмотренного выше метода для определения ординат кривой продолжительности расходов и кривой использования стока покажем на примере при заданных значениях показателей режима стока (в долях от среднегодового расхода): максимального расхода $k_{мк}=9{,}40$, минимального расхода $k_{мн}=0{,}10$ и коэффициента естественной зарегулированности $\varphi(1)=0{,}56$.

По формулам (12.4) и (12.5) подсчитываем величины:

$$y_{ср}=\frac{1-k_{мн}}{k_{мк}-k_{мн}}=\frac{1-0{,}10}{9{,}40-0{,}10}=0{,}097,$$

$$\psi_{ср}=\frac{\varphi(1)-k_{мн}}{k_{мк}-k_{мн}}=\frac{0{,}56-0{,}10}{9{,}40-0{,}10}=0{,}050.$$

По найденным величинам $y_{ср}$ и $\psi_{ср}$ определяем с помощью номограммы (см. рис. 47) значения параметров уравнения (12.2): $n=0{,}90$, $\frac{1}{c}=60$. По ним для расчетных значений продолжительности по графику (на рис. 48) определяем величину y и по графику (рис. 49) — величины ψ. Результаты приводятся в табл. 50.

Таблица 50

	Продолжительность p						
	0	0,08	0,25	0,50	0,75	0,90	1
y	1	0,29	0,097	0,040	0,018	0,011	0
k	9,40	2,80	1,00	0,47	0,27	0,10	0,10
ψ	0,097	0,078	0,049	0,029	0,016	—	0
φ	1,0	0,82	0,56	0,37	0,25	—	0,10

Соответственные значения ординат кривой продолжительности расходов k и кривой использования стока φ находим по формулам (12.8) и (12.9). Например, при $p=0{,}08$:

$$k_{0,08}=y_{0,08}(k_{мк}-k_{мн})+k_{мн}=0{,}29\,(9{,}40-0{,}10)+0{,}10=2{,}80,$$

$$\varphi_{0,08}=\psi_{0,08}(k_{мк}-k_{мн})+k_{мн}=0{,}078\,(9{,}40-0{,}10)+0{,}10=0{,}82.$$

Очевидно, что при $k=k_{мн}$ величина $\psi=0$ и $\varphi=k_{мн}$, а при $k=k_{мк}$ величина $\psi=y_{ср}=0{,}097$ и $\varphi=1$. Результаты подсчетов приводятся в табл. 50.

По найденным значениям k и φ могут быть построены кривая продолжительности расходов $p(k)$ и кривая использования стока $\varphi(k)$.

Для построения могут быть использованы значения ординат не только для указанных основных значений продолжительности p, но и для ряда других значений p, а также точка для среднего расхода с координатами $k=1$ и $p=p(1)$, где величина $p(1)$ определяется по уравнению (12.14а). Для рассматриваемого примера

$$\lg\{-\lg[1-p(1)]\}=-\lg\frac{1}{c}+n\lg\left(\frac{1}{y_{ср}}-1\right)=$$

$$=-\lg 60+0{,}90\lg\left(\frac{1}{0{,}097}-1\right)=-0{,}907=\bar{1}{,}093.$$

Потенцируя первый раз, получаем

$$-\lg[1-p(1)]=0{,}124;\quad \lg[1-p(1)]=-0{,}124=\bar{1}{,}876,$$

и потенцируя вторично,

$$1-p(1)=0{,}75,$$

откуда

$$p(1)=1-0{,}75=0{,}25.$$

То же значение $p(1)$ мы получаем по номограмме на рис. 50. В данном случае величина $p(1)$ совпадает с одним из стандартных значений продолжительности.

При построении кривой использования $\varphi(k)$ следует учитывать, что при $k=k_{мк}$ она касается вертикальной прямой $\varphi=1$, при $k=k_{мн}$ касается прямой $\varphi=k$, а в зоне значений k от 0 до $k_{мн}$ сливается с ней (см. рис. 24). Помимо этого, для построения кривой $\varphi(k)$ может быть также использовано известное нам значение $\varphi(1)$. Таким образом, всего вместе с конечными точками (при $k=0$ и $k=k_{мк}$) и точкой $\varphi(k_{мн})=k_{мн}$ для построения кривой $\varphi(k)$ получается восемь точек.

Если это понадобится для более точного выявления формы кривой использования, может быть легко установлено дополнительное значение φ' для любого значения k' и соответственного ему значения p' путем прибавления к ранее определенной величине φ (при соответственных значениях k и p) добавочной площади графика продолжительности $\Delta\varphi$, представляющей собой трапецию с основаниями p и p' и высотой $k'-k$, т. е.

$$\Delta\varphi=\frac{p+p'}{2}(k'-k). \qquad (12.19)$$

Для участков кривой продолжительности с большой кривизной с целью учета криволинейности одной из сторон трапеции $\Delta\varphi$ предпочтительнее вместо полусуммы оснований трапеции принимать ее среднюю ширину $p'_{ср}$, соответствующую на графике продолжительности расходу

$$k_{ср}=\frac{k+k'}{2},\quad \text{т. е. } \Delta\varphi=p'_{ср}(k'-k). \qquad (12.19')$$

Для рассмотренного выше примера определим значение φ при $p=0{,}05$. Находим по номограмме на рис. 48 при ранее найденных значениях $\frac{1}{c}=60$ и $n=0{,}90$ величину $y_{0{,}05}=0{,}41$, откуда $k_{0{,}05}=0{,}41(9{,}40-$

$-0,10)+0,10=3,91$. Ввиду незначительной кривизны на этом участке кривой $\varphi(k)$ пользуемся формулой (12.19). При $p=0,08$ и $k=2,80$

$$\Delta\varphi=\frac{p+p'}{2}(k'-k)=\frac{0,08+0,05}{2}(3,91-2,80)=0,072\cong 0,07,$$

и далее

$$\varphi_{0,05}=\varphi_{0,08}+\Delta\varphi=0,82+0,07=0,89.$$

Рассмотрим также пример расчета ординат кривой продолжительности расходов и кривой использования стока для водотока с перемежающимся стоком (р. Боса у с. Скеля с площадью водосбора 6,9 км², в Крыму) по следующим исходным данным: максимальный расход $k_{мк}=69,2$, продолжительность пересыхания $p_0=0,25$ и для $k'_{ср}=\frac{1}{p_0}=4$ коэффициент использования стока $\varphi\left(\frac{1}{p_0}\right)=\varphi(4)=0,35$.

Определяем по формулам (12.17) и (12.18):

$$y'_{ср}=\frac{1}{p_0k_{мк}}=\frac{1}{0,25\cdot 69,2}=0,058,$$

$$\psi'_{ср}=\frac{\varphi\left(\frac{1}{p_0}\right)}{p_0k_{мк}}=\frac{0,35}{0,25\cdot 69,2}=0,020.$$

Для найденных значений $y'_{ср}$ и $\psi'_{ср}$ находим по номограмме на рис. 47 величины $n=0,65$ и $\frac{1}{c}=75$. При этих значениях n и $\frac{1}{c}$ для расчетных значений p определяем по графику (рис. 48) величины y', а по графику (рис. 49) величины ψ'. Переходим от значений y' и ψ' к значениям k и φ по формулам (12.8′) и (12.9′)

$$k=y'k_{мк}=69,2y';\quad \varphi=\psi'p_0k_{мк}=0,25\cdot 69,2\psi'=17,3\psi'.$$

Полученные значения k и φ относим к значениям $p=p'p_0=0,25p$. Результаты расчетов сводим в табл. 51.

Таблица 51

p'	$p=0,25p'$	y'	$k=69,2y'$	ψ'	$\varphi=17,3\psi'$
0	0	1	69,2	0,058	1
0,08	0,02	0,150	10,4	0,032	0,55
0,25	0,062	0,030	2,08	0,012	0,21
0,50	0,125	0,0075	0,52	0,006	0,10
0,75	0,188	0,0030	0,21	0,003	0,05
0,90	0,225	0,0015	0,10	—	—
1	0,25	0	0	0	0

3. Построение кривой продолжительности расходов и кривой использования стока при отсутствии данных наблюдений

Как это очевидно, при применении изложенного выше метода задача построения кривой продолжительности расходов и кривой использования стока при отсутствии данных наблюдений сводится к установлению для рассчитываемого водного объекта трех показателей режима стока: максимального и минимального расходов и коэффициента естественной зарегулированности. Кроме того, должна быть, конечно, установлена

величина среднемноголетнего расхода (если ведется построение средней кривой продолжительности) или среднего расхода заданного характерного года, если построение кривой ведется для этого года. После этого указанные три показателя могут быть выражены в долях от среднегодового расхода и годового объема стока ($k_{мк}$, $k_{мн}$ и φ). По величинам этих трех исходных показателей расчеты ординат кривых $p(k)$ и $\varphi(k)$ выполняются так, как это было рассмотрено выше (см. стр. 240).

Мы не останавливаемся здесь на основных принципах установления расчетных гидрологических показателей для неизученной реки и на методах расчета максимального и минимального расходов (среднемноголетнего или заданной обеспеченности), так как эти вопросы изложены в соответственных учебниках, руководствах и монографиях, в частности в работе автора (В. Г. Андреянов, 1957). Приведем лишь рекомендации по установлению величины коэффициента естественной зарегулированности φ, который, как было показано (стр. 233), является самым важным из указанных трех показателей и в основном определяющим форму кривой продолжительности расходов и кривой использования стока.

Поскольку величина коэффициента φ характеризует естественную зарегулированность стока, постольку она должна зависеть от физико-географических факторов, определяющих зарегулированность стока: зональных (климатических) и азональных, присущих рассматриваемому водосбору. В числе последних основную роль играют: проницаемость почв и скважность подстилающих их грунтов, наличие трещиноватых и закарстованных пород, размеры водосбора, густота гидрографической сети и глубина эрозионного вреза, растительный покров, рельеф, наличие озер и болот. Кроме того, на величину φ влияют результаты хозяйственной деятельности человека, обычно изменяющей естественную зарегулированность стока (см. стр. 77).

Как известно (см. гл. VIII, стр. 151), коэффициент естественной зарегулированности φ является дополнением до единицы коэффициента внутригодовой неравномерности d, зависимость которого от физико-географических факторов подробно рассмотрена в главе IX. Там же даны рекомендации по определению для неизученных рек величины d (как среднемноголетней, так и для любой заданной вероятности сочетания водности года и его неравномерности), приведены карты изолиний и таблицы значений географических параметров в формулах зависимости среднемноголетней величины $\overline{d}$ от величины площади водосбора и его озерности, соотношение коэффициентов вариации величины d и годового стока, а также корреляционные зависимости величины d от водности года.

Пользуясь этими рекомендациями, таблицами районных значений и картами изолиний, можно установить для рассчитываемого водного объекта как среднемноголетнюю величину $\overline{d}$, так и ее значения для отдельных лет заданной безусловной обеспеченности $P(d)$ или условной обеспеченности $P_m(d)$ при фиксированной водности года m. После этого соответственное значение коэффициента естественной зарегулированности φ может быть определено, как $1—d$. Следует только учитывать, что обеспеченности (как безусловные, так и условные) величины φ равны дополнению до единицы обеспеченности d. Таким образом, задаваясь годом с большой естественной зарегулированностью стока φ, определяемой величиной условной обеспеченности $P_m(\varphi)=0{,}25$ при фиксированной водности года m, следует устанавливать малую внутригодовую неравномерность d, определяемую величиной условной обеспеченности $P_m(d)=0{,}75$.

Кроме того, для непосредственного определения среднемноголетнего значения $\bar{\varphi}$ может быть использована следующая формула (В. Г. Андреянов, 1957, стр. 251) зависимости $\bar{\varphi}$ от площади водосбора F и озерности $\omega_{оз}$ (в долях от площади водосбора):

$$\bar{\varphi} = \left(\varphi_{пр} + c_{\varphi} \lg \frac{F+1}{2000}\right)^{x}, \qquad (12.20)$$

где

$$x = \left(1 - \omega_{оз}^{0,53}\right)^{2,6}.$$

Районные значения параметров $\varphi_{пр}$ (величина $\bar{\varphi}$ при $F=2000$ км^2 и $\omega_{оз}=0$) и c_{φ} для Европейской территории СССР и для южных районов Западной Сибири, Северного и Центрального Казахстана приводятся в книге автора (В. Г. Андреянов, 1957, стр. 252—254).

Для общего представления о характере изменения среднемноголетнего значения $\bar{\varphi}$ по физико-географическим зонам и в зависимости от озерности водосбора можно пользоваться данными табл. 36 (см. гл. VIII), составленной Д. Л. Соколовским (1946).[1]

Величина параметра a_d в формуле (9.2) или $\varphi_{пр}$ в формуле (12.20) может быть также установлена по одной из этих формул, принимая в ней значение $\bar{d}=1-\bar{\varphi}$ или $\bar{\varphi}$ по реке-аналогу. Величина $\bar{\varphi}$ для аналога может быть определена непосредственно по средней кривой продолжительности, данные по ординатам которой имеются в указанных выше источниках (см. гл. XI, стр. 214), или могут быть подсчитаны по ординатам за отдельные годы, опубликованным в Материалах по режиму рек. Определив планиметрированием или аналитически по трапециям площадь графика средней кривой продолжительности до среднего расхода и выразив ее в долях от всей площади, находим среднее значение коэффициента естественной зарегулированности $\bar{\varphi}$.

При отсутствии этих данных величина φ для каждого года может быть определена по годовой таблице ежедневных расходов воды как

$$\varphi = \frac{1}{365 Q_{ср}} \left[\sum_{Q=Q_{мн}}^{Q=Q_{ср}} Q + Q_{ср} t(Q_{ср}) \right]. \qquad (12.21)$$

Здесь первый член в скобках представляет собой результат суммирования всех суточных расходов, не превышающих среднегодовой расход $Q_{ср}$, а $t(Q_{ср})$ — число суток, когда расход превышает среднегодовой. При этом суммирование практически облегчается за счет возможности включения в определяемую сумму расходов итоговых месячных данных по тем месяцам, в которых все суточные расходы не превышают среднегодовой.

Для облегчения расчетов в приложении XVII к книге автора (В. Г. Андреянов, 1957) для изученных равнинных рек Европейской территории СССР, которые могут служить аналогами, даются среднемноголетние величины коэффициента естественной зарегулированности $\bar{\varphi}$ и параметра $\varphi_{пр}$ приведенные к длинным рядам.

В некоторых случаях для массовых расчетов по небольшим неизученным водотокам в сравнительно однородном физико-географическом районе допустимо установление местных корреляционных зависимостей

---

[1] Для учета влияния на параметр $\bar{\varphi}$ хозяйственной деятельности человека могут быть использованы соображения по учету этого влияния на параметр $\bar{D}_1 \cong 1-\bar{\varphi}$, приводимые в главе XV (см. стр. 297).

между среднемноголетними значениями минимального расхода $\overline{k}_{мн}$ и коэффициента естественной зарегулированности $\overline{\varphi}$.

В качестве примера можно привести уравнение связи

$$\overline{k}_{мн} = (1{,}43\overline{\varphi} - 0{,}3)^{1{,}28}, \qquad (12.22)$$

полученное Ш. А. Шахбазян (1957) для построения предлагаемым нами методом кривых продолжительности расходов неизученных рек Армянской ССР.

4. Многолетние изменения кривой продолжительности расходов и кривой использования стока и построение этих кривых для типового года при заданных его водности и внутригодовой зарегулированности

Так как на изменение гидрографа влияет не только изменение расходов для различных фаз внутригодового режима, но и изменение моментов наступления этих фаз, то одной и той же кривой продолжительности расходов может соответствовать бесконечное множество различных гидрографов, и поэтому очертания кривой продолжительности расходов являются более устойчивыми в многолетнем разрезе, чем очертания гидрографов.

Для учета многолетних изменений кривых продолжительности расходов, как указывалось (см. гл. XI, стр. 217), С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем (1934) предложено построение многолетних кривых обеспеченности расходов одинаковой продолжительности в году для нескольких характерных значений продолжительности. Однако такая система характеристик получается довольно громоздкой и, кроме того, непригодной для построения кривых продолжительности типового года как при наличии, так и при отсутствии данных наблюдений. В самом деле, кривая продолжительности расходов, построенная, например, по ординатам одинаковой многолетней обеспеченности (особенно для очень большой или очень малой обеспеченности), не может соответствовать ни одному реальному году, так же как гидрограф, построенный по равнообеспеченным месячным расходам (см. гл. VI, стр. 124).

Как указывалось (см. стр. 233), форма кривой продолжительности расходов зависит в основном от величины коэффициента естественной зарегулированности стока φ, а в меньшей степени — от минимального $k_{мн}$ и максимального $k_{мк}$ расходов. В главе IX было установлено, что коэффициент внутригодовой неравномерности стока d находится в корреляционной зависимости от водности года m. Отсюда ясно, что и коэффициент естественной зарегулированности $\varphi = 1 - d$ также находится в корреляционной зависимости (но обратной) от водности года m. С водностью года коррелятивно связан также минимальный и максимальный расход. Таким образом, форма кривой продолжительности расходов зависит от водности года. Поэтому нельзя кривую продолжительности расходов в относительном выражении $p(k)$ (в долях от среднегодового расхода), определенную по какому-либо одному году (или среднюю), переносить на какой-либо другой год, а ее необходимо рассчитывать (вне зависимости от отсутствия или наличия данных наблюдений) по определяющим ее показателям режима стока (φ, $k_{мк}$, $k_{мн}$), находящимся в соответственной корреляционной связи с водностью заданного года. Так как многомерные функции распределения достаточно просто устанавливаются лишь для двух переменных, то этот расчет можно выполнять для заданного сочетания (наиболее вероятного или заданной редкой повторяемости) водности года m и его естественной

зарегулированности φ, а величины $k_{мн}$ и $k_{мк}$ принимать по наиболее вероятной (средней) зависимости от величины φ.

Эта задача аналогична рассмотренной в главе X задаче построения типового гидрографа по заданному сочетанию водности года m и его внутригодовой неравномерности d, но значительно проще ввиду меньшего количества параметров, подлежащих определению. Поскольку $\varphi=1-d$, постольку для связи φ и m могут быть использованы установленные в главе IX формулы корреляционной связи между d и m. Способы определения среднемноголетнего значения показателя естественной зарегулированности $\bar{\varphi}$ и соответственного коэффициента вариации $C_{v\varphi}$ для неизученной реки были изложены выше на стр. 243. При этом следует помнить, что обеспеченность (как безусловная, так и условная) величины φ является дополнением до единицы обеспеченности величины d.

Рассмотрим построение кривых продолжительности расходов и использования стока типового года на том же примере р. Боровки у х. Паника ($F=2040$ км²) в предположении, что отсутствуют данные наблюдений, используя в качестве аналогов р. Б. Уран у с. Ивановки ($F=2200$ км²) и р. Б. Кинель у г. Бугуруслана ($F=6140$ км²). Расчет ведем для маловодного года с обеспеченностью стока $P(m)=0{,}75$ и с почти такой же обеспеченностью внутригодовой неравномерности $P(d)=0{,}76$ (малая неравномерность), что соответствует обеспеченности показателя зарегулированности стока $P(\varphi)=0{,}24$ (большая зарегулированность). Как это было установлено в главе X (см. стр. 210), такое сочетание водности года и его внутригодовой неравномерности является примерно наиболее вероятным, что характеризуется величиной условной обеспеченности внутригодовой неравномерности при фиксированной водности года $P_m(d)=0{,}57$ или соответственной условной обеспеченности зарегулированности стока $P_m(\varphi)=1-P_m(d)=0{,}43$. Это сочетание m и φ фактически имеет место для р. Боровки в 1934 г., с данными которого мы в заключение сопоставляем результаты выполняемого расчета. В упомянутом примере в главе X были установлены по аналогам следующие гидрологические показатели рассчитываемого типового года (см. табл. 45): 1) средний годовой расход заданной обеспеченности $[P(m)=0{,}75]$, $Q_{ср.\,г}=3{,}28$ м³/сек.; 2) дефицит (коэффициент внутригодовой неравномерности) заданной обеспеченности $[P(d)=0{,}76]$, $d=0{,}394$, а значит $\varphi=1-d=0{,}606$; 3) максимальный годовой расход (в долях от среднегодового) — по графику связи с годовым избытком, равным дефициту, $k_{мк}=16{,}5$ (см. рис. 42); 4) минимальный расход в году, приходящийся на зиму и определяемый по графику связи с зимним дефицитом (который по табл. 45 составляет 50% от годового или для рассчитываемого года $\Delta d_з=0{,}606\cdot 0{,}50=0{,}303$), $k_{мн}=0{,}28$ (см. рис. 42).

Для приведенных значений φ, $k_{мк}$ и $k_{мн}$ определяем по формулам (12.4) и (12.5):

$$y_{ср}=\frac{1-k_{мн}}{k_{мк}-k_{мн}}=\frac{1-0{,}28}{16{,}5-0{,}28}=0{,}044,$$

$$\psi_{ср}=\frac{\varphi(1)-k_{мн}}{k_{мк}-k_{мн}}=\frac{0{,}606-0{,}28}{16{,}5-0{,}28}=0{,}020.$$

Для найденных значений $y_{ср}$ и $\psi_{ср}$ по номограмме на рис. 47 устанавливаем параметры уравнения (12.2) $n=0{,}92$ и $\frac{1}{c}=180$ и по графикам на рис. 48 и 49 при этих значениях n и $\frac{1}{c}$ определяем для расчетных

значений продолжительности величин y и ψ, которые вносим в табл. 52. Туда же записываем и величины k, Q и φ, определяемые по формулам (12.8), (12.8′) и (12.9), после чего строим кривые продолжительности расходов $p(Q)$ и использования стока $\varphi(Q)$ типового года, рассчитанного по аналогам, в сопоставлении с соответственными кривыми по

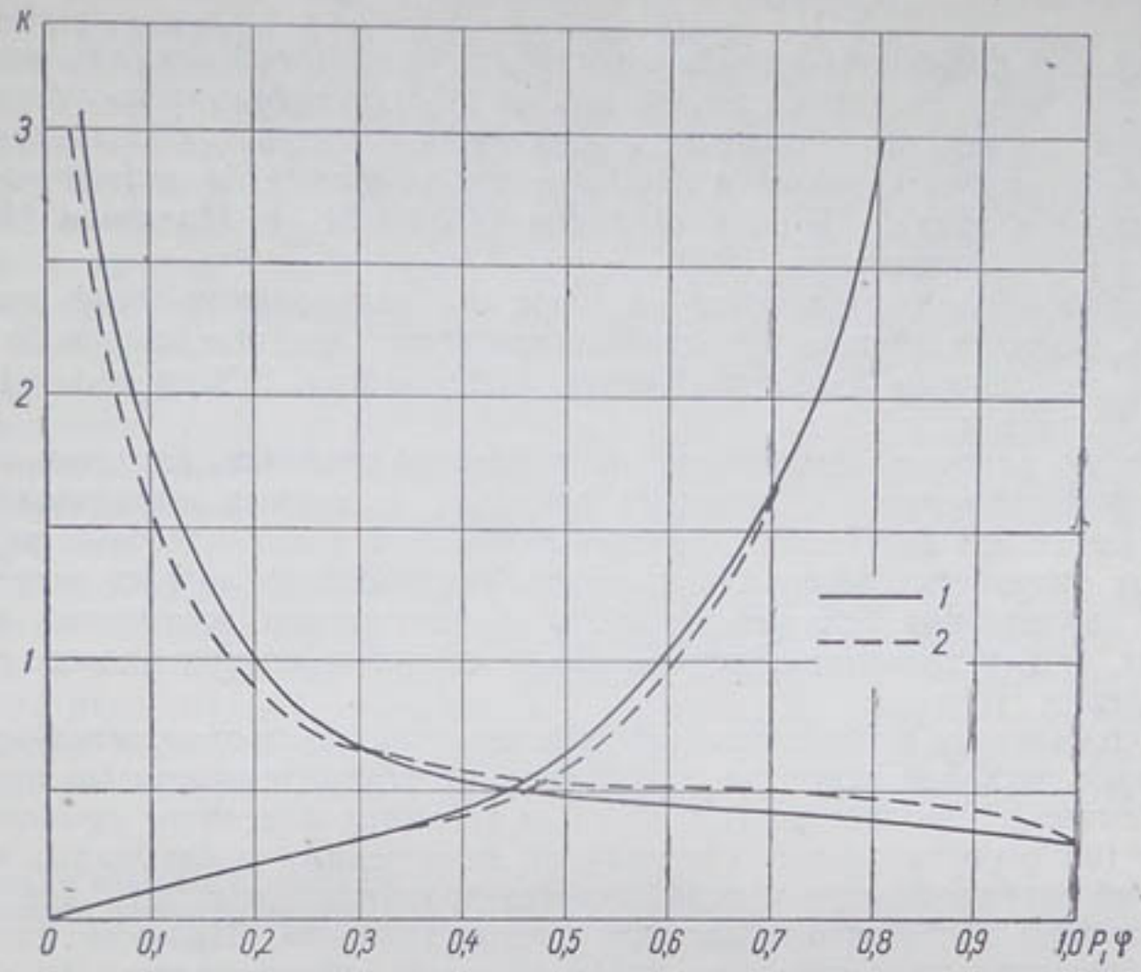


Рис. 51. К примеру построения кривой продолжительности расходов $k=f(p)$ и кривой использования стока $\varphi=f(k)$ по р. Боровка у х. Паника для года с обеспеченностью годового стока $P(m)=75\%$ и коэффициента внутригодовой неравномерности $P(d)=76\%$ (*1*) в сопоставлении с соответственными кривыми по данным наблюдений за фактический 1934 г. (*2*).

фактическим данным за 1934 г. (рис. 51). Как видно из этого графика, сходимость между рассчитанными и фактическими данными получается вполне удовлетворительной.

Таблица 52

	Продолжительность p										
	0	0,01	0,02	0,03	0,05	0,08	0,25	0,50	0,75	0,90	1
y	1	0,53	0,35	0,27	0,19	0,11	0,030	0,013	0,0060	0,0034	0
k	16,5	8,9	6,0	4,7	3,36	2,07	0,77	0,48	0,38	0,34	0,28
Q	53,0	28,6	19,3	15,1	10,8	6,65	2,47	1,54	1,22	1,09	0,90
ψ	0,044	—	—	—	—	0,029	0,016	0,010	0,005	—	0
φ	1	—	—	—	—	0,75	0,54	0,44	0,36	—	0,28

ГЛАВА XIII

ПРИМЕНЕНИЕ КРИВЫХ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ РАСХОДОВ И КРИВЫХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СТОКА В ВОДОХОЗЯЙСТВЕННЫХ РАСЧЕТАХ

1. Основные соображения

Вопрос о применении для водохозяйственных (особенно для водноэнергетических) расчетов годовой кривой продолжительности суточных расходов и ее интегрального выражения — кривой использования стока — не является новым и наиболее полно освещен в отечественной литературе в трудах И. В. Егиазарова (1934), М. А. Мосткова (1934, 1946) и Г. Л. Золотарева (1939).

Кривые продолжительности расходов и использования стока применялись довольно широко в водноэнергетическом проектировании за рубежом, особенно во Франции (Кутань, 1920; Жибра, 1932 и др.) и Италии (Фантоли и др.).

Особую ценность применение в водохозяйственных расчетах кривых продолжительности суточных расходов и кривых использования стока имеет при отсутствии данных наблюдений и для массовых расчетов при разработке региональных схем использования водных ресурсов ввиду значительно большей простоты и надежности построения этих кривых, чем составление календарного помесячного внутригодового распределения стока.

К сожалению, в отечественной практике кривые продолжительности суточных расходов и кривые использования стока, несмотря на их существенные преимущества (см. ниже) в условиях массового проектирования (на первоначальных стадиях) на неизученных реках малых сооружений (гидроэлектростанций, прудов-хранилищ и т. д.), все же не получили достаточно широкого распространения. Причина такого пренебрежения этим способом характеристики внутригодового (и многолетнего) распределения стока, по-видимому, кроется в том, что до последнего времени не были разработаны простые и вместе с тем достаточно точные практические приемы их построения для неизученных рек и трансформирования этих кривых в соответственные водохозяйственные кривые (например, кривые продолжительности мощностей ГЭС и др., см. ниже).

Вопрос о широком применении кривых обеспеченности (продолжительности) суточных расходов и кривых использования стока был поставлен в связи с широким развитием строительства малых гидроэлектростанций в первые послевоенные годы Д. Л. Соколовским (1946). В его известной работе приводятся данные по ординатам средней кривой продолжительности суточных расходов для всех малых рек, освещенных гидрологическими наблюдениями, и даются типовые кривые продолжительности для неисследованных объектов. В последовавших за этим работах А. Я. Елпидинского (1948), Г. А. Алексеева (1948) и В. Г. Андреянова (1948, 1949, 1951) была показана возможность выполнения и разработаны методы хозяйственных расчетов на основе кривых продолжительности расходов, проверенные в практике проектирования, а также разработан метод построения продолжительности расходов и кривых использования стока для неисследованных рек.

Перечисленные исследования позволяют считать возможным и практически целесообразным выполнение непосредственно по кривой продолжительности суточных расходов и кривой использования стока водноэнергетических расчетов (выбор основных параметров ГЭС и уста-

новление ее водноэнергетических характеристик) и тем более водохозяйственных расчетов при проектировании водоснабжения (ввиду примерно постоянного на протяжении года водопотребления). Определение водноэнергетических характеристик (суточных напоров и мощностей) по гидрографу или годовой таблице суточных расходов, особенно при учете переменного напора, представляет настолько громоздкую операцию, что в практике никогда не применяется, и в лучшем случае подсчет ведется по среднедекадным данным, обычно же по среднемесячным.

Определение характеристик по кривой продолжительности суточных расходов, как это будет видно из дальнейшего изложения, сводится к подсчетам по 10—12 точкам и занимает не больше времени, чем подсчет по среднемесячным данным; вместе с тем обеспечивается точность результатов практически та же, что и при подсчете по календарной таблице ежедневных расходов. При незначительных относительных колебаниях напора, когда представляется возможным принять его постоянным, величина среднегодовой мощности ГЭС при заданном расчетном расходе определяется просто, путем вычисления среднего используемого расхода как произведения среднего расхода на коэффициент использования стока, устанавливаемый по кривой использования для данного расчетного расхода.

Таким образом, даже при наличии фактических данных по суточным расходам (годовой таблицы или гидрографа) вполне рационально прибегать к подсчетам по кривой продолжительности суточных расходов как при рассмотрении вариантов на стадии выбора основных водноэнергетических параметров ГЭС, так и при составлении характеристики проектного режима работы ГЭС при принятых ее основных параметрах.

Таблица 53

Годовая выработка энергии и минимальные мощности в среднем году при разных способах представления исходных гидрологических материалов
(р. Луга — ст. Толмачево)

Способ представления исходных гидрологических материалов	Годовая выработка энергии		Минимальный расход, м³/сек.	Мощность при минимальном расходе		Минимальный напор, м	Мощность при минимальном напоре, квт	Минимальная годовая мощность, квт
	млн. квт-ч	%		квт	%			
Средняя кривая продолжительности суточных расходов	62,5	100	12,3	323	100	0	0	0
Обобщенная кривая продолжительности суточных расходов	59,6	95	6,65	174	54	0	0	0
Гидрограф суточных расходов средневодного 1931 г. . . .	62,0	99	14,3	376	116	0	0	0
Гидрограф месячных расходов 1931 г.	64,2	103	15,2	397	123	2,00	580	397
Средний фиктивный гидрограф месячных расходов . .	67,0	107	17,1	447	138	1,97	568	447

В табл. 53 на примере р. Луги у ст. Толмачево приводится сопоставление водноэнергетических характеристик в среднем году для ГЭС, условно принятой в этом створе (при расчетном напоре 3,50 м, расчетном расходе 56,8 м³/сек., установленной мощности 1500 квт и наличии лишь суточного регулирования стока), на основании расчетов при раз-

личных способах представления характеристики среднего внутригодового распределения стока: в виде гидрографов характерного фактического 1931 г. (средневодного) по суточным и месячным данным и фиктивного среднего года по месячным данным, а также в виде кривых продолжительности суточных расходов, средней и обобщенной (абсолютной). Подсчеты мощностей для всех вариантов велись с учетом переменных значений напора (принимая фактическую кривую связи расходов и горизонтов в рассматриваемом створе и средний слой сработки верхнего бьефа при суточном регулировании 0,20 м) и переменных значений к. п. д. (принимая турбины ФТ-300) в соответствии с методикой определения водноэнергетических характеристик, изложенной в работе автора (В. Г. Андреянов, 1951) и вкратце приводимой ниже. Во всех случаях величина среднегодового расхода принималась одинаковой и равной среднемноголетнему расходу (47,4 м³/сек); различалось лишь относительное внутригодовое распределение стока. При сопоставлении за 100% принимаются результаты подсчета по средней кривой продолжительности суточных расходов.

Как видно из этого сопоставления, получается преувеличение минимальных расходов, напоров и мощностей при применении месячных и особенно средних фиктивных данных. В частности, при этих данных совершенно не учитывается характерное для низконапорных ГЭС (при сопутствующем обычно низким напорам отсутствии сезонного регулирования стока) снижение минимального напора и мощности (иногда до 0) за счет подтопления нижнего бьефа при прохождении весеннего половодья. Некоторое преувеличение минимального расхода и мощности, соответствующей этому расходу, в 1931 г. получается в связи с тем, что фактический 1931 г. по своему минимуму не вполне отражает условия среднего года. При обобщенной кривой продолжительности расходов, как это очевидно, минимальный расход и минимальная мощность соответствуют не среднему году, а абсолютному многолетнему минимуму. Годовая выработка по обобщенной кривой, соответствующая среднемноголетней годовой величине, несколько ниже, чем по средней кривой и чем по гидрографу суточных расходов, так как при обобщенной кривой учитывается большая потеря выработки энергии в годы с многоводными половодьями.

С точки зрения правильности отражения всей амплитуды многолетних колебаний расходов, напоров и мощности и более точного определения среднемноголетней величины годовой выработки энергии предпочтительнее использовать для водноэнергетических расчетов абсолютную (обобщенную) кривую продолжительности суточных расходов, а при характеристике гидрологического и водноэнергетического режима средневодного года следует принимать среднюю кривую продолжительности расходов. Для определения же характерных расходов, напоров и мощностей маловодного года заданной обеспеченности должна применяться кривая продолжительности фактического маловодного года, приведенная к годовому расходу заданной обеспеченности, или, предпочтительнее, рассчитанная кривая (см. гл. XII, стр. 245).

Единственным, но существенным недостатком кривых продолжительности расходов является отсутствие представления о календарной последовательности расходов и вытекающая отсюда необходимость осреднять изменяющиеся на протяжении года факторы, учитываемые при водноэнергетических расчетах (связь горизонтов и расходов, потери стока, потребление энергии и потребная пиковая мощность). Отчасти этот недостаток может быть смягчен за счет выделения из годовой кривой продолжительности сезонной зимней кривой в соответствии с раз-

работанным упрощенным приемом (см. В. Г. Андреянов, 1951, стр. 117—118, а также выше, стр. 237). При этом могут быть учтены различия для зимы и для остальной части года в характере связи горизонтов и расходов в нижнем бьефе и в потерях воды.

Однако учет изменения нагрузки путем разделения на два сезона является весьма приближенным и обычно допустим лишь на предварительной стадии проектирования. Поэтому остается необходимым применение календарной таблицы месячных (реже декадных) расходов на окончательной стадии проектирования для рассмотрения покрытия переменного на протяжении года энергопотребления при выборе расчетного расхода и мощности ГЭС и установления роли ГЭС в покрытии графика нагрузки, а также для составления характеристики изменения в календарном порядке напоров и мощностей ГЭС при принятых ее основных параметрах. При этом следует помнить, что при отсутствии сезонного регулирования стока выработки энергии и, особенно, минимальный напор и минимальная мощность ГЭС (как это было показано выше) получаются точнее по кривой продолжительности суточных расходов, чем по календарному помесячному распределению. Исходя из этого, в таких случаях предпочтительнее принимать результаты расчетов по кривой продолжительности расходов для характеристики годовой выработки энергии и минимальных напора и мощности, а результаты расчетов по календарному графику месячных расходов — лишь для наглядного суждения об общем характере изменения водноэнергетических характеристик в календарном порядке.

2. Составление водноэнергетических характеристик по кривой продолжительности расходов

Одной из задач водохозяйственных расчетов при проектировании гидростанций является составление водноэнергетических характеристик, освещающих проектный режим используемых расходов, напоров и мощностей (среднесуточных и пиковых) при выбранных основных параметрах ГЭС (отметка НПГ, емкость регулирования, расчетный расход и установленная мощность). Для малых ГЭС при отсутствии многолетнего регулирования стока обычно ограничиваются составлением характеристик лишь для характерных лет — средневодного и маловодного. Из этих характеристик выводятся основные водноэнергетические показатели ГЭС по характерным годам: среднегодовая мощность и выработка энергии, минимальная годовая мощность, число часов использования установленной мощности в году, то же за маловодные сутки.

При представлении гидрологической характеристики в виде календарного графика (или таблицы) расходов водноэнергетические характеристики также получаются в виде календарных графиков (или таблиц), по которым обычно строятся дополнительно кривые продолжительности элементов водноэнергетического режима. При гидрологической основе в виде кривой продолжительности суточных расходов (за вычетом потерь на испарение и инфильтрацию) последняя может быть легко перестроена непосредственно в кривые продолжительности водноэнергетических показателей.

При этом следует учесть, что для малых, обычно низконапорных, гидростанций с изменением напоров существенно меняется пропускная способность турбин и коэффициент полезного действия (к. п. д.). Поэтому для них в большинстве случаев нельзя ограничиться подсчетом мощностей и выработки энергии при постоянном значении к. п. д. и постоянной пропускной способности турбины, как это обычно имеет

место для ГЭС со средними и большими напорами, а необходимо учитывать переменность к. п. д. и пропускной способности турбин в зависимости от относительных изменений напора. Разработанный автором (В. Г. Андреянов, 1951) метод трансформирования кривой продолжительности суточных расходов в кривые продолжительности водноэнергетических показателей учитывает это обстоятельство. Сущность этого метода (применительно к случаю суточного регулирования стока) заключается в следующем.

Определение мощностей — пиковой $N_п$, среднесуточной $N_{сут}$ и среднегодовой $N_{год}$ — сводится к подсчетам коэффициентов использования мощности — пикового $\mu = \frac{N_п}{N_р}$, суточного $a = \frac{N_{сут}}{N_р}$ и годового $A = \frac{N_{год}}{N_р}$.

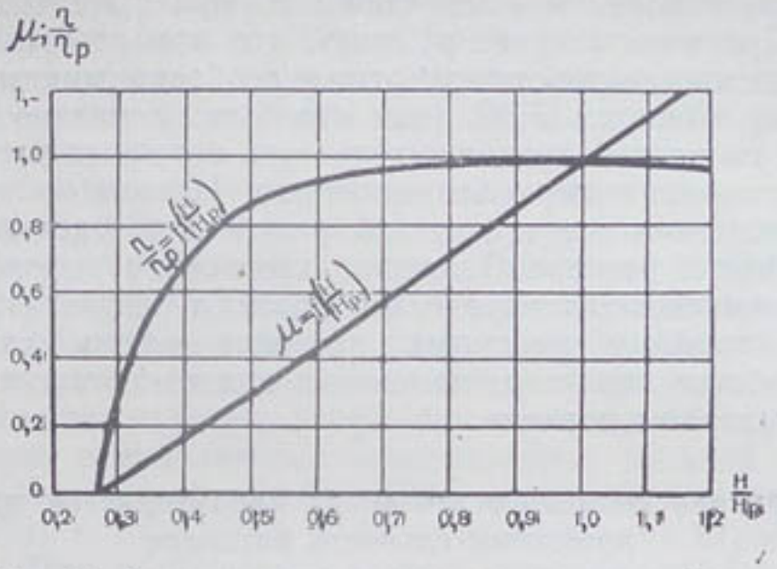


Рис. 52. Характеристики гидроэнергетического оборудования малой ГЭС в относительном выражении применительно к типовой турбине ФТ-300.

Кривые отношений к. п. д. и мощности ГЭС к их расчетным значениям $\frac{\eta}{\eta_р}$ и $\mu = \frac{N}{N_р}$ в зависимости от отношения напора к его расчетному значению $\frac{H}{H_р}$ при полном открытии турбины.

Пиковый коэффициент использования расчетной мощности учитывает относительные изменения пиковой (при полном открытии турбин) мощности $\frac{N_п}{N_р}$ в зависимости от относительного изменения напора $\frac{H_п}{H_р}$ и от вызываемых последним относительных изменений пропускной способности турбин $\frac{Q_п}{Q_р}$ и к. п. д. $\frac{\eta_{iп}}{\eta_{iр}}$. Очевидно,

$$\mu = \frac{N_п}{N_р} = \frac{Q_п}{Q_р}\,\frac{H_п}{H_р}\,\frac{\eta_{iп}}{\eta_{iр}} = f\left(\frac{H_п}{H_р}\right). \qquad (13.1)$$

Здесь расчетная установленная мощность

$$N_р = 9{,}81 Q_р H_р \eta_р.$$

Зависимость $\mu = f\left(\frac{H}{H_р}\right)$ при полном открытии турбины может быть представлена графически для каждого данного типа турбин по универсальной характеристике (например, см. рис. 52). Как показали исследования (В. Г. Андреянов, 1951), при наличии неограниченного суточного

регулирования, среднесуточная мощность ГЭС при различных графиках суточной отдачи мало отличается от среднесуточной мощности при работе пиковым расходом в течение числа часов $t_п = 24\frac{Q}{Q_п}$ и полной остановке в остальные часы суток (среднесуточная мощность по последнему графику будет всегда несколько меньше, чем при других графиках). При этом будет иметь место расчетный напор $H_р$ и расчетная мощность $N_р$ в течение указанных часов. Поэтому величина суточного коэффициента использования расчетной мощности выражается как

$$a = \frac{N_{сут}}{N_р} = \frac{Q_и}{Q_р}\frac{N_п}{N_р} = \frac{Q_и}{Q_р}\mu = \frac{k_и}{k_р}\mu, \qquad (13.2)$$

где $Q_и$ — среднесуточный используемый на ГЭС расход воды; $Q_р$, $H_р$, $\eta_р$ — расчетные значения расхода, напора и к. п. д. ГЭС; $k_и = \frac{Q_и}{Q_{ср.г}}$; $k_р = \frac{Q_р}{Q_{ср.г}}$.

Кривая продолжительности расходов может быть разбита на две зоны (рис. 53). В первой — зоне суточного регулирования, при расходах меньше расчетного ($Q < Q_р$, $k < k_р$), согласно принятому выше положению, ГЭС работает при расчетном расходе и расчетном напоре переменное число часов в сутки, равное $t_п = 24\frac{Q_п}{Q_р}$; параметр μ, очевидно, при этом будет равен единице и формула (13.2) принимает вид

$$a_1 = \frac{N_{сут}}{N_р} = \frac{Q_и}{Q_р} = \frac{k_и}{k_р} = \frac{t_п}{24}. \qquad (13.2')$$

Во второй — зоне сбросов, при расходах водотока, превышающих расчетный ($Q > Q_р$, $k > k_р$), напоры меньше расчетного и параметр μ меньше единицы, но коэффициент использования расхода $\left(\frac{k_и}{k_р}\right)$ равен единице, и формула (13.2) принимает вид

$$a_2 = \frac{N_{сут}}{N_р} = \mu \leqslant 1, \qquad (13.2'')$$

где μ определяется по указанному выше графику $\mu = f\left(\frac{H}{H_р}\right)$ (см. рис. 52)

Указанным двум зонам кривой продолжительности расходов соответствуют две зоны и на графиках (рис. 53): напоров H (первая зона с $H = H_р$, вторая — с $H \leqslant H_р$), пикового коэффициента использования мощности μ [первая зона $\mu = 1$, вторая — $\mu = f\left(\frac{H}{H_р}\right) \leqslant 1$] и среднесуточных мощностей (первая зона $N = N_р a = N_р \frac{k_и}{k_р}$, вторая — $N = N_р\mu$). График среднесуточных мощностей имеет максимум на границе между обеими зонами, когда $\frac{k_и}{k_р} = 1$, $\mu = 1$ и $N_{сут} = N_р$. Этот график легко перестраивается графическим путем в кривую продолжительности среднесуточных мощностей (показана пунктиром).

Подсчеты среднесуточных мощностей по формулам (13.2), (13.2′) и (13.2″) не зависят от способа представления гидрологических материалов, т. е. от того, даны ли расходы водотока в виде хронологического ряда или в виде кривой продолжительности. Подсчеты среднегодовых

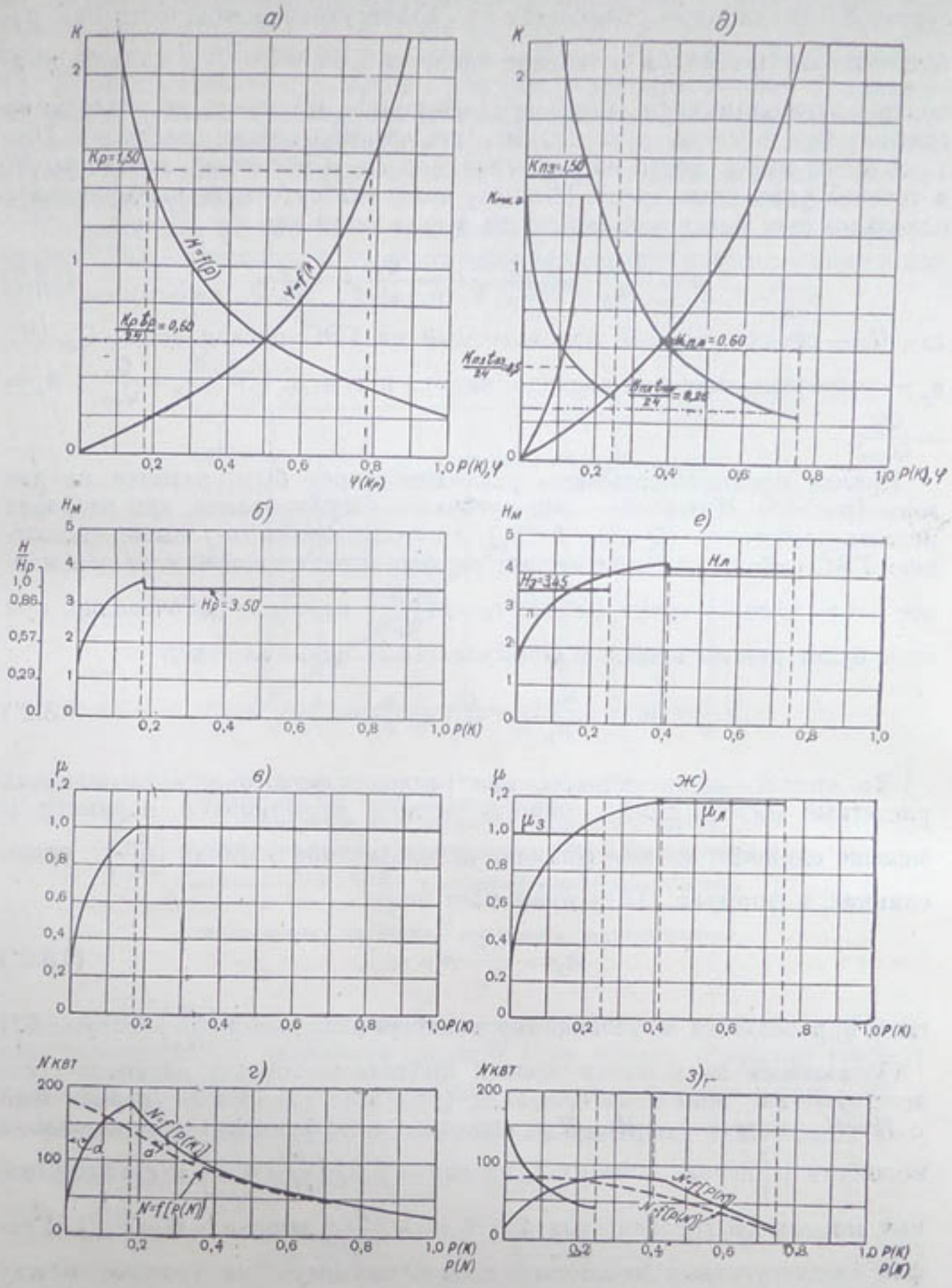


Рис. 53. Водноэнергетические характеристики ГЭС на основе кривых продолжительности суточных расходов.

Годовой (*а*, *б*, *в*, *г*,) и сезонных — зимней и летней (*д*, *е*, *ж*, *з*) *а* и *д* — кривые продолжительности суточных расходов (за вычетом потерь) в долях от среднего расхода года $p\,(k)$ и кривые использования стока $\varphi\,(k)$; *б* и *е* — графики зависимости напоров ГЭС от продолжительности расходов $H = f[p(k)]$ *в* и *ж* — графики $\mu = \frac{N}{N_p} = f\,[p\,(k)]$; *г* и *з* — графики зависимости среднесуточных мощностей от продолжительности расходов $N = f\,[p(k)]$ и кривая продолжительности мощностей $N = f(p)$ при полном использовании стока.

мощностей и выработки энергии при пользовании кривой продолжительности суточных расходов существенно отличаются от таковых при пользовании хронологическим рядом суточных расходов и требуют значительно меньшей затраты времени при одинаковой точности результатов. Сущность их заключается в следующем. Суточный коэффициент использования расчетной мощности, определяемый формулой (13.2), в конечном счете зависит от расходов водотока и поэтому может рассматриваться как функция от продолжительности расходов $N=f[p(k)]$. При этом определение величины среднегодовой мощности сводится к нахождению годового коэффициента использования расчетной мощности A или к интегрированию функции $a=\frac{N}{N_р}=f[p(k)]$.

При интегрировании функции $a=f[p(k)]$ в первой из указанных выше двух зон [см. формулу (13.2′)] из-под интеграла выносится постоянная величина расчетного расхода $Q_р$.

Таким образом,

$$A=\frac{N_{год}}{N_р}=\int_0^1 a\,dp=\frac{1}{Q_р}\int_{p_р}^1 Q\,dp+\int_0^{p_р}\mu\,dp, \qquad (13.3)$$

или, заменяя Q через $kQ_{ср.\,г}$, а $Q_р$ через $k_p Q_{ср.\,г}$, в соответствии с принятым нами способом выражения кривых продолжительности расходов в долях от среднегодового,

$$A=\frac{N_{год}}{N_р}=\frac{1}{k_p}\int_{p_р}^1 k\,dp+\int_0^{p_р}\mu\,dp. \qquad (13.3')$$

Очевидно, что величина $\int_{p_р}^1 k\,dp$ может быть выражена через коэффициент использования стока при значении расхода, равном расчетному, $\varphi(k_p)$ за вычетом прямоугольной части площади графика продолжительности с основанием $p_р$ и высотой k_p

$$\int_{p_р}^1 k\,dp=\varphi(k_р)-k_р p_р. \qquad (13.4)$$

Величина $\varphi(k_р)$ может быть легко определена по кривой использования стока $\varphi(k)$, которой мы располагаем одновременно с кривой продолжительности расходов (см. рис. 53).

Величина $\int_0^{p_р}\mu\,dp=M$ есть площадь графика функции $\mu=f[p(k)]$ на участке от $p=0$ до $p=p_р$.

Выполняя соответственные подстановки в формулу (13.3′), получаем окончательно выражение для среднегодовой мощности в долях от расчетной, или для годового коэффициента использования расчетной мощности

$$A=\frac{N_{год}}{N_р}=\frac{\varphi(k_р)}{k_р}-p_р\Big]+M. \qquad (13.3'')$$

По найденной величине коэффициента A легко устанавливаются годовые энергетические показатели ГЭС:

среднегодовая мощность

$$N_{год}=AN_у, \qquad (13.5)$$

годовая выработка энергии

$$E = 8760 N_{\text{год}} = 8760 A N_{\text{р}}, \tag{13.6}$$

годовое число часов использования расчетной (установленной) мощности

$$T = \frac{E}{N_{\text{р}}} = 8760 A. \tag{13.7}$$

Таким образом, достаточно точный подсчет по суточным данным годовых энергетических показателей ГЭС сводится к определению коэффициента использования расчетной мощности A по простому выражению (13.3″). Для определения этого коэффициента не нужно даже вычислять мощности на отдельные моменты времени и строить график продолжительности мощностей (если только он не нужен для характеристики повторяемости мощностей), а достаточно в дополнение к кривой продолжительности суточных расходов и к кривой использования стока для бытового или зарегулированного в годичном разрезе режима (за вычетом потерь на испарение и фильтрацию) построить кривые напоров $H = f[p(k)]$ и коэффициента $\mu = \frac{N}{N_{\text{р}}} = f[p(k)]$.

При необходимости разделения водноэнергетических характеристик по сезонам (зимнему и летнему) указанные подсчеты могут быть выполнены совершенно аналогично отдельно для каждого из этих сезонов (В. Г. Андреянов, 1951, см. также и правую часть рис. 53).

В статье автора (В. Г. Андреянов, 1951) рассматривается построение водноэнергетических характеристик по кривой продолжительности расходов также для случая ограничения использования воды в период многоводья по графику потребления энергии (при изолированной работе ГЭС).

Изложенная выше методика подсчетов водноэнергетических характеристик по кривой продолжительности расходов (определение напоров, коэффициента $\mu = \frac{N}{N_{\text{р}}}$ и суточных мощностей) применима и при подсчетах по календарному графику. Изменяется лишь схема подсчета среднегодовой мощности, которая в этом случае подсчитывается как среднее из величин мощности за отдельные интервалы года (месяцы, декады).

3. Расчет сезонного регулирования стока по кривым продолжительности расходов и использования стока

Схема водноэнергетических расчетов на основе кривой продолжительности суточных расходов и кривой использования стока рассмотрена выше применительно к случаю наличия лишь суточного регулирования стока. В работах В. Г. Андреянова (1948, 1951) рассмотрен также случай наличия сезонного регулирования стока на постоянную отдачу и разработан простой и наглядный, а также достаточно точный для практических целей метод трансформирования кривой продолжительности расходов и кривой использования стока при естественном режиме стока в соответственные кривые зарегулированного стока. Не приводя обоснования этого метода, изложенного подробно в упомянутых работах, ограничимся здесь лишь описанием простых построений, к которым сводится практическое его применение для кривой продолжительности расходов расчетного маловодного года.

Как это очевидно, форма кривой продолжительности расходов зарегулированного режима (при регулировании на выравненную отдачу)

определяется следующими характерными участками и переломными точками (рис. 54). Горизонтальный участок, соответствующий постоянному расходу зарегулированной отдачи $k=\alpha=\text{const}$, имеет протяжение от продолжительности $p=1$ до $p=p_\beta$, где p_β всегда меньше, чем абсцисса p_α точки пересечения прямой $k=\alpha$ с кривой продолжительности бытового режима. От точки с координатами $k=\alpha$ и $p=p_\beta$ криволинейный участок для зарегулированного режима проходит ниже кривой продолжительности бытового режима и плавно сопрягается с последней в точке с координатами $k=k_\gamma$ и $p=p_\gamma$. При больших значениях расходов обе кривые полностью совпадают. При этом площади графика между обеими кривыми продолжительности на участках от $p=1$ до

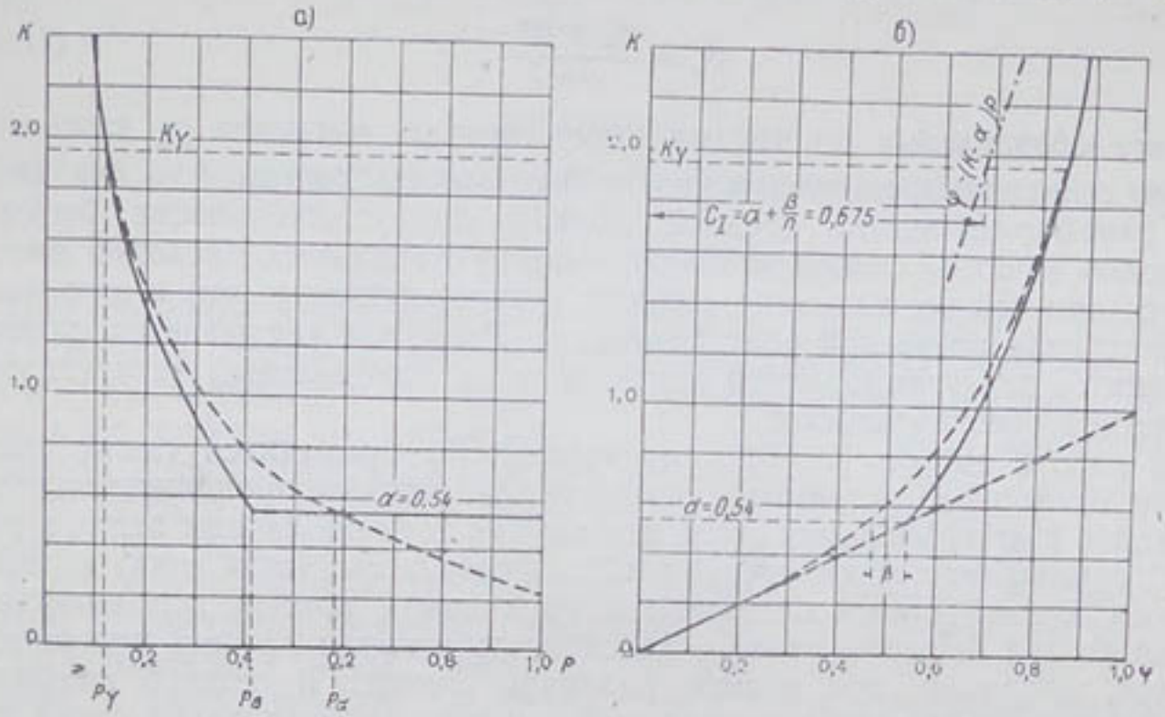


Рис. 54. Трансформирование кривой продолжительности расходов и кривой использования стока при сезонном регулировании.

а — кривая продолжительности расходов $p(k)$; *б* — кривая использования стока $\varphi(k)$; ——— зарегулированный режим, – – – бытовой режим.

$p=p_\alpha$ и от $p=p_\alpha$ до $p=p_\gamma$ должны быть равны между собой и представлять величину емкости регулирования β. Кривая использования стока зарегулированного режима, очевидно, совпадает с прямой $\varphi=k$ на протяжении до $k=\alpha$ (для бытового режима только до $k=k_{мн}$) и от точки с координатами $k=\alpha$, $\varphi=\alpha$ имеет криволинейный участок, лежащий правее кривой бытового режима и плавно сопрягающийся с последней в точке, где $k=k_\gamma$. При этом емкость регулирования β соответствует в масштабе φ отрезку между обеими кривыми на горизонтальной прямой $k=\alpha$.

Таким образом, для построения (несколько схематизированного) кривой продолжительности зарегулированных расходов при известных значениях α и β достаточно определить координаты ее переломных точек (p_γ, k_γ) и (p_β, α).

Для нахождения величины k_γ (а значит и p_γ) строим на графике кривой использования кривую с уравнением

$$\Phi=\varphi-(k-\alpha)p. \qquad (13.8)$$

С этой целью для нескольких значений k определяем по кривой продолжительности расходов соответственные величины p, а по кривой

использования — соответственные значения φ и подсчитываем значения функции Ф.

Далее определяем значение функции Ф при $k=k_\gamma$, т. е.

$$\Phi(k_\gamma)=C_1=\alpha+\frac{\beta}{n}, \tag{13.9}$$

где n — отношение длительности подъема весеннего половодья к длительности его спада, устанавливаемое приближенно по объекту-аналогу.

Пересечение вертикальной прямой, имеющей абсциссу C_1, с кривой $\Phi(k)$ определяет ординату k_γ, а на кривой продолжительности расходов находим соответственное ей значение p_γ.

Величина p_β определяется по простой формуле

$$p_\beta=\frac{p_\alpha+np_\gamma}{n+1}, \tag{13.10}$$

где все обозначения по предыдущему, причем величина p_α снимается прямо с кривой продолжительности бытовых расходов.

Трансформирование средней кривой продолжительности бытовых расходов в соответственную кривую зарегулированных расходов выполняется при той же величине емкости регулирования β, что и для маловодного года расчетной обеспеченности. При этом учитывается наличие дефицитов зарегулированной отдачи в годы, находящиеся за пределами расчетной обеспеченности.

В работе автора (В. Г. Андреянов, 1951) приводится также схема расчета сезонного регулирования на основе кривых продолжительности расходов и использования стока для случая двух различных отдач в разные периоды года (например, зимой и в остальную часть года) с разделением кривой продолжительности расходов и кривой использования стока на две сезонные кривые. Надобность в таком расчете может появиться, например, при резком различии зимнего и летнего графиков энергопотребления или в случае комплексного использования стока при значительном возрастании водопотребления в вегетационный период за счет ирригации.

За недостатком места здесь не приводятся примеры расчета сезонного регулирования и водноэнергетических расчетов на основе кривой продолжительности суточных расходов и кривой использования расходов. Ряд примеров таких расчетов рассматривается в статьях автора (В. Г. Андреянов, 1948, 1951).

ЧАСТЬ V

МЕТОДИКА РАСЧЕТА СЕЗОННОГО РЕГУЛИРОВАНИЯ СТОКА НА ОСНОВЕ ХАРАКТЕРИСТИК ВНУТРИГОДОВОЙ НЕРАВНОМЕРНОСТИ СТОКА

ГЛАВА XIV

ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ СЕЗОННОГО РЕГУЛИРОВАНИЯ СТОКА

1. Общие сведения

Под сезонным (годовым) регулированием стока принято понимать искусственное перераспределение стока внутри каждого отдельного года за счет накапливания в водохранилище запасов воды в многоводные сезоны и их сработки в маловодные сезоны в соответствии с желательным графиком потребления воды. Следует отметить, что терминология в этом вопросе до настоящего времени не установилась. Так, например, В. П. Захаров (1940) называет этот вид регулирования сезонно-годовым. Согласно С. И. Крицкому и М. Ф. Менкелю (1952), а также П. А. Ляпичеву (1952), к собственно сезонному регулированию можно относить случай, когда критический период сработки водохранилища охватывает не всю межень, а лишь наиболее маловодную часть ее, а к годовому регулированию — случай, когда опорожнение водохранилища захватывает всю межень. Однако в отношении методики расчета между этими двумя случаями принципиальной разницы нет. Поэтому указанное предложение в практике не укоренилось и обычно эти два термина рассматриваются как синонимы, причем термин «сезонное регулирование» обращает внимание на ту сторону вопроса, что происходит перераспределение стока между сезонами, а термин «годовое регулирование» отмечает то обстоятельство, что перераспределение стока происходит внутри года [1]. Кроме того, в практике обычно под полным годовым регулированием подразумевается случай полного выравнивания стока в расчетном маловодном году.

Вообще говоря, наиболее правильным было бы в противопоставление многолетнему регулированию назвать этот вид регулирования внутригодовым, как это, например, делает В. Г. Айвазьян (1941). Однако, поскольку в практике уже укоренился термин «сезонное регулирование стока», мы сохраняем это название за любым искусственным перераспределением стока внутри года вне зависимости от продолжительности критического периода сработки водохранилища.

Многолетнему регулированию, заключающемуся в выравнивании стока на протяжении ряда лет путем его перераспределения из многоводных

[1] Возможна и такая схема сезонного регулирования, при которой после многоводного года неиспользованная часть емкости остается на следующий год, что еще не представляет собой переход к многолетнему регулированию.

лет в маловодные, обязательно должно сопутствовать сезонное регулирование. В этом случае в обобщенных методах расчета потребную емкость регулирования обычно разделяют условно на многолетнюю и сезонную (годовую) составляющие. Под задачей многолетнего регулирования стока (в более узком понимании) часто подразумевают лишь установление многолетней составляющей емкости.

Как при многолетнем, так и при сезонном регулировании на постоянную отдачу, основной задачей в каждом случае является нахождение потребной емкости регулирования β по заданным значениям гарантированной отдачи α и ее обеспеченности P или нахождение гарантированной отдачи α по заданным значениям емкости β и обеспеченности отдачи P. Таким образом, исчерпывающее решение этой задачи для данного объекта требует установления для него связи между величинами β, α и P. Задачей общей методики расчета регулирования стока является обобщение этих связей на любые объекты с учетом лишь основных показателей режима стока, что должно позволить достаточно просто и надежно производить расчеты регулирования по неизученным или малоизученным рекам.

Многолетнее регулирование стока осуществляется сравнительно редко, так как требует создания мощных водохранилищ; сезонное регулирование стока встречается значительно чаще. Несмотря на это, разработка обобщенных методов расчета регулирования стока до последнего времени велась главным образом применительно к многолетнему регулированию, точнее применительно к задаче определения многолетней составляющей емкости.

Основанный на применении теории вероятностей первый и второй метод регулирования стока С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля (1932, 1935) позволяет устанавливать связь между величинами β, α, P по кривой обеспеченности годового стока при условии постоянства отдачи α. Пользуясь вторым, более точным методом, Я. Ф. Плешков (1936) построил график обобщенных связей величин β, α, P при учете коэффициента вариации годового стока C_{v_m} и при постоянном соотношении коэффициентов асимметрии и вариации, равном двум. Исходя из несколько иных предпосылок, Г. П. Иванов (1946) построил аналогичные обобщенные графики, в которых дополнительно учитывается коэффициент асимметрии. Графики Я. Ф. Плешкова и Г. П. Иванова позволяют для случая постоянной отдачи быстро и достаточно четко определять многолетнюю составляющую емкости $\beta_{мн}$ при заданных величинах постоянной отдачи α и ее обеспеченности P или находить α при заданных $\beta_{мн}$ и P.

Методика расчета многолетнего регулирования стока, основанная на теории вероятностей, и вытекающие из нее обобщенные расчетные графики получили всеобщее признание и широкое распространение не только для случая отсутствия данных наблюдений по стоку, но и при наличии их ввиду бóльшей обоснованности и сопоставимости результатов расчета обобщенными методами, чем результатов расчета по фактическим хронологическим рядам стока.

Дальнейшие исследования А. Д. Саваренского (1940, 1952), С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля (1940) и др. позволили распространить приложение теории вероятностей на случай переменной отдачи и при учете потерь. Последний метод основан на последовательном суммировании кривой обеспеченности наполнений водохранилища на начало каждой фазы стока и кривой обеспеченности стока за эту фазу с учетом отдачи и потерь за фазу. При этом отпадает необходимость разделения общей емкости на многолетнюю и сезонную составляющие.

Однако ввиду значительной трудоемкости расчетов по последнему методу для предварительных стадий проектирования и для малых объектов полностью сохраняет свое значение указанный выше метод расчета с разделением емкости на многолетнюю и сезонную составляющие и основанные на нем обобщенные графики для определения многолетней составляющей емкости.

Для расчетов сезонного регулирования стока и для определения сезонной составляющей емкости при многолетнем регулировании до настоящего времени аналогичных обобщений методов расчета не разработано. Существуют лишь приближенные методы расчета С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля (1944, 1945) и др. Применение приближенных приемов определения сезонной составляющей емкости вполне допустимо для практических расчетных целей при глубоком многолетнем регулировании, так как в этом случае сезонная составляющая является лишь незначительной частью общей емкости. До некоторой степени эти приемы являются допустимыми и при расчетах глубокого сезонного регулирования стока, близкого к полному выравниванию в расчетный маловодный год. Использование приближенных методов при неглубоком многолетнем регулировании и особенно при неглубоком сезонном регулировании, как это было нами показано (В. Г. Андреянов, 1951), приводит к существенным погрешностям и притом всегда не в запас расчета, т. е. в сторону преуменьшения потребной емкости или преувеличения зарегулированной отдачи.

Учитывая бо́льшую распространенность сезонного регулирования, чем многолетнего, следует признать большое практическое значение разработки обобщенного метода расчета сезонного регулирования стока аналогично имеющемуся обобщенному методу определения многолетней составляющей емкости. Так как в данном случае в рассмотрение должны быть введены не только показатели многолетнего распределения, но и показатели внутригодового распределения стока, то задача получается значительно более сложной, чем для расчета многолетней составляющей емкости.

При регулировании на примерно постоянную в течение года отдачу (например, при водоснабжении) расчеты регулирования ограничиваются в основном двумя задачами: 1) определением потребной емкости регулирования при заданной гарантированной отдаче и ее обеспеченности (или определение отдачи при заданной емкости и обеспеченности отдачи) и 2) определением дефицита отдачи за пределами гарантии (С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель, 1952). В этом случае в годы с обеспеченностью гарантированной отдачи, меньше заданной, годовая полезно используемая отдача, или коэффициент использования стока (в долях от среднемноголетнего расхода), совпадает с величиной гарантированной отдачи (в том же относительном измерении), а средняя годовая отдача (коэффициент использования за многолетний период) ниже последней на среднемноголетний дефицит отдачи.

Иное дело для регулирования при отдаче, изменяющейся в зависимости от водности периода (как это, например, имеет место для гидроэлектростанции, работающей в энергосистеме). В этом случае сверх гарантированной отдачи имеет место в многоводные периоды также так называемая сезонная отдача и полная годовая отдача (коэффициент использования стока) превышает гарантированную отдачу. Таким образом, при отдаче, изменяющейся с водностью периода, возникает еще и третья задача — определение полной годовой отдачи за расчетный маловодный год, а также в среднем за многолетний период.

2. Существующие методы расчета сезонного регулирования стока и определения сезонной составляющей емкости при многолетнем регулировании

При наличии достаточно длительного ряда наблюдений над стоком наиболее точные результаты сезонного регулирования стока получаются при обычных табличных (балансовых) расчетах для всех имеющихся лет наблюдений. При этом расчеты могут вестись для нескольких вариантов расхода отдачи α[1]. Для каждого варианта составляются эмпирические кривые обеспеченности годовых значений потребной сезонной емкости β. Получающееся семейство кривых $\beta = f(P)$ для разных α перестраивается в семейство кривых $\beta = f(\alpha)$ для разных P. Это графическое представление функции связи между показателями сезонного регулирования стока: емкостью β, отдачей α и обеспеченностью отдачи P при совместном использовании с технико-экономическими соображениями позволяет с исчерпывающей полнотой производить выбор параметров водохранилища (емкости и зарегулированной отдачи).

Существенным преимуществом балансового расчета по фактическим стоковым данным является возможность попутного и дифференцированного учета потерь стока и учета переменной внутри года отдачи, а также совместного расчета многолетнего и сезонного регулирования без их условного разделения. Сюда же примыкает метод, предложенный С. В. Соколовским (1954) и заключающийся в следующем. В каждом году выделяются минимальные из средних за 1, 2, 3 и т. д. месяцев; для них определяются: 1) норма, 2) C_v, 3) величины минимальных расходов заданной обеспеченности (при $C_s = 2C_v$) $Q^{(1)}_{\text{мр}}$, $Q^{(2)}_{\text{мр}}$, $Q^{(3)}_{\text{мр}}$ и т. д.; 4) соответственные значения дефицитов до заданной отдачи

$$D^{(1)} = (\alpha\overline{Q} - Q^{(1)}_{\text{мр}})\, 2{,}63 \cdot 10^6;$$

$$D^{(2)} = (\alpha\overline{Q} - Q^{(2)}_{\text{мр}})\, 2{,}63 \cdot 10^6 \cdot 2; \quad D^{(3)} = (\alpha\overline{Q} - Q^{(3)}_{\text{мр}})\, 2{,}63 \cdot 10^6 \cdot 3 \text{ и т. д.;}$$

5) объемы водохранилища

$$V^{(1)} = V_{\text{м}} + D^{(1)} + V^{(1)}_{\text{п}}, \quad V^{(2)} = V_{\text{м}} + D^{(2)} + V^{(2)}_{\text{п}},$$

$$V^{(3)} = V_{\text{м}} + D^{(3)} + V^{(3)}_{\text{п}} \text{ и т. д.,}$$

где $V_{\text{м}}$ — мертвый объем и $V_{\text{п}}$ — объем потерь. За расчетное значение емкости принимается наибольшее из полученных таким образом значений.

Подсчеты по этому методу получаются значительно более трудоемкими и менее наглядными, чем по приведенному выше общепринятому способу. К тому же С. В. Соколовский неоднократно оговаривает, что его метод пригоден только для случая, когда отдача значительно меньше годового стока, что сужает область применения метода. Поэтому метод Соколовского вряд ли может быть рекомендован для использования.

Применимость указанного выше способа, основанного на расчете по всему ряду наблюдений, ограничена сравнительно большой трудоемкостью и необходимостью наличия достаточно длительного ряда наблюдений. Этот способ, очевидно, неприменим для неизученных или малоизученных

---

[1] Для удобства обобщений в расчетной практике принято давать показатели регулирования стока в относительном выражении: емкость (β) в долях от среднего годового объема стока и отдачу (α) в долях от среднемноголетнего расхода.

рек, а также для предварительных расчетов по вариантам к выбору основных водохозяйственных параметров водохранилища и обычно заменяется расчетом регулирования по характерному маловодному году с обеспеченностью годового стока, равной заданной обеспеченности отдачи, и с внутригодовым распределением по одному из фактических маловодных лет, наблюденных на данном объекте или на объекте-аналоге, а иногда по приближенной типовой схеме. Этот прием, весьма распространенный в практике массового проектирования мелких водохозяйственных установок, является принципиально неправильным по следующей причине. Обеспеченность отдачи, вообще говоря, не совпадает с обеспеченностью годового стока и может от нее значительно отличаться, ибо относительная величина зарегулированной отдачи в разные годы зависит не только от годового стока, но и от внутригодового распределения стока. Вводимый иногда в порядке уточнения выбор расчетного года по обеспеченности меженного стока в значительной степени устраняет указанный выше недостаток при глубоком сезонном регулировании, распространяющемся на всю межень, но не избавляет от этого недостатка при неглубоком регулировании. Существенные ошибки в результатах расчета регулирования при незначительной степени регулирования вызываются схематизацией расчета внутригодового распределения стока — по среднемесячным, а иногда и по среднесезонным данным (см. ниже).

Существующие предложения по выбору расчетного года из числа фактических или составления расчетного внутригодового распределения стока излагаются в главах V—VII и не применяются широко для расчетов сезонного регулирования стока. Приведем краткие сведения лишь по получившим широкое распространение приемам схематизации расчетного внутригодового распределения, специально предназначенным для определения емкости сезонного регулирования или сезонной составляющей емкости при многолетнем регулировании.

На грубой схематизации внутригодового распределения стока по двум сезонам — половодью и межени (в виде двухступенчатого графика средних расходов за эти сезоны, без учета восстановления емкости за счет летне-осенних паводков) — основаны существующие приближенные расчетные формулы для определения емкости сезонного регулирования β, получившие широкое распространение в практике и сводящиеся обычно к виду

$$\beta = \alpha t_м - \mu m_р \quad \text{при} \quad \alpha \leqslant m_р. \tag{14.1}$$

Здесь α — расход постоянной отдачи; μ — средняя доля меженного стока в годовом; $t_м$ — длительность периода межени в долях года; $m_р$ — годовой модульный коэффициент расчетной обеспеченности.

Для определения сезонной составляющей емкости $\beta_{сез}$, имеющей назначением выравнивание стока внутри года, при многолетнем регулировании применяется формула следующего вида, вытекающая из формулы (14,1) при $\alpha = m_р$:

$$\beta_{сез} = (t_м - \mu)\,\alpha \tag{14.2}$$

или уточненная С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем (1945) при $m_р < \alpha < 1$

$$\beta_{сез} = \alpha t_м - \mu + \mu \frac{1 - K_м}{1 - m}\,(1 - \alpha). \tag{14.3}$$

Здесь $K_м$ — сток межени расчетной обеспеченности в долях от стока средней межени; остальные обозначения по предыдущему.

В предельных случаях последняя формула принимает следующий вид. При $\alpha=1$, т. е. для случая полного выравнивания стока,

$$\beta_{сез}=t_м-\mu. \qquad (14.3')$$

При $\alpha=m_р$ (переход от сезонного регулирования к многолетнему, или полное годовое регулирование)

$$\beta_{сез}=\alpha t_м-\mu K_м. \qquad (14.3'')$$

Основные недостатки применения приведенных приближенных формул те же, что и указанные выше при расчете по одному характерному году.

Вводимое С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем уточнение в определении величины меженного стока за счет учета его модульного коэффициента $K_м$ заданной обеспеченности в значительной мере устраняет погрешности, проистекающие при определении сезонной составляющей емкости. Однако и это частичное уточнение в практике проектирования применяется редко ввиду малой исследованности вопроса о многолетнем распределении меженного стока, и обычно расчеты ведутся по упрощенной формуле (14.2). Особенно существенное влияние на точность результатов сезонного регулирования оказывает простейшая схематизация внутригодового распределения стока по средним данным, принимаемая во всех существующих схемах приближенного расчета. Этот недостаток сохраняется и при подсчетах по приведенной выше формуле С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля (14.3).

Е. А. Топчиевым (1953) в порядке уточнения определения величины сезонной составляющей емкости при многолетнем регулировании стока предлагается учитывать неравномерность потребления воды в течение года для случая орошения, проводимого в течение вегетационного периода ($t_{вег}<t_м$), с помощью следующей формулы [взамен формулы (14.2)]:

$$\beta_{сез}=\alpha\left(1-\frac{t_{вег}}{t_м}\mu\right). \qquad (14.4)$$

Для пересыхающего водотока ($\mu=0$)

$$\beta_{сез}=\alpha. \qquad (14.4')$$

При смешанном водопотреблении на водоснабжение (постоянное потребление в течение года) и на орошение, доля которого n от общего объема потребления обычно бывает велика (для шести областей УССР в среднем около 0,8) получается следующая формула:

$$\beta_{сез}=\alpha\left[n+t_м(1-n)-\mu\right]. \qquad (14.5)$$

Для пересыхающего водотока ($\mu=0$) $n=0{,}8$, $t_м=\frac{10}{12}$

$$\beta_{сез}=0{,}97\alpha. \qquad (14.5')$$

Те же приемы приравнивания обеспеченности отдачи и обеспеченности годового или меженного стока и простейшая схематизация внутригодового и внутрисезонного распределения стока по средним соотношениям обычно применяются и при региональных обобщениях, выполняемых в процессе массового схематического проектирования водохозяйственных установок, например, для рек Урала (С. Н. Крицкий, М. Ф. Менкель, 1944) и для рек Донбасса (С. Н. Крицкий, М. Ф. Менкель, 1952, стр. 145). Результаты этих обобщений представляются в виде номограмм, построенных по данным расчетов для ряда вариантов регулирования и определяющих связи параметров регулирования стока — полной емкости регулирования (β), включающей для зоны многолетнего регулирования как многолетнюю, так и сезонную составляющие, зарегулированной от-

дачи α, ее обеспеченности P и основного параметра многолетнего распределения годового стока C_{vm}. Внутригодовое распределение стока учитывается по осредненным (как по периоду наблюдений, так и по району) и значительно схематизированным данным. Для рек Донбасса дополнительно даны графики поправок, учитывающих несовпадения коэффициентов изменчивости меженного и годового стока. Даже при наиболее точном и наиболее современном методе расчета многолетнего регулирования, который основан на построении кривых обеспеченности наполнения водохранилища и при котором могут учитываться переменная отдача в соответствии с диспетчерскими правилами и переменные потери стока и не производится условное разделение на многолетнюю и сезонную составляющие емкости, внутригодовое распределение стока принимается (С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель, 1952; А. Д. Саваренский, 1952) также значительно схематизированным и притом постоянным для всех лет.

Влияние схематизации и осреднения внутригодового распределения стока на расчеты сезонного регулирования стока проверялось нами (В. Г. Андреянов, 1951) на примере одной из рек Донбасса (р. Казенный Торец) по расчетному маловодному (1930) году в сопоставлении с данными точного расчета по таблице ежедневных расходов. Эта проверка показала, что относительная ошибка в величине сезонной емкости от схематизации и осреднения внутригодового распределения стока всегда получается не в запас расчета, т. е. в сторону преуменьшения емкости при заданной отдаче (или преувеличения отдачи при заданной емкости), и увеличивается с уменьшением заданной величины отдачи. При применении фактических среднемесячных данных за расчетный год (взамен суточных) величина преуменьшения емкости изменяется от 10% при $\alpha=1$, т. е. при полном годовом регулировании, до 40% с лишним при $\alpha=0{,}2$, т. е. при незначительном сезонном регулировании. При применении среднего фиктивного помесячного распределения преуменьшение емкости при $\alpha=0{,}5$ составляет 50%, а при $\alpha=0{,}2$ достигает 100%. Очевидно, что при еще более грубой схематизации по среднесезонным и осредненным по целому району данным ошибка в емкости должна быть еще больше. Так, для рассматриваемого нами примера ошибка в этом случае составляет —20% при $\alpha=1$ и —70% при $\alpha=0{,}5$.

Таким образом, рассмотренные выше приближенные методы расчета сезонного регулирования стока являются допустимыми лишь при глубоком сезонном регулировании, близком к полному годовому, и при значительном многолетнем регулировании, когда величина сезонной составляющей емкости представляет собой лишь незначительную долю от величины многолетней составляющей. При неглубоком сезонном регулировании ошибки в результатах расчета достигают недопустимых значений и притом не в сторону запаса.

При незначительном многолетнем регулировании существенные ошибки, но уже противоположного знака, могут получаться из-за применяемого обычно в практике непосредственного складывания величин сезонной и многолетней составляющих, определенных при одинаковой обеспеченности, принимаемой равной заданной обеспеченности отдачи.

Правда, в результате суммирования ошибок противоположного знака общая ошибка в определении суммарной рабочей емкости получается несколько меньшей, чем ошибка определения сезонной составляющей, но все же она может достигать значительной относительной величины, особенно при неглубоком многолетнем регулировании. На это обстоятельство обращает внимание В. Г. Айвазьян (1941). Им отмечается различное влияние на обеспеченность гарантированной отдачи при многолетнем регулировании многолетней $\beta_{мн}$ и сезонной $\beta_{сез}$ составляющих емкости в за-

висимости от соотношения величин последних, и необоснованность в связи с этим сложения составляющих, определяемых раздельно при заданной обеспеченности зарегулированной отдачи. Им предлагается основанная на теории вероятностей расчетная схема, при которой заданному значению расчетной обеспеченности соответствует получаемая суммарная емкость $\beta_{сум}$ и которая пригодна при любых соотношениях расчетных значений $\beta_{мн}$ и $\beta_{сез}$. Принимая потребные в отдельные годы величины сезонной и многолетней составляющих за независимые друг от друга случайные величины и назначая обеспеченность суммарной емкости $[P(\beta_{сум}) = 100 - P(\alpha)]$ и обеспеченность одной из составляющих (многолетней или сезонной в зависимости от их соотношения), он предлагает определять соответственную обеспеченность второй составляющей, исходя из известного положения о равенстве вероятности повторения функции двух независимых переменных произведению вероятностей этих переменных. Однако, несмотря на правильный с теоретической точки зрения подход к решению поставленной задачи, предложение В. Г. Айвазьяна не получило распространения в практике ввиду необходимости наличия длинного ряда наблюдений (или создания искусственного ряда) и громоздкости расчетов.

Наиболее полно и обстоятельно вопросы сезонного регулирования стока в энергетических целях применительно к условиям крупных гидроэлектростанций с использованием статистической обработки характеристик стока и с учетом переменного режима отдачи рассматриваются в работах П. А. Ляпичева (1936, 1939, 1950, 1951, 1952, 1955). Предлагаемые им методы расчета являются очень трудоемкими и предполагают наличие длинного ряда наблюдений за стоком. Его работы не содержат попыток территориальных обобщений результатов исследований, выполненных по отдельным, преимущественно крупным, рекам. Поэтому предлагаемые Ляпичевым методы не могут быть использованы для целей массовых расчетов сезонного регулирования стока, тем более при отсутствии данных наблюдений за стоком.

Уже после опубликования (В. Г. Андреянов, 1954) излагаемого в главе XV обобщенного метода сезонного регулирования стока И. П. Дружининым (1958, 1959) был предложен для расчетов сезонного регулирования метод, в котором «используется выявленная тесная корреляционная зависимость между зарегулированными на постоянную величину расходами при разных значениях регулирующей емкости водохранилища в достаточно широком диапазоне изменения ее».

Эта связь выражается уравнением

$$Q_\beta = \alpha_\beta Q_{\beta_0} - b\Delta\beta\overline{Q}. \qquad (14.6)$$

Здесь Q_β и Q_{β_0} — зарегулированные расходы в одном и том же году при емкостях β и β_0; $\Delta\beta = \beta_0 - \beta$; коэффициент b определяется по графику связи при значении $Q_{\beta_0} = 0$ и принимается постоянным и для других емкостей; коэффициент α_β определяется по формуле

$$\alpha_\beta = \frac{Q'_\beta + b\Delta\beta\overline{Q}}{Q'_{\beta_0}}, \qquad (14.7)$$

где Q_β' и Q_{β_0}' — зарегулированные расходы в типичном году при двух значениях β. Типичный год подбирается из числа фактических и корректируется по условию, чтобы построенная по нему зависимость $Q'_{\beta_0} = f(Q'_\beta)$, совпадала с аналогичной линейной зависимостью (14.6), построенной по всем годам. На основании связи между зарегулированными расходами при двух значениях β, построенной по всем годам, предлагается определять зарегулированные расходы при любой другой емкости. В качестве

подробной характеристики должна служить серия кривых обеспеченности зарегулированных расходов для нескольких значений регулирующей емкости β.

Последовательность расчетов следующая: 1) определяются зарегулированные расходы при двух значениях емкости β_0 и β_1, причем диапазон изменения емкости должен удовлетворять условию $\Delta\beta = \beta_1 - \beta_0 < 0{,}10$; 2) устанавливается графически связь $Q_{\beta_1} = f(Q_{\beta_0})$; 3) по этой связи определяется коэффициент b; 4) выбирается типичный год; 5) по нему определяются коэффициенты α_β для разных значений β; 6) по уравнению (14,6) определяются зависимости $Q_\beta = f(Q_{\beta_0})$ для всех β_0; 7) строится кривая обеспеченности зарегулированных расходов при β_0; 8) пользуясь связями $Q_\beta = f(Q_{\beta_0})$, строятся кривые обеспеченности для всех других значений β.

Как видно из описания этого метода, он намечается лишь для случая наличия достаточно длинного ряда фактических наблюдений и не менее громоздок, чем обычно применяемый способ регулирования по всем годам. Вместе с тем этот метод обладает рядом существенных недостатков, снижающих его точность и надежность.

Прежде всего представление о достаточной тесноте связей между зарегулированными расходами при разных емкостях регулирования, основанное на сравнительно высоких коэффициентах корреляции, является ошибочным и объясняется, как это будет показано ниже, недостаточным анализом этих связей. Очевидно, эту связь можно представить как

$$Q_\beta = Q_{\beta_0} + \Delta Q, \tag{14.8}$$

где Q_{β_0} составляет значительную часть величины Q_β (как это видно из приводимого И. П. Дружининым графика этих связей для р. Оки у г. Калуги от 70 до 85%). Поэтому высокие значения коэффициента корреляции r между величинами Q_β и Q_{β_0} (по данным для 6 рек от 0,85 до 0,97) являются обычными для коэффициента корреляции между суммой и бóльшим из двух слагаемых и в основном определяются величиной доли этого слагаемого от суммы. В самом деле, как это следует из приводимой в главе V формулы (5.8′), минимальное значение коэффициента корреляции между суммой и одним из двух слагаемых имеет место при полном отсутствии связи между обоими слагаемыми (в данном случае между Q_{β_0} и ΔQ) и равно

$$r_{Q_\beta,\, Q_{\beta_0}} = \frac{\sigma_{Q_{\beta_0}}}{\sigma_{Q_\beta}} = \frac{\overline{Q_\beta}}{\overline{Q_{\beta_0}}} \frac{C_v Q_{\beta_0}}{C_v Q_\beta}. \tag{14.9}$$

Как легко установить для примера по р. Оке у г. Калуги при $\beta_0 = 0{,}15$ и $\beta = 0{,}25$, $\frac{C_v Q_\beta}{C_v Q_{\beta_0}} = 1{,}06$.

Таким образом, минимальный возможный коэффициент корреляции между зарегулированными расходами при двух различных емкостях пропорционален доле меньшего из этих расходов (при меньшей емкости) в большем. Так как для рассматриваемых емкостей (как это видно из упомянутого графика) эта доля составляет в среднем около 0,80, то даже при полном отсутствии связи между Q_{β_0} и ΔQ $r_{Q_\beta,\, Q_{\beta_0}} = 1{,}06 \cdot 0{,}80 = 0{,}85$, т. е. довольно близко к величине, приводимой для этого случая И. П. Дружининым ($r = 0{,}95$).

Для выявления закономерности изменения зарегулированных расходов с изменением емкости надо было не коррелировать величины расхо-

дов, а исследовать величину приращения расхода ΔQ. Как это очевидно,

$$\Delta Q = Q_{\beta} - Q_{\beta_0} = \frac{(\beta - \beta_0)\,\bar{Q}}{T_{ср}} = \frac{\Delta\beta\bar{Q}}{T_{ср}}, \qquad (14.10)$$

где $T_{ср}$ — продолжительность (в долях года) расхода $\frac{Q_{\beta} + Q_{\beta_0}}{2}$ в каждом данном году.

Поскольку величина $\Delta\beta\bar{Q} = \text{const}$, приращение зарегулированного расхода ΔQ колеблется в отдельные годы пропорционально величине $\frac{1}{T_{ср}}$ и мера рассеяния значений $\Delta Q_{\beta-\beta_0}$ на графике $\Delta Q = f(Q_{\beta_0})$ определяется изменчивостью величины $\frac{1}{T_{ср}}$, а значит и $T_{ср}$. Поэтому совершенно естественно, что при больших величинах емкости β_0 и β, когда регулирование распространяется на всю межень, величина $T_{ср}$, представляющая в этом случае продолжительность всей межени (в долях года), а значит и $\frac{1}{T_{ср}}$, изменяется из года в год относительно незначительно. Поэтому связь между величинами $\Delta Q_{\beta-\beta_0}$ и Q_{β_0} должна получиться довольно тесной. Наоборот, при малых величинах емкости β (и, следовательно, при расходах Q_{β_0}, близких к минимальным естественным, продолжительность которых изменяется в отдельные годы в широких пределах) теснота связи между зарегулированными расходами резко изменяется, что видно на прилагаемом к указанной статье графике для р. Оки у г. Калуги для связи при $\beta = 0{,}15$ и $\beta_0 = 0{,}05$ (к сожалению, данные при $\beta_0 = 0$ не приводятся). Так как величина ΔQ пропорциональна $\Delta\beta = \beta - \beta_0$, то с увеличением $\Delta\beta$ доля ΔQ в величине Q_{β} [см. уравнение (14.8)] растет пропорционально $\Delta\beta$, а доля Q_{β_0} в Q_{β} и коэффициент корреляции между Q_{β} и Q_{β_0}, согласно выражению (14.9), соответственно уменьшается. Таким образом, тесная связь между зарегулированными расходами получена И. П. Дружининым лишь за счет назначения малых интервалов изменения β (им рекомендуется назначать $\Delta\beta$ не более 0,10). При бóльших интервалах $\Delta\beta$ теснота связи должна быть значительно меньше. Так, например, при увеличении $\Delta\beta$ с 0,10 до 0,20, т. е. при установлении корреляционной связи непосредственно между зарегулированными расходами при $Q_{\beta} = 0{,}05$ и $Q_{\beta_0} = 0{,}25$, доля меньшего расхода в большем снижается до 0,60 и минимальный коэффициент корреляции по формуле (14.9) уменьшается до 0,64.

Однако конечной целью построений Дружинина должна явиться возможность определения при заданной емкости соответственного зарегулированного расхода (гарантированной отдачи). Если определение вести по цепочке довольно тесных связей между величинами Q_{β} при разных емкостях от $\beta = 0$ (незарегулированный расход) до заданного β, то создается впечатление точности расчета. На самом деле, ошибки последовательных определений будут суммироваться и конечная ошибка достигнет большей величины. Это видно хотя бы из того, что фактический коэффициент корреляции между незарегулированными расходами (при $\beta = 0$) и зарегулированными при $\beta = 0{,}25$ снижается до величины около 0,60 (по нашим подсчетам).

Кроме того, в методе Дружинина содержится еще ряд недостатков: отсутствие объективного критерия для подбора типичного года, необоснованность постоянства коэффициента b для любых β в формуле (14.6), отсутствие ограничения величин регулирующих емкостей в отдельные годы наличным избытком стока в многоводный период года и т. д. Как уже указывалось выше, изложенный метод не может быть ис-

пользован для неизученных рек, а при наличии данных наблюдений проще и значительно точнее установить обычным способом (на основе расчетов регулирования по всем годам) зависимости зарегулированных расходов от емкости и от обеспеченности.

В связи с указанными недостатками предложение Дружинина не может быть использовано для решения поставленной нами задачи.

И. М. Панасенко (1958) расчет сезонного регулирования на постоянную отдачу предлагает вести, исходя из следующих соображений. Отдача α обеспечивается в годы, для которых

$$\beta \geqslant t(\alpha - K_{ср}), \tag{14.11}$$

где $K_{ср}$ — средний расход (в долях от среднемноголетнего) и t — продолжительность дефицитного периода (в долях года). Для заданных α и β обеспеченность отдачи $P(\alpha)$ определяется показателями $K_{ср}$ и t. Без учета корреляционной связи между величинами $K_{ср}$ и t обеспеченность отдачи определяется выражением

$$P(\alpha) = \int_0^1 P\left(t \leqslant \frac{\beta}{\alpha - K_{ср}}\right) dP(K_{ср}), \tag{14.12}$$

а при учете корреляционной связи

$$P(\alpha) = \int_0^1 \left[P\left(t_{K_{ср}} \leqslant \frac{\beta}{\alpha - K_{ср}}\right) dP(K_{ср}).\right. \tag{14.13}$$

Решение интеграла (14.12) сводится к графическому суммированию кривых обеспеченности величин t и $K_{ср}$, а решение интеграла (14.13) выполняется с помощью построения условных кривых обеспеченности величин t для ряда значений $K_{ср}$.

Результаты расчета по этому методу без учета и при учете корреляционной связи, выраженные в виде кривых $\beta = f[P(\alpha)]$ для заданной величины α, были сопоставлены с аналогичными результатами расчета по предлагаемому нами методу (см. гл. XV и XVI). При этом оказалось, что для одинаковых значений $P(\alpha)$ значения β по методу Панасенко при отсутствии учета корреляционной связи между t и $K_{ср}$ получаются близкими к значениям β по нашему методу, а при учете связи превышают последние примерно на 20%. По результатам этого сопоставления Панасенко делает вывод о том, что расчеты по средним расходам и продолжительности дефицитных периодов уточняют водохозяйственные показатели, давая более осторожное решение при наличии корреляционной связи.

Нам представляется, что этот вывод нельзя считать обоснованным. В самом деле, в предлагаемом нами методе (см. ниже) в правой части уравнения (14.11) рассматривается величина дефицита до расхода α с учетом его восстановления (т. е. при учете повторности использования емкости, см. гл. VIII, стр. 153). Поскольку нами рассматриваются не аргументы t и $K_{ср}$, а их функция — дефицит $D(\alpha)$, учитывать корреляционную связь между величинами t и $K_{ср}$ нет надобности. Применение композиционного метода могло бы дать лишь некоторое уточнение для очень редких значений повторяемости, не имеющих расчетного значения, но при обязательном попутном учете корреляционной связи между t и $K_{ср}$ и коэффициента восстановления дефицита ξ.

По нашему мнению, упомянутые результаты сопоставления показывают следующее. За счет неучета восстановления дефицита получается по методу Панасенко преувеличение емкости, а за счет неучета корреляционной связи между t и $K_{ср}$ — преуменьшение, которое компенсирует ука-

занное преувеличение. Этим и объясняется сходимость результатов расчета по методу Панасенко без учета связи между t и $K_{ср}$ с результатами по нашему методу и преувеличение величин β по его методу при учете связи между t и $K_{ср}$. Указанное преувеличение примерно на 20% соответствует коэффициенту восстановления 0,80—0,85, т. е. вполне возможному его значению при рассматриваемых небольших значениях β (от 0,08 до 0,16).

ГЛАВА XV

ПРЕДЛАГАЕМЫЙ МЕТОД РАСЧЕТА СЕЗОННОГО РЕГУЛИРОВАНИЯ СТОКА НА ОСНОВЕ ХАРАКТЕРИСТИК ВНУТРИГОДОВОЙ НЕРАВНОМЕРНОСТИ СТОКА

1. Основные положения предлагаемого метода

Приведенный выше анализ недостатков существующих приближенных методов расчета сезонного регулирования стока и определения сезонной составляющей емкости многолетнего регулирования, с одной стороны, доказывает настоятельную необходимость разработки обобщенного метода расчета, аналогичного обобщенным методам расчета многолетнего регулирования, а с другой, определяет те требования, которые должны предъявляться к разрабатываемому обобщенному методу сезонного регулирования.

Выше уже указывалось, что поставленную нами задачу приходится ограничить простейшим случаем постоянной отдачи, как это имеет место и в обобщенных методах многолетнего регулирования. Однако, как это отмечают С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель (1944), для случая энергетического использования стока «равномерное распределение гарантийной отдачи является наиболее неблагоприятным из всех возможных допущений этого рода», и полученные при этом условии «значения гарантийной мощности должны рассматриваться как наиболее осторожная оценка энергетических возможностей установки. Корректирование этой оценки, учитывающей эффект возможной неравномерности сработки водохранилища, далеко не всегда является необходимым, поскольку во многих случаях перспективные графики нагрузки энергосистемы и формы участия в ней гидростанции поддаются предвидению с ограниченной степенью точности». Корректирование результатов расчета, выполненного в предположении постоянства отдачи, на влияние неравномерности отдачи может быть легко осуществлено с помощью простого приближенного приема, излагаемого ниже (стр. 283). Приближенность этого корректирования вполне соответствует возможной степени точности предвидения будущего режима отдачи водохранилища.

При регулировании стока в целях водоснабжения фактический режим отдачи обычно близок к постоянному и надобность в таком корректировании отпадает.

Диспетчерские правила управления работой водохранилища [впервые для условий сезонного регулирования стока, введенные в практику проектирования в СССР П. А. Ефимовичем (1936) и в последующем детально разработанные С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем (1952)] в общем не отражаются на величине гарантированной отдачи и поэтому могут не учитываться при решении указанной задачи.

Рассматриваемый обобщенный метод не может быть распространен на более сложные схемы регулирования, например на случай многоступенного регулирования (при котором с целью повышения нормальной от-

дачи задается сравнительно невысокая ее обеспеченность, а за ее пределами отдача снижается несколькими ступенями) или на схему регулирования по воднобалансовым разностям. Однако на предварительных этапах проектирования, в частности при рассмотрении ряда вариантов регулирования с целью выбора водохозяйственных параметров водохранилища, а также при отсутствии или недостаточности данных наблюдений, обычно принимается более простая схема регулирования. Поэтому излагаемый ниже обобщенный метод сезонного регулирования стока может получить достаточно широкое распространение.

Обобщенный метод сезонного регулирования стока на постоянную отдачу должен отвечать следующим основным требованиям:

1. Предоставлять возможность определять непосредственно, без подбора, сезонную емкость β и сезонную составляющую емкости (при многолетнем регулировании) по заданным величинам гарантированной отдачи α и ее обеспеченности P и решать обратную задачу — определять α по заданным β и P на основании общих показателей режима стока.

2. Позволять при одновременном использовании графиков Я. Ф.Плешкова (или Г. П. Иванова) определять полную емкость многолетнего регулирования.

3. Давать обеспеченность результата расчета (отдачи), а не обеспеченность исходных данных по стоку (годового стока, меженного стока).

4. Предоставлять возможность определять дефицит отдачи за пределами гарантии.

5. Давать возможность определять необходимые для расчета показатели внутригодового и многолетнего распределения стока при отсутствии данных наблюдений по стоку на рассматриваемом объекте.

6. Обеспечивать возможность учета изменения гидрологического режима под воздействием деятельности человека.

Исчерпывающие расчеты сезонного регулирования стока, необходимые для обоснованного выбора основных водохозяйственных параметров водохранилища на данном водном объекте, сводятся в конечном счете к построению функции $F(\beta, \alpha, P)=0$, связывающей между собой показатели регулирования: емкость β, гарантированную отдачу α и ее обеспеченность P. Для построения этой функции нет необходимости в данных по календарному распределению стока; для этой цели достаточны характеристики внутригодовой неравномерности стока (дефицитов стока). Результаты исследования этих характеристик и их обобщения по Европейской территории Союза ССР (В. Г. Андреянов, 1953), изложенные в главе IX, привели к выводу, что в качестве основного показателя внутригодовой неравномерности стока может быть принята величина дефицита стока до среднего расхода за маловодные периоды года (коэффициент внутригодовой неравномерности стока) и что при введении коэффициента восстановления эта величина выражает собой емкость, потребную для выравнивания стока в году до среднего. Аналогично для любого другого расхода, меньшего среднего, соответственный дефицит стока до этого расхода, умноженный на коэффициент восстановления, представляет величину емкости регулирования на этот расход. Этими исследованиями установлена также зависимость среднего значения (нормы) дефицита до среднего расхода и параметров, характеризующих многолетние колебания дефицита, от основных физико-географических факторов, что позволяет устанавливать его значения заданной обеспеченности для неизученных рек. Таким образом, расчет сезонного регулирования стока является одной из областей применения результатов указанного исследования характеристик внутригодовой неравномерности стока.

Для целей разработки обобщенного метода сезонного регулирования

стока эти исследования были продолжены (В. Г. Андреянов, 1954) для величин дефицита до различных расходов от минимального до среднемноголетнего, а также для соответственных значений коэффициента восстановления. Результаты этих исследований и разработанный на их основе обобщенный метод сезонного регулирования стока и определения сезонной составляющей емкости (при многолетнем регулировании) при наличии и отсутствии данных наблюдений излагаются ниже.

Для устранения отмеченного в главе XIV (см. стр. 265) недостатка применяемого в практике приема сложения раздельно установленных величин сезонной и многолетней составляющих нами принимается для определения суммарной емкости многолетнего регулирования известный метод графического суммирования кривых обеспеченности. Практическое применение этого метода к случаю определения суммарной емкости многолетнего регулирования рассматривается в главе XVI (см. стр. 310).

2. Построение графика связи емкость — отдача — обеспеченность отдачи при наличии данных наблюдений

При наличии данных наблюдений по стоку установление связи между емкостью β, отдачей α и ее обеспеченностью P для сезонного регулирования на постоянную отдачу может быть в каждом частном случае проведено графически по результатам расчета для отдельных вариантов значений α или β. Задавая какое-либо значение α, мы получаем на основе исходных данных по стоку тем или иным приемом расчета, для каждого года из всего имеющегося ряда величину потребной сезонной емкости β. Далее по этим данным строится кривая обеспеченности величины β при данной величине α. Семейство таких кривых при разных расходах отдачи α в пределах возможных их значений и представляет собой искомую функцию. Эта функция может быть представлена также и в виде семейства кривых обеспеченности величины α для заданных значений β. Путем разрезки первого или второго семейства кривых по линиям равных значений P мы можем перейти к семейству кривых связи между емкостью и отдачей $\beta = f(\alpha)$ при разных значениях обеспеченности отдачи $P(\alpha)$. Поскольку величины β и α для каждого конкретного года связаны между собой функционально, их обеспеченности при фиксированном значении другой переменной связаны между собой зависимостью

$$P_{\alpha}(\beta) + P_{\beta}(\alpha) = 100\%. \qquad (15.1)$$

Сущность этого обстоятельства может быть пояснена следующим образом. Величина обеспеченности $P_{\beta_1}(\alpha_1) = 95\%$ показывает, что при заданной емкости β_1 величина отдачи α_1 будет обеспечена (равна или превышена) в 95 годах из 100 и не будет достигнута в 5 годах. С другой стороны, из этого можно сделать вывод, что для поддержания отдачи α_1 только в 5 годах из 100 надо иметь емкость, равную или превышающую β_1, а в остальных 95 годах достаточно меньшей емкости. Последнее обстоятельство и обозначает, что при данной величине α_1 обеспеченность величины β_1 будет составлять $P_{\alpha_1}(\beta_1) = 5\%$. Таким образом,

$$P_{\alpha_1}(\beta_1) = 100 - P_{\beta_1}(\alpha_1) = 100 - 95 = 5\%.$$

Как уже указывалось выше, потребная в каждом году емкость регулирования до какой-либо величины постоянной отдачи α численно равна гидрологической характеристике неравномерности стока в этом году D, т. е. дефициту стока до расхода α, умноженному на коэффициент восстановления. Таким образом, задача построения графика связи емкость—

отдача—обеспеченность отдачи сводится к построению графика $F_1(D, \alpha, P)$.

Поскольку результаты расчета сезонного регулирования приводятся к многолетнему периоду, характеристика внутригодовой неравномерности стока (дефицит с учетом восстановления D) и соответственный расход (α) удобнее в настоящем исследовании выражать не в долях от данных по стоку за каждый год, как это принималось в главах IX—X, а в долях от среднемноголетних данных. Величина среднегодового расхода (или объема годового стока) при этом выражается через его модульный коэффициент m, а величина среднемноголетнего расхода составляет единицу.

При дополнительном учете восстановления расчеты по определению дефицита D по существу сводятся к обычному балансовому методу регулирования стока по суточным данным и результаты должны получаться значительно более точными, чем при применяемых в настоящее время приближенных методах расчета сезонного регулирования. Применявшийся балансовый способ подсчета дефицита с учетом восстановления по ежедневным данным о расходах пояснен на примере в главе VIII (стр. 157).

На основании данных этих расчетов для 12 пунктов с длинными рядами наблюдений были построены кривые обеспеченности величин дефицита D для ряда расходов $\alpha \leqslant 1$.

Образцы этих кривых показаны на рис. 55 *а*, 56 *а*, 57 *а*. Семейство кривых $D=f(P)$ для разных α графически трансформируется в семейство кривых связи дефицита и отдачи $D=f(\alpha)$ для разных обеспеченностей коэффициентов $m=f(P)$, а на рис. 55 *г*, 56 *г*, 57 *г* — аналогичные кривые $D=f(\alpha)$ для обеспеченностей отдачи 97, 95, 90 и 75%, представляющих практический интерес для расчетов регулирования. На рис. 55 *в*, 56 *в*, 57 *в* приводятся эмпирические кривые обеспеченности годовых модульных коэффициентов $m=f(P)$, а на рис. 55 *г*, 56 *г*, 57 *г* — аналогичные кривые для минимальных расходов (в долях от среднемноголетнего) $K_{\text{мн}}=f(P)$. Значения $K_{\text{мн}}$ различных обеспеченностей, равных обеспеченностям отдачи, наносятся на шкалу абсцисс графика и показывают точки пересечения кривых $D=f(\alpha)$ соответственной обеспеченности с осью абсцисс, так как при отдаче $\alpha=K_{\text{мн}}$, очевидно, дефицит $D=0$.

Величина дефицита с учетом восстановления за каждый год представляет собой величину потребной емкости регулирования для поддержания в данном году расхода отдачи α. В годы с водностью $m \geqslant \alpha$ поддержание отдачи α осуществляется за счет перераспределения стока внутри данного года, т. е. имеет место сезонное регулирование, и дефицит D численно равен емкости сезонного регулирования β. Для лет с водностью $m<\alpha$, очевидно, за счет полного выравнивания стока в году может быть обеспечена лишь отдача m, а для поддержания отдачи α необходимо дополнительно использовать из многолетних запасов объем $\alpha - m$. Таким образом, для поддержания отдачи в эти годы необходимо многолетнее регулирование стока, и дефицит D превышает емкость сезонной составляющей β на величину $\alpha - m$.

$$\beta = D - (\alpha - m). \qquad (15.2)$$

При чисто сезонном регулировании в годы с водностью $m<\alpha$ не будет обеспечиваться заданная отдача α, они будут представлять собой перебойные годы и должны быть исключены из рассмотрения. Очевидно, что относительная доля этих лет в общем числе составляет $100-P(m)\%$, где $P(m)$ — обеспеченность годового модульного коэффициента $m=\alpha$ (см. рис. 55 *в*, 56 *в*, 57 *в*). Для остальных $P(m)\%$ лет дефицит

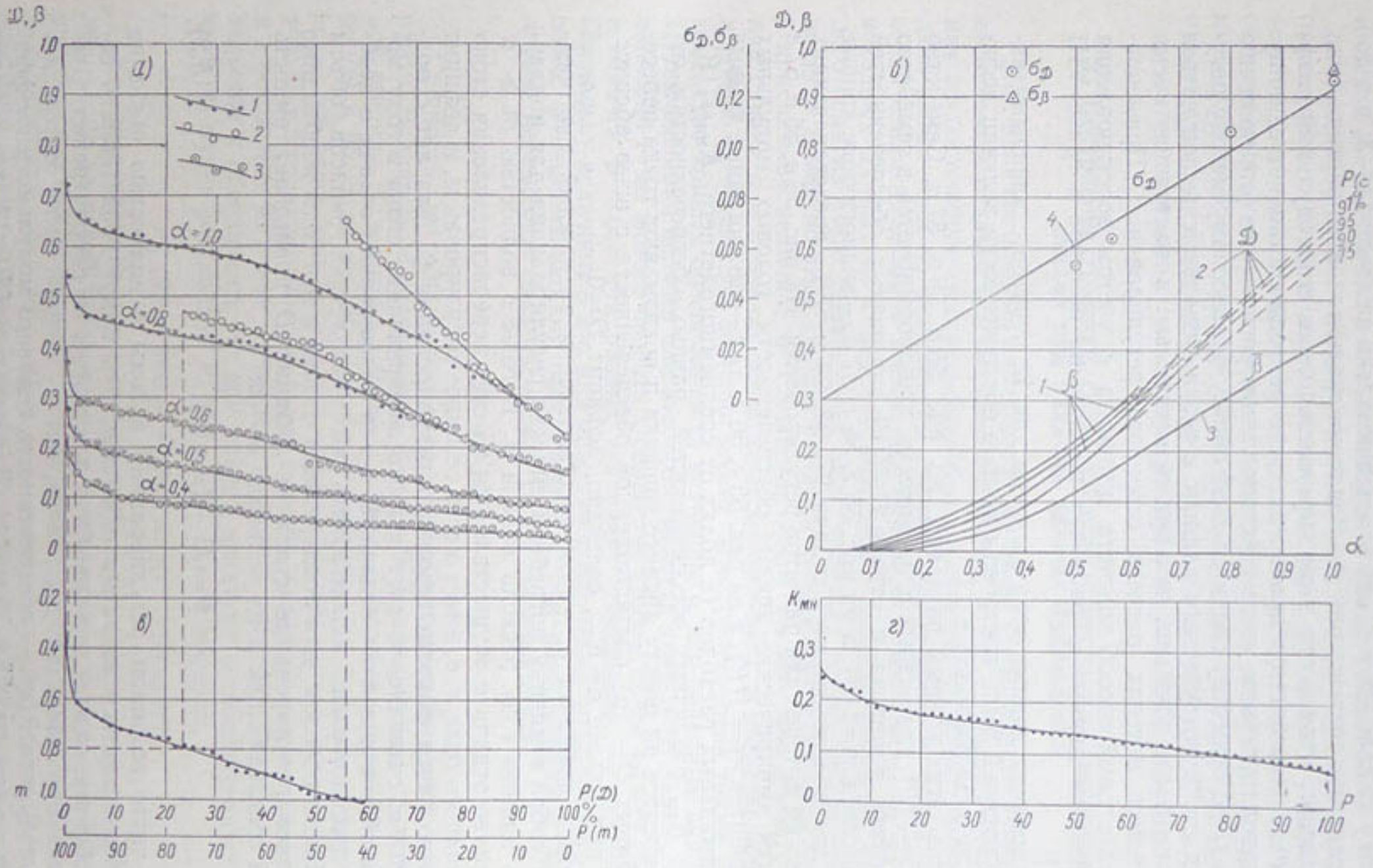


Рис. 55. Анализ графиков связи емкость — отдача — обеспеченность для р. Днепра у г. Смоленска.

а — кривые обеспеченности дефицитов $D = f(P)$ (за все годы) и $\beta = f(P)$ (за годы с водностью $m \geqslant \alpha$) для различных расходов отдачи α: *1* — кривые обеспеченности дефицитов за все годы, *2* — то же за годы с водностью $m \geqslant \alpha$, *3* — то же общие для обоих видов дефицитов; *б* — кривые зависимости для различных обеспеченностей отдачи $P(\alpha)$: *1* — кривые $\beta = f(\alpha)$, *2* — кривые $D = f(\alpha)$, *3* — кривая $\overline{\beta} = f(\alpha)$, *4* — кривая $\sigma D = f(\alpha)$; *в* — кривая обеспеченности годовых модульных коэффициентов $m = f(P)$; *г* — кривая обеспеченности минимальных расходов $K_{мн} = f(P)$.

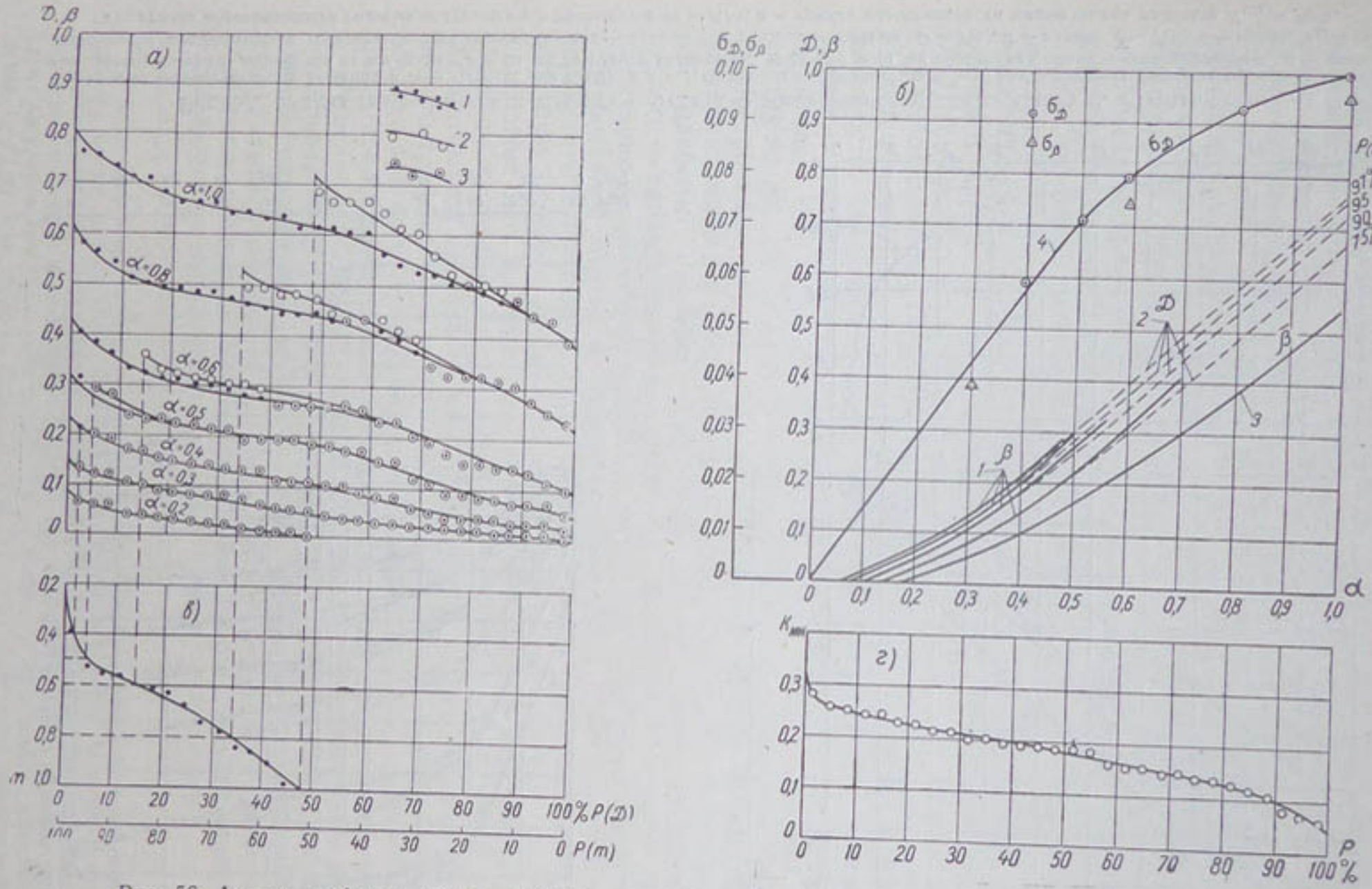
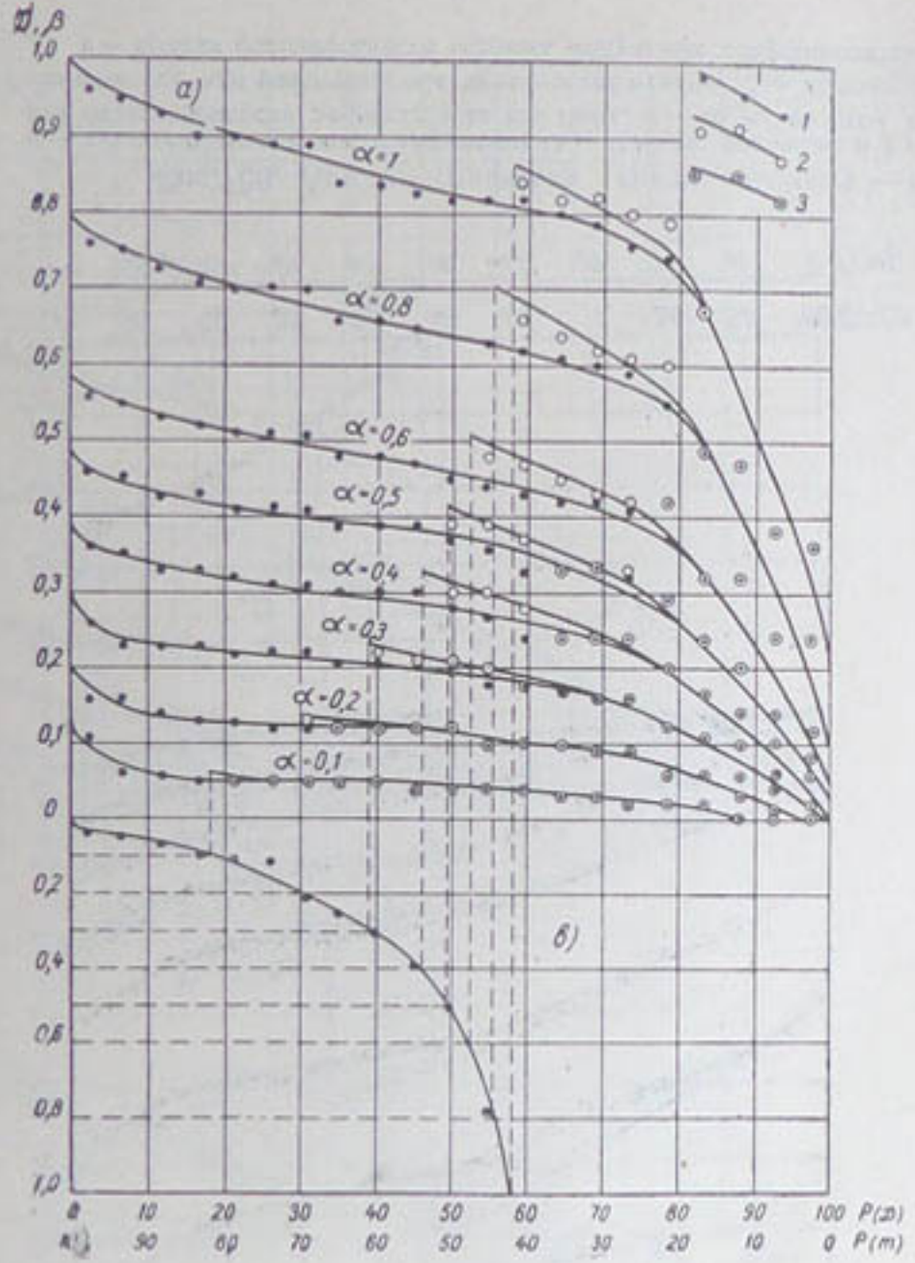


Рис. 56. Анализ графиков связи емкость — отдача — обеспеченность для р. Вороны у с. Чутановки.

а — кривые обеспеченности дефицитов $D = f(P)$ (за все годы) и $\beta = f(P)$ (за годы с водностью $m \geqslant \alpha$) для различных расходов отдачи α: *1* — кривые обеспеченности дефицитов за все годы, *2* — то же за годы с водностью $m \geqslant \alpha$, *3* — то же общие для обоих видов дефицитов; *б* — кривые зависимости для различных обеспеченностей отдачи: *1* — кривые $\beta = f(\alpha)$, *2* — кривые $D = f(\alpha)$, *3* — кривая $\bar{\beta} = f(\alpha)$, *4* — кривая $\sigma_D = f(\alpha)$; *в* — кривая обеспеченности годовых модульных коэффициентов $m = f(P)$; *г* — кривая обеспеченности минимальных расходов $K_{мн} = f(P)$.



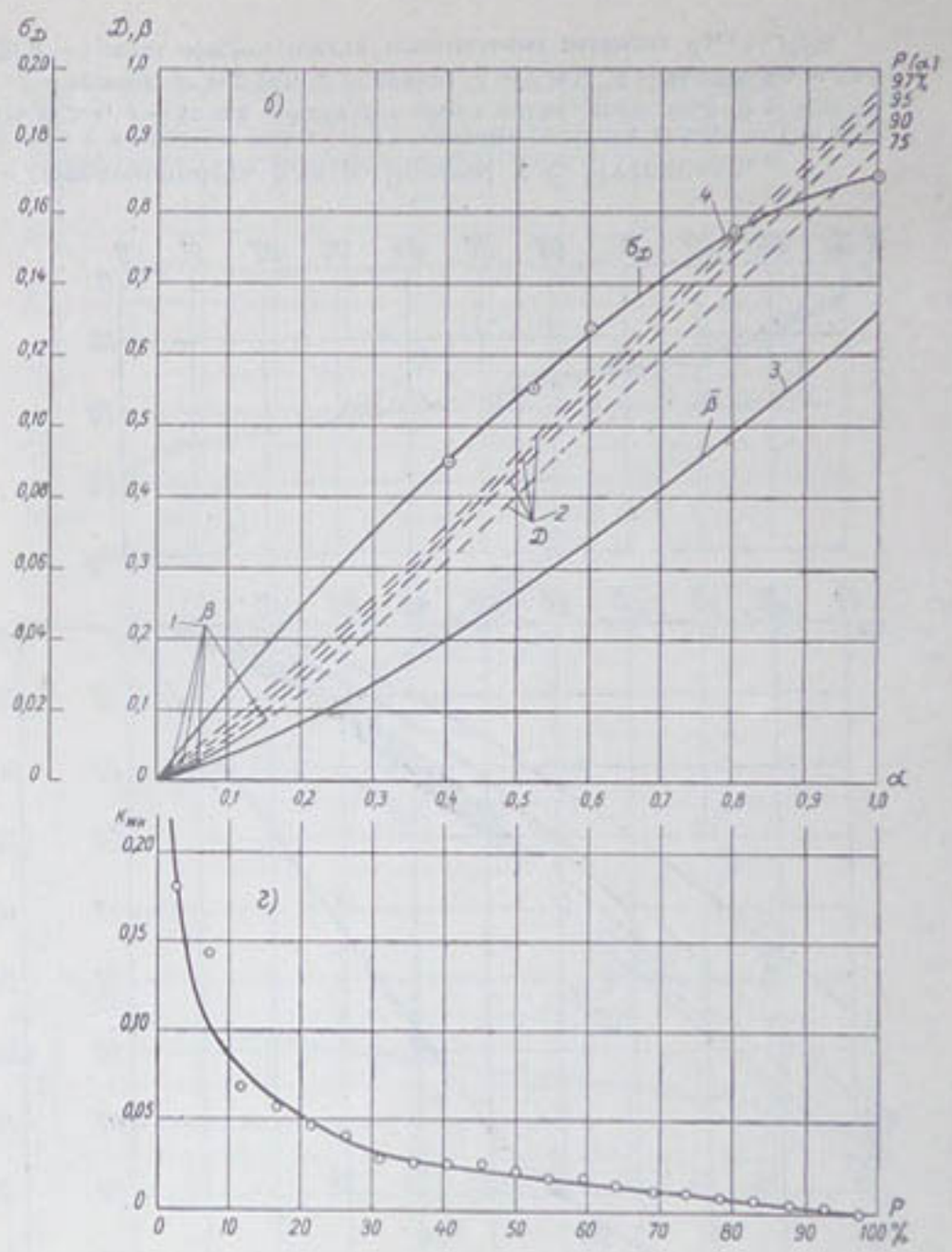


Рис. 57. Анализ графиков связи емкость — отдача — обеспеченность для р. Сал у с. Маръиновки.

а — кривые обеспеченности дефицитов $D = f(P)$ (за все годы) и $\beta = f(P)$ (за годы с водностью $m \geqslant \alpha$) для различных расходов отдачи α: *1* — кривые обеспеченности дефицитов за все годы, *2* — то же за годы с водностью, $m \geqslant \alpha$; *3* — то же общие для обоих видов дефицитов; *б* — кривые зависимости для различных обеспеченностей отдачи $P(\alpha)$: *1* — кривые $\beta = f(\alpha)$, *2* — кривые $D = f(\alpha)$, *3* — кривая $\overline{\beta} = f(\alpha)$, *4* — кривая $\sigma_D = f(\alpha)$; *в* — кривая обеспеченности годовых модульных коэффициентов $m = f(P)$; *г* — кривая обеспеченности минимальных расходов $K_{мин} = f(P)$.

D до расхода α будет представлять собой емкость сезонного регулирования β. Располагая эти значения в порядке убывания, строим эмпирическую кривую обеспеченности емкости β на участке шкалы обеспеченности дефицитов от $100—P(m)$ до 100%.

Как видно из графиков на рис. 55 *а*, 56 *а*, 57 *а*, значения емкости β, имеющие место при какой-либо обеспеченности $P(D)$, превышают значения дефицита D той же обеспеченности. Это превышение достигает значительных размеров при расходе отдачи $\alpha=1$ и при обеспеченностях $P(D)$, близких к $100—P(m)$ %, и снижается с уменьшением расхода отдачи α и с увеличением обеспеченности $P(D)$. При малых значениях α кривая обеспеченности $\beta=f(P)$ практически совпадает на всем протяжении с кривой обеспеченности $D=f(P)$.[1]

Семейство кривых $\beta=f(P)$ для разных α трансформируем графически в семейство кривых $\beta=f(\alpha)$ для разных $P(\alpha)$.

Как это видно из графиков на рис. 55 *б*, 56 *б*, 57 *б*, на части своего протяжения (при малых значениях α) кривые $\beta=f(\alpha)$ совпадают с кривыми $D=f(\alpha)$ соответственной обеспеченности. При больших значениях α кривые $\beta=f(\alpha)$ загибаются кверху, отклоняясь от кривых $D=f(\alpha)$. Чем больше обеспеченность отдачи $P(\alpha)$, тем раньше происходит это отклонение. Пределом каждой из кривых $\beta=f(\alpha)$ по оси абсцисс является величина отдачи α, равная годовому расходу m_p той же обеспеченности, что и заданная обеспеченность отдачи $P(\alpha)$. Вертикальный предел — соответственное максимальное значение β — не может быть установлен на эмпирических данных (см. ниже), поэтому кривые $\beta=f(\alpha)$ на рис. 55 *б*, 56 *б*, 57 *б* не доводятся до предельной точки.

Построенные для 12 пунктов с длинными рядами наблюдений графики зависимости $\beta=f(\alpha)$ для разных значений $P(\alpha)$ представляют собой наиболее удобное графическое изображение функции связи емкость — гарантированная отдача — обеспеченность отдачи для случая сезонного регулирования, позволяющее по заданным значениям гарантированной отдачи α (равномерной в году) и ее обеспеченности P определять потребную емкость сезонного регулирования β или решать обратную задачу — по заданным β и P находить величину α. Этот график может быть построен изложенным выше путем для любого водного объекта с достаточно длительным рядом наблюдений (свыше 20—25 лет). Однако нашей задачей является разработка метода построения аналогичного графика расчета сезонного регулирования для любого водного объекта при отсутствии данных наблюдений лишь на основе общих стоковых показателей, устанавливаемых расчетным путем.

Решение этой задачи должно основываться на обобщении результатов проведенных расчетов по водным объектам, по которым имеются данные гидрометрических наблюдений. Обобщение в данном случае, как уже указывалось выше, представляется значительно более сложным, чем обобщение аналогичной функции связи для определения многолетней составляющей емкости, и выполняется в несколько этапов.

---

[1] Возможна и такая схема сезонного регулирования (например, в целях водоснабжения), когда используется только гарантированная отдача, а неизрасходованная в многоводном году часть рабочей емкости переходит в последующие маловодные годы (что само по себе еще не означает переход к многолетнему регулированию). При такой схеме регулирования число перебойных лет снижается по сравнению с указанной величиной $1—P(m)$ (где $m=\alpha$), и фактическая обеспеченность зарегулированной отдачи $P(\alpha)$ получается несколько больше заданной (или для той же обеспеченности несколько повышается величина зарегулированной отдачи α). Однако, как показали данные исследований, эта разница получается небольшой, не выходящей за пределы точности расчета регулирования.

На первом этапе проводится анализ графиков расчета сезонного регулирования, построенных для конкретных рек при наличии наблюдений, с выявлением основных стоковых показателей, определяющих эти графики, и с выводом интерполяционных формул для построения последних.

На втором этапе исследуются взаимные связи между показателями внутригодового и многолетнего распределения стока, определяющими эти графики, с целью уменьшения числа показателей, подлежащих установлению.

Третий этап заключается в исследовании зависимости от физико-географических факторов показателей, необходимых для построения расчетного графика сезонного регулирования и распределения этих показателей по равнинной территории Европейской части СССР.

Наконец, на четвертом этапе разрабатываются практические расчетные приемы для применения разработанного обобщенного метода.

3. Аналитическое выражение кривой зависимости емкости сезонного регулирования от расхода отдачи при заданной ее обеспеченности

Мы не располагаем достаточным количеством данных для возможности надежного построения кривой $\beta=f(\alpha)$ в зоне больших значений α, приближающихся к предельному значению $\alpha=m_p$. Поэтому представляется правильным при построении кривой $\beta=f(\alpha)$ опираться, как на основную, на кривую связи $D=f(\alpha)$, которая может быть построена достаточно надежно, а переход к величине емкости β для больших α осуществлять путем введения поправки $\Delta\beta=\beta-D$, сравнительно незначительной для значений α, для которых практически ведутся расчеты.

Построение кривых $D=f(\alpha)$ может быть основано на следующих соображениях.

Как видно из графиков 55 *б*, 56 *б*, 57 *б*, линии связи дефицита и отдачи $D=f(\alpha)$ для любой обеспеченности $P(\alpha)$ представляют собой пологие кривые параболической формы, проходящие через точки с координатами ($\alpha=K_{мн}$, $D=0$) и ($\alpha_1=1$, $D=D_1$). Уравнение такой кривой может быть выражено как

$$D=D_1\left(\frac{\alpha-K_{мн}}{1-K_{мн}}\right)^{n_D} \qquad (15.3)$$

или

$$\zeta=b^{n_D} \qquad (15.3')$$

где $\zeta=\frac{D}{D_1}$, $b=\frac{\alpha-K_{мн}}{1-K_{мн}}$, D — значение дефицита при любом α, а D_1 при $\alpha=1$.

Для определения показателя степени n_D достаточно знать координаты еще одной точки на кривой. Для повышения точности определения параметра n_D задаемся средним значением отдачи в пределах ее колебаний от $K_{мн}$ до 1, т. е. $\alpha_2=\frac{1+K_{мн}}{2}$.

При этом условии $b_2=0{,}5$ и величина параметра n_D определяется следующим выражением:

$$n_D=-3{,}32\lg\frac{D_2}{D_1}, \qquad (15.4)$$

где D_2 — дефицит до расхода α_2.

Покажем, что представляет собой параметр n_D. Для этой цели применим уравнение вида (15.3) к кривой дефицитов, но без учета восстановления (см. гл. VIII, стр. 150). Для отличия от рассматриваемых в этой главе дефицитов с учетом восстановления D обозначим дефициты без учета восстановления через d и соответственно этому показатель степени в уравнении (15.3) через n_d. Как это было показано выше (см. гл. VIII, стр. 153), величина дефицита с учетом восстановления D может быть представлена как произведение дефицита без учета восстановления d на коэффициент восстановления ξ.

Уравнение кривой дефицитов без учета восстановления

$$d_z(K) = d(1)\left(\frac{K - K_{мн}}{1 - K_{мн}}\right)^{n_d} \qquad (15.3'')$$

дифференцируем по расходу K

$$\frac{d[d(K)]}{dK} = \frac{n_d d(1)}{1 - K_{мн}}\left(\frac{K - K_{мн}}{1 - K_{мн}}\right)^{n_d - 1} = \frac{n_d d(1)}{K - K_{мн}}\left(\frac{K - K_{мн}}{1 - K_{мн}}\right)^{n_d} =$$

$$= \frac{n_d}{K - K_{мн}} d(K). \qquad (15.5)$$

С другой стороны, как это было показано в главе VIII [см. стр. 150 и формулу (8.1)], кривая дефицитов является результатом интегрирования по расходу кривой длительности дефицита $1 - p(K)$, и значит $\frac{d[d(K)]}{dK} = 1 - p(K)$.

Таким образом,

$$1 - p(K) = \frac{n_d}{K - K_{мн}} d(K), \qquad (15.6)$$

откуда

$$n_d = \frac{[1 - p(K)](K - K_{мн})}{d(K)} = \frac{[1 - p(K)](K - K_{мн})}{K - \Phi(K)} \qquad (15.6')$$

и, в частности, при среднемноголетнем расходе $K_{ср} = 1$

$$n_d = \frac{[1 - p(1)](1 - K_{мн})}{d(1)} = \frac{[1 - p(1)](1 - K_{мн})}{1 - \Phi(1)}. \qquad (15.6'')$$

Отсюда ясно, что при любом расходе K параметр n_d представляет собой (см. рис. 24) отношение площади прямоугольника с основанием $1 - p(K)$ и высотой $1 - K_{мн}$ к площади между горизонтальной прямой, соответствующей расходу K, и кривой продолжительности $p(K)$, т. е. к величине $d(K)$. Как показали исследования, при расходах от $K_{мн}$ до $K_{ср} = 1$ величина n_d изменяется сравнительно незначительно (обычно не более чем на 10% и редко на 15—20%). Поэтому значение показателя n_d при $K_{ср} = 1$, определяемое по формуле (15.6''), характеризует с достаточной для практических целей точностью кривизну кривой дефицитов $d(K)$ на всем диапазоне расходов от $K_{мн}$ до $K_{ср} = 1$.

Необходимые для расчета по формуле (15.6'') исходные среднемноголетние величины $p(1)$, $K_{мн}$ и $\Phi(1)$ могут быть легко установлены как при наличии, так и при отсутствии данных наблюдений (см. гл. XII), в частности величина $p(1)$ — по графику на рис. 50 в зависимости от

$$y_{ср} = \frac{1 - K_{мн}}{K_{мк} - K_{мн}} \quad \text{и} \quad \varphi_{ср} = \frac{\Phi(1) - K_{мн}}{K_{мк} - K_{мн}}.$$

С другой стороны, так же как и для уравнения (15.3), можно показатель степени в уравнении (15.3″) выразить как

$$n_d = -3{,}32 \lg \frac{\bar{d}_2}{\bar{d}_1}, \qquad (15.4')$$

где $\bar{d}_2$ и $\bar{d}_1$ — средние дефициты без учета восстановления при значениях расходов $K_2 = \frac{1 + K_{мн}}{2}$ и $K_{ср} = 1$.

Учитывая, что $D = d\xi$ (см. выше), можно показатель степени n_D в уравнении (15.3) средней кривой дефицитов с учетом восстановления выразить через аналогичный показатель n_d средней кривой дефицитов без учета восстановления, а значит и через параметры средней кривой продолжительности расходов $p(1)$, $K_{мн}$ и $\Phi(1)$.

Как показали расчеты по 12 пунктам с длинными рядами наблюдений, за счет указанных выше изменений показателя n_d с изменением величины K от $K_{мн}$ до единицы его величина, определенная по выражению (15.6″) при $K_{ср} = 1$, получается несколько меньше (в среднем на 10%), чем величина, рассчитанная по формуле (15.4′). Это обстоятельство должно быть учтено введением в формулу связи величин n_D и n_d соответственного коэффициента c, который в среднем может быть принят равным 1,1.

$$\bar{n}_D = -3{,}32 \lg \frac{\bar{D}_2}{\bar{D}_1} = -3{,}32 \lg \frac{\bar{d}_2 \bar{\xi}_2}{\bar{d}_1 \bar{\xi}_1} =$$

$$= -3{,}32 \lg \frac{\bar{d}_2}{d_1} - 3{,}32 \lg \frac{\bar{\xi}_2}{\bar{\xi}_1} = \bar{n}_d - 3{,}32 \lg \frac{\bar{\xi}_2}{\bar{\xi}_1} =$$

$$= c \frac{[1 - p(1)]\,[1 - K_{мн}]}{1 - \Phi(1)} - 3{,}32 \lg \frac{\bar{\xi}_2}{\bar{\xi}_1}. \qquad (15.7)$$

Таким образом, показатель степени n_D в уравнении (15.3) может быть выражен через три параметра кривой продолжительности расходов и через отношение коэффициентов восстановления $\bar{\xi}_2$ при расходе $K_2 = \frac{1 + \bar{K}_{мн}}{2}$ и $\bar{\xi}_1$ при расходе $K_{ср} = 1$. По данным исследований, величина отношения $\frac{\bar{\xi}_2}{\bar{\xi}_1}$ для равнинных рек с весенним половодьем изменяется в сравнительно узких пределах — от 0,80—0,85 до 1 в зависимости от частоты и размеров летне-осенних и зимних паводков (меньший предел для западных районов Европейской территории СССР и больший — для юго-восточных районов).

Из рассмотрения формулы (15.7) легко установить возможные пределы величины показателя степени n_D в уравнении (15.3). В самом деле, для рек юго-востока Европейской территории Союза ССР, где летне-осенние и зимние паводки отсутствуют, коэффициенты восстановления дефицита $\xi_1 = \bar{\xi}_2 = 1$, минимальный расход $\bar{K}_{мн} = 0$, показатели $\bar{p}(1)$ и $\bar{\Phi}(1)$ близки по величине и очень малы (0,10—0,15). При этих значениях по-показателей величина n_D стремится к минимальному возможному пределу — единице, что подтверждается результатами непосредственных расчетов для рр. Большой и Малый Узень, для которых получено значение 1,02. Наоборот, для средних рек западной части Европейской территории СССР [где величина $\bar{K}_{мн}$ составляет 0,10—0,20, продолжительность среднего расхода $\bar{p}(1) = 0{,}15—0{,}25$ и $\bar{d}(1) = 1 - \bar{\Phi}(1) = 0{,}30—0{,}50$

(см. гл. IX, рис. 28)] величина n_d по формуле (15,6″) получается в пределах 1,2—1,8. При имеющих здесь место величинах отношения $\frac{\bar{\xi}_2}{\bar{\xi}_1} \simeq$ 0,8—0,85 и соответственном значении величины $-3{,}32 \lg \frac{\bar{\xi}_2}{\bar{\xi}_1} \simeq 0{,}30$, показатель n_D по формуле (15.8) возрастает до 1,5—2,1, что также подтверждается данными непосредственных расчетов по формуле (15.4). Общие пределы колебаний значений показателя n_D, определенных по формуле (15.4) по 52 пунктам в разных физико-географических районах Европейской территории СССР, колеблются от 1,02 (рр. Б. и М. Узень) до 2,12 (рр. Супой и Головесня).

Указанный анализ показателя n_D проводился для средней кривой зависимости дефицитов от расхода отдачи с уравнением (15.3). Что же касается аналогичных кривых для разной обеспеченности отдачи, то, как это видно из рис. 55 *б*, 56 *б*, 57 *б*, их кривизна (а значит, и показатель n_D) уменьшается с увеличением обеспеченности отдачи $P(\alpha)$.

Для того чтобы проверить достаточную точность выведенной формулы для выражения кривых связи $D=f(\alpha)$ при заданном $P(\alpha)$, по 12 пунктам с длительными рядами наблюдений было произведено сопоставление вычисленных по приведенной интерполяционной формуле (15.3) значений ординат кривых $D=f(\alpha)$ для разных значений $P(\alpha)$ с соответственными эмпирическими значениями D. Результаты сопоставления оказались вполне благоприятными, что позволило для остальных 40 пунктов, которые были включены в исследование, выполнить подсчеты дефицитов только для двух значений отдачи $\alpha_1=1$ и $\alpha_2=\frac{1+K_{\text{мн}}}{2}$.

Перед тем как перейти к исследованию связи $\beta=f(\alpha)$ для больших значений отдачи α, рассмотрим вопрос о максимальных возможных значениях величин D и β. Для суждения о фактических максимальных значениях дефицита D для каждого значения отдачи α мы не располагаем достаточно длинными рядами наблюдений и поэтому принимаем за возможный максимум теоретический предел величины D, равный расходу отдачи α, что соответствует мгновенному прохождению годового стока и полному пересыханию в течение года. Фактические условия стока, близкие к этому теоретическому пределу, имеют место на реках крайнего юго-востока Европейской территории СССР (см. например, рис. 57 *а*). Число эмпирических точек, которыми мы располагаем для суждения о максимальном значении величины β, еще меньше, чем для величины D (например, при $\alpha=1$ оно примерно вдвое меньше). Поэтому установить предельное максимальное значение величины β по эмпирическим данным тем более не представляется возможным, и оно принимается также равным предельному возможному значению отдачи α, которое соответствует величине годового расхода m_p с обеспеченностью $P(m)=P(\alpha)$. Эта конечная точка кривой $\beta=f(\alpha)$ для данной обеспеченности $P(\alpha)$, очевидно, лежит на прямой $D=\alpha$. Как показывает анализ фактических данных, сопряжение этой точки с нижней частью кривой $\beta=f(\alpha)$ той же обеспеченности, которая, как указывалось выше, совпадает в этой части с соответственной кривой $D=f(\alpha)$, должно происходить при резком возрастании величины β перед концом кривой (при значениях α, близких к соответственной величине m_p).

В качестве интерполяционного уравнения, достаточно хорошо отражающего такой характер изменения величины β, может быть принят один из видов уравнения Гудрича. При этом в качестве функции принимается не сама величина β, а ее превышение над величиной D

$$\Delta\beta = \beta - D = (m_p - D_m)\left(1 - 10^{-c\frac{\alpha - K_{\text{мн}}}{m_p - \alpha}}\right), \qquad (15.8)$$

где D_m — значение дефицита при $\alpha = m_p$, устанавливаемое по формуле (15.3).

На основании сопоставления с кривыми $\beta = f(\alpha)$, построенными по фактическим данным для пунктов с длительными рядами наблюдений, параметр c с достаточной для практических целей точностью может быть принят во всех случаях одинаковым и равным 0,005.

По приведенному выражению получается, что при $\alpha = K_{мн}$ величина $\Delta\beta = 0$, а при $\alpha = m_p$ она составляет $\Delta\beta = m_p - D_m$. Как это легко проверить, практически ощутимых значений (порядка 0,005) величина $\Delta\beta$ достигает лишь при $\alpha_3 = \frac{m_p + K_{мн}}{2}$. Поэтому при расчетах поправка $\Delta\beta$ должна учитываться лишь при значениях $\alpha > \alpha_3$. При значениях $\alpha < \alpha_3$ величина емкости β может приниматься равной величине дефицита D.

Построенная по приведенному выражению кривая $\Delta\beta = f(\alpha)$ в области ее резкого возрастания при значениях α, близких к m_p, не может считаться достаточно обоснованной и надежной ввиду отсутствия эмпирической проверки. Однако при расчетах сезонного регулирования не следует стремиться к достижению предельно возможного расхода гарантированной отдачи, так как это требует резкого увеличения емкости регулирования. Поэтому эта часть кривой практически не используется. Нижняя же часть кривой до начала ее резкого возрастания, которая является рабочей, проверена путем сопоставления с эмпирическими данными и оказалась достаточно надежной для целей практических расчетов.

Следует отметить, что точки с абсциссами $\alpha = m_p$ для разных обеспеченностей $P(\alpha)$ на прямой $D = \alpha$ (см. ниже рис. 63), определяющие максимально возможную отдачу заданной обеспеченности $P(\alpha)$ при наличии лишь сезонного регулирования (полное годичное регулирование), соответствуют точкам с нулевыми значениями многолетней составляющей емкости $\beta_{мн}$ на графиках Плешкова (1936) для тех же значений α и $P(m)$ и при том же значении коэффициента вариации годового стока C_{vm} (переход от сезонного к многолетнему регулированию).

Таким образом, для возможности построения с помощью двух приведенных интерполяционных формул семейства кривых $\beta = f(\alpha)$ на всем их протяжении от $\alpha = K_{мн}$ до $\alpha = m_p$ для разных обеспеченностей отдачи $P(\alpha)$ необходимо иметь следующие исходные данные: модульные коэффициенты годового стока m_p и минимального стока $K_{мн}$ для всех расчетных значений обеспеченности $P(\alpha)$ и дефициты стока D_1 и D_2 при отдаче $\alpha_1 = 1$ и $\alpha_2 = \frac{1 + K_{мн}}{2}$ для соответственных обеспеченностей $P(D) = 100 - P(\alpha)$. Очевидно, что для получения значений m, $K_{мн}$, D_1 и D_2 разных обеспеченностей необходимо располагать параметрами кривых распределения этих переменных. Способы расчета этих параметров для неизученных рек излагаются ниже (см. стр. 285).

4. Зависимость параметров кривой распределения сезонной составляющей емкости многолетнего регулировани от расхода отдачи

При нахождении суммарной емкости многолетнего регулирования методом сложения кривых обеспеченности многолетней и сезонной составляющих (см. гл. XVI, стр. 310) необходимо построение кривой обеспеченности сезонной составляющей $\beta_{сез}$ для заданного расхода отдачи α. Сток предшествующего критическому маловодному многолетию года, по которому определяется потребная сезонная составляющая емкости, не может быть меньше заданной годовой отдачи α, так как если

бы этот год оказался более маловодным, то он присоединился бы к критическому маловодному многолетию (С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель, 1952, стр. 128). Таким образом, для построения кривой обеспеченности сезонной составляющей емкости необходимо исключить из рассмотрения значения емкости в годы с $m<\alpha$. Этому условию удовлетворяет ряд значений β, получаемый из ряда дефицитов D путем исключения лет с водностью $m<\alpha$. Кривые обеспеченности величины β, построенные (см. рис. 55 *а*, 56 *а*, 57 *а*) на части шкалы обеспеченности (100—$P(m)$%), в этом случае следует отнести ко всей шкале обеспеченности от 0 до 100%.

Для возможности построения кривой обеспеченности $\beta_{сез}=f(P)$ для любой отдачи α необходимо установление связи между отдачей α и параметрами кривой обеспеченности: нормой $\overline{\beta}_{сез}$ и среднеквадратическим отклонением σ_β.

Исследование характера связи с отдачей α величин $\overline{\beta}_{сез}$ и σ_β для ряда пунктов с длительными рядами наблюдений (см., например, рис. 55 *б*, 56 *б*, 57 *б*) показывает, что эти связи также выражаются плавными параболическими кривыми, для которых могут быть приняты следующие интерполяционные уравнения:

$$\overline{\beta}_{сез}=\overline{\beta}_1\left(\frac{\alpha-\overline{K}_{мн}}{1-\overline{K}_{мн}}\right)^{n_\beta}, \qquad (15.9)$$

где

$$n_\beta=-3{,}32\lg\frac{\overline{\beta}_2}{\overline{\beta}_1}, \qquad (15.9')$$

β_1 и β_2 — средние значения сезонной составляющей емкости при расходах отдачи: постоянном для всех лет $\alpha_1=1$ и переменном $\alpha_2=\frac{1+K_{мн}}{2}$; $K_{мн}$, $\overline{K}_{мн}$ — минимальный годовой расход и его среднемноголетнее значение

$$\sigma_\beta=\sigma_{\beta_1}\alpha^{n_\sigma}, \qquad (15.10)$$

где

$$n_\sigma=\lg\frac{\sigma'_{\beta_2}}{\sigma_{\beta_1}}:\lg\overline{\alpha}_2, \qquad (15.10')$$

σ_{β_1} — стандарт отклонения (среднее квадратическое отклонение) емкости при расходе отдачи $\alpha_1=1$; σ'_{β_2} — то же при постоянном для всех лет расходе отдачи $\overline{\alpha}_2=\frac{1+\overline{K}_{мн}}{2}$ (см. стр. 296).

Сопоставление результатов расчета по этим формулам с фактическими данными показало их удовлетворительную сходимость.

5. Учет неравномерности отдачи

Графики связи емкость — отдача — обеспеченность для сезонного регулирования, построенные изложенным выше методом в предположении постоянной в течение года отдачи, могут быть использованы и для случая переменной отдачи с помощью следующего простого приема, приближенность которого оправдывается низкой точностью предвидения реальной формы графика отдачи водохранилища.

Предлагаемый расчетный прием основан на том положении, что изменение равномерной в течение года отдачи в неравномерную заметно сказывается на потребной емкости сезонного регулирования лишь в той мере, в какой часть объема отдачи переходит из сезона с избытком стока (половодья) в сезон с недостатком стока (межень) или обратно. В первом случае, очевидно, потребная емкость увеличивается, во втором — уменьшается. Перераспределение отдачи внутри меженного периода не может сказаться сколько-нибудь существенно на величине дефицита за межень (на емкости сезонного регулирования). Влияние совпадения повышенного стока за отдельные случайные паводки с повышенной отдачей можно не принимать в расчет. Влияние же систематического повышения стока (например, осенью) на восстановление емкости учитывается при определении основного значения емкости (при постоянной отдаче), определяемого предлагаемым нами методом. Следует отметить, что при определении потребной емкости сезонного регулирования с неравномерной в году отдачей по характерному году внутригодовое распределение стока обычно принимается типовым, схематизированным. Годовой график отдачи также обычно может быть установлен лишь схематически.

Приняв указанное выше положение, мы можем вводить поправки на неравномерность отдачи следующим образом. Если требуется определить по заданному неравномерному графику отдачи и ее обеспеченности потребную емкость водохранилища, то для возможности пользования кривой зависимости емкости от постоянной отдачи, построенной для соответственной обеспеченности предлагаемым методом, нужно привести неравномерную отдачу к такой равномерной, для которой потребовалась бы та же емкость регулирования. Обозначим среднюю годовую величину неравномерного расхода отдачи через $\bar{\alpha}$, среднее превышение расхода отдачи за период сработки (меженный период) над расходом отдачи за многоводный (весенний) период года через $\Delta\alpha_м$ и длительность периода сработки (межени) через $t_м$ (в долях года). Потребная величина емкости будет определяться средним расходом отдачи за меженный период и этот расход и будет являться расходом отдачи, приведенным к равномерной отдаче $\alpha_{пр}$, который мы и должны принимать вместо расхода $\bar{\alpha}$ при пользовании зависимостью $\beta = f(\alpha)$, построенной для равномерной отдачи при заданной ее обеспеченности $P(\alpha)$. Очевидно, что величина приведенного расхода отдачи может быть выражена как

$$\alpha_{пр} = \bar{\alpha} + \Delta\alpha_м (1 - t_м). \tag{15.11}$$

Если задается отношение расходов отдачи маловодного и многоводного периодов $k_м$, то предыдущее выражение принимает следующий вид:

$$\alpha_{пр} = \frac{\bar{\alpha}}{t_м + \dfrac{1 - t_м}{k_м}}. \tag{15.12}$$

Формула (15.11) действительна как при $\Delta\alpha_м > 0$, так и при $\Delta\alpha_м < 0$ (меженный расход отдачи меньше) [1], а формула (15.12) при $k_м \gtrless 1$.

Если задана емкость сезонного регулирования β и обеспеченность отдачи $P(\alpha)$, то, определив по кривой связи $\beta = f(\alpha)$, построенной для этой обеспеченности, величину отдачи α, принимаем ее за величину средней меженной отдачи или приведенной отдачи $\alpha_{пр}$ и переходим от нее к ве-

[1] Первый случай может, например, иметь место при компенсирующем регулировании, а второй — при незначительном водохранилище, не позволяющем обеспечить полное годовое регулирование в расчетном году, и при наличии сезонного потребления, могущего использовать большую отдачу воды в многоводный период (характерный случай для гидроэнергетики).

личине средней годовой отдачи $\bar{\alpha}$ по одному из двух выражений, вытекающих из предшествующих. Если задается превышение расхода отдачи маловодного периода над расходом отдачи многоводного $\Delta\alpha_м$, то

$$\bar{\alpha} = \alpha_{пр} - \Delta\alpha_м (1 - t_м). \qquad (15.11')$$

Если же задается отношение расходов отдачи маловодного и многоводного периодов $k_м$, то

$$\bar{\alpha} = \alpha_{пр}\left(t_м + \frac{1 - t_м}{k_м}\right). \qquad (15.12')$$

При больших значениях отдачи α, например при тех, которые имеют место при полном годовом или многолетнем регулировании стока, сезонная сработка водохранилища захватывает весь период межени, и для рек с весенним половодьем величина $1-t_м$ может приниматься приближенно равной средней продолжительности половодья $t_в$, например, по формуле (10.1) с принятием ее параметров по районным их значениям или по аналогии с изученной рекой (см. гл. X, стр. 198). При малых значениях отдачи α длительность сработки снижается с уменьшением величины α. Это обстоятельство можно учитывать, пользуясь, например, типовым гидрографом (см. гл. X) или средней кривой продолжительности суточных расходов $p(k)$ (см. гл. XII). В последнем случае величину $1-t_м$ можно приравнять к продолжительности расхода $k=\alpha$ по кривой $p(k)$.

Возможны различные частные случаи распределения отдачи между сезонами года, которые в конечном счете могут быть приведены к рассмотренному выше общему случаю. Так, например, довольно часто имеет место комплексное использование водохранилища для водоснабжения и орошения. При этом расход отдачи на водоснабжение $\alpha_{вод}$ постоянный в течение всего года, а расход отдачи на орошение $\alpha_{ор}$ имеет место только в течение вегетационного периода $t_{вег}$, часть которого $t'_{вег}$ приходится на многоводный период (весеннее или летнее половодье). В этом случае, очевидно

$$\Delta\alpha_м = \alpha_{ор}\left(\frac{t_{вег} - t'_{вег}}{t_м} - \frac{t'_{вег}}{1 - t_м}\right) = \alpha_{ор}\frac{t_{вег}(1 - t_м) - t'_{вег}}{t_м(1 - t_м)}, \qquad (15.13)$$

откуда

$$\alpha_{пр} = \bar{\alpha} + \Delta\alpha_м (1 - t_м) = \bar{\alpha} + \alpha_{ор}\frac{t_{вег}(1 - t_м) - t'_{вег}}{t_м}, \qquad (15.14)$$

$$\bar{\alpha} = \alpha_{пр} - \alpha_{ор}\frac{t_{вег}(1 - t_м) - t'_{вег}}{t_м}. \qquad (15.14')$$

Следует оговорить, что эти формулы действительны лишь в случае, если расход отдачи на водоснабжение не меньше среднего расхода зимней межени.

Практическое применение приведенных приемов учета неравномерности отдачи при пользовании предлагаемым методом расчета сезонного регулирования стока поясняется примером в главе XVI (стр. 305).

6. Установление параметров кривых распределения показателей режима стока при отсутствии данных наблюдений

Выше была показана практическая осуществимость построения расчетных графиков связи емкость — отдача — обеспеченность для сезонного регулирования по параметрам кривых распределения ряда показателей режима стока. Для возможности применения предлагаемого метода к не-

изученным рекам необходима разработка приемов установления параметров кривых распределения при отсутствии данных наблюдений по стоку на основе исследования взаимных связей этих параметров и их зависимостей от физико-географических факторов водосбора.

Методы определения параметров кривой распределения годового стока при отсутствии данных наблюдений общеизвестны, а поэтому мы на них здесь не останавливаемся.

Среднемноголетнее значение (норма) минимального годового расхода может быть определено приближенно по картам В. А. Урываева (1941) или Л. Н. Попова (Д. Л. Соколовский, 1952, стр. 222—223), или более точно по рекомендациям А. М. Норватова (1950, 1956), установившего районные зависимости средних значений летних и зимних суточных минимумов от площади водосбора для нескольких типовых районов и в дальнейшем распространившего эти исследования на всю равнинную территорию Европейской части Союза ССР. При этом в качестве годового минимума принимается тот из минимумов (летний или зимний, который ниже для данного района. Возможно также определение нормы годового минимума стока по объекту-аналогу или другими общими и местными приемами.

В отношении определения коэффициентов вариации и асимметрии минимального стока можно базироваться на результатах исследования этого вопроса М. Э. Шевелевым (1937). По данным этого исследования, для рек с непрерывным стоком величина отношения коэффициентов вариации минимального и годового стока может быть принята постоянной и равной 1. Это положение, установленное Шевелевым для среднемесячных минимумов, подтверждается нашими данными по суточным минимумам (В. Г. Андреянов, 1954, стр. 68). Величину отношения коэффициентов асимметрии и вариации в соответствии с данными указанных исследований Шевелева и наших можно принимать равной 1 для лесостепной и степной зон и 1,5—2 для лесной зоны. Построенные на основании этих рекомендаций кривые обеспеченности минимальных расходов для ряда пунктов с длительными рядами наблюдений показали удовлетворительное соответствие с фактическими точками.

Ввиду того что полученных в работе автора (В. Г. Андреянов, 1954) данных по среднемноголетним значениям дефицита до среднемноголетнего расхода с учетом восстановления D_1 недостаточно для выявления количественных связей этого показателя с площадью водосбора и озерностью, а также для районирования параметров этой связи, целесообразно обратиться к результатам соответственных исследований, проведенных в работе автора (В. Г. Андреянов, 1953) и изложенных в главе IX, для среднего значения годового дефицита до среднегодового расхода (в долях от годового стока) без учета коэффициента восстановления $\overline{d}$ и для среднего коэффициента участия весеннего половодья в формировании годового избытка над средним расходом $\overline{\xi}_в$. С целью использования для показателя $\overline{D}_1$ расчетных зависимостей и данных районирования величин $\overline{d}$ и $\overline{\xi}_в$ была установлена следующая зависимость между величинами $\overline{D}_1$, $\overline{d}$ и $\overline{\xi}$

$$\overline{D}_1 = \overline{d}\,\overline{m}\,\overline{\xi}\,(1 + \varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3), \qquad (15.15)$$

где $m = 1$ — среднемноголетнее значение годового модульного коэффициента; $\overline{\xi}$ — среднемноголетнее значение коэффициента восстановления дефицита за счет летне-осенних паводков; ε_1 — параметр, учитывающий коррелятивную связь между величинами d и m (см. гл. IX); ε_2 — то же

между величинами d и ξ; ε_3 — параметр, учитывающий то обстоятельство, что дефициты d определялись для различных расходов (в каждом году до своего среднегодового расхода), а дефициты D — до постоянного расхода (среднемноголетнего).

Для параметра ε_1 на основании данных исследований могут быть приняты следующие приближенные значения (табл. 54).

Таблица 54

Зона и бассейн	ε_1
Лесная	0
Лесостепная	0,02
Степная (бассейны Южного Буга и Днепра)	0,04
То же (бассейны Дона и Волги)	0,025
Полупустынная	0

Значения параметра ε_2 были установлены эмпирическим путем по данным о средних значениях дефицита с учетом и без учета восстановления и о средних значениях коэффициента восстановления $\bar{\xi}$ для 32 пунктов. Подсчитанные значения ε_2 оказались незначительными (среднее значение 0,005) и мало колеблющимися. Поэтому для практических расчетов этим параметром оказалось возможным пренебречь.

Значения параметра ε_3, установленные по эмпирическим данным для тех же 32 пунктов, колеблются в значительных пределах (от 0 до 0,12), не обнаруживая какой-либо закономерности в распределении по территории, но увеличиваясь с увеличением коэффициентов вариации годового стока. Приближенное эмпирическое уравнение связи между этими величинами имеет следующий вид:

$$\varepsilon_3 = 0{,}125 C_{v_m}^{1{,}25} \qquad (15.16)$$

где C_{v_m} — коэффициент вариации годового стока.

Наконец, для определения средней величины коэффициента восстановления дефицита $\bar{\xi}$ была установлена (В. Г. Андреянов, 1954, стр. 71) довольно тесная эмпирическая связь со средним коэффициентом участия весеннего половодья в формировании годового избытка над средним расходом $\bar{\xi}_в$ (рис. 58), которая выражается следующим уравнением:

$$\bar{\xi} = 1{,}5\bar{\xi}_в - 0{,}5\bar{\xi}_в^2. \qquad (15.17)$$

Наличие последней связи позволило использовать установленные (В. Г. Андреянов, 1953) данные по $\bar{\xi}_в$.

Достаточная надежность подсчета величин $\bar{D}_1$ по выведенной формуле на основании данных по $\bar{d}$ и $\bar{\xi}_в$, приводимых в работе (В. Г. Андреянов, 1953), подтверждается выполненным по 26 пунктам сопоставлением вычисленных по формуле и фактических значений $\bar{D}$. Среднеквадратическая ошибка оказалась равной 3,2% при предельных ошибках от —8,7 до +6,6%. Подавляющее большинство ошибок не выходит за пределы ±3%.

Поскольку величины $\bar{D}_1$ и $\bar{d}$ отличаются между собой в общем незначительно (не свыше 10%), очевидно, на величину $\bar{D}_1$ можно распространить выводы о влиянии площади водосбора F и его озерности $\omega_{оз}$, которые были сделаны в отношении величины $\bar{d}$ (см. гл. IX, стр. 166 и 168) и написать аналогичное выражение

$$\bar{D}_1 = \left(a_D - c_D \lg \frac{F+1}{2000}\right)\left(1 - \omega_{оз}^{\frac{2}{3}}\right)^3. \qquad (15.18)$$

Это обстоятельство позволяет использовать данные по районированию параметров a_d и c_d, приводимые в главе IX (см. табл. 37), пересчитав значения параметра a_d, т. е. величины $\bar{d}$ при $F=2000$ км^2 и при $\omega_{оз}=0$, в соответственные величины a_D, т. е. в величины D_1 при той же величине площади водосбора и нулевой озерности. Составленная таким образом таблица районных параметров a_D и c_D (см. табл. 55) дает возможность определять для неизученных рек по приведенной выше формуле для известной площади водосбора и его озерности среднюю величину дефицита до среднемноголетнего расхода с учетом восстановления $\bar{D}_1$. Величина a_D

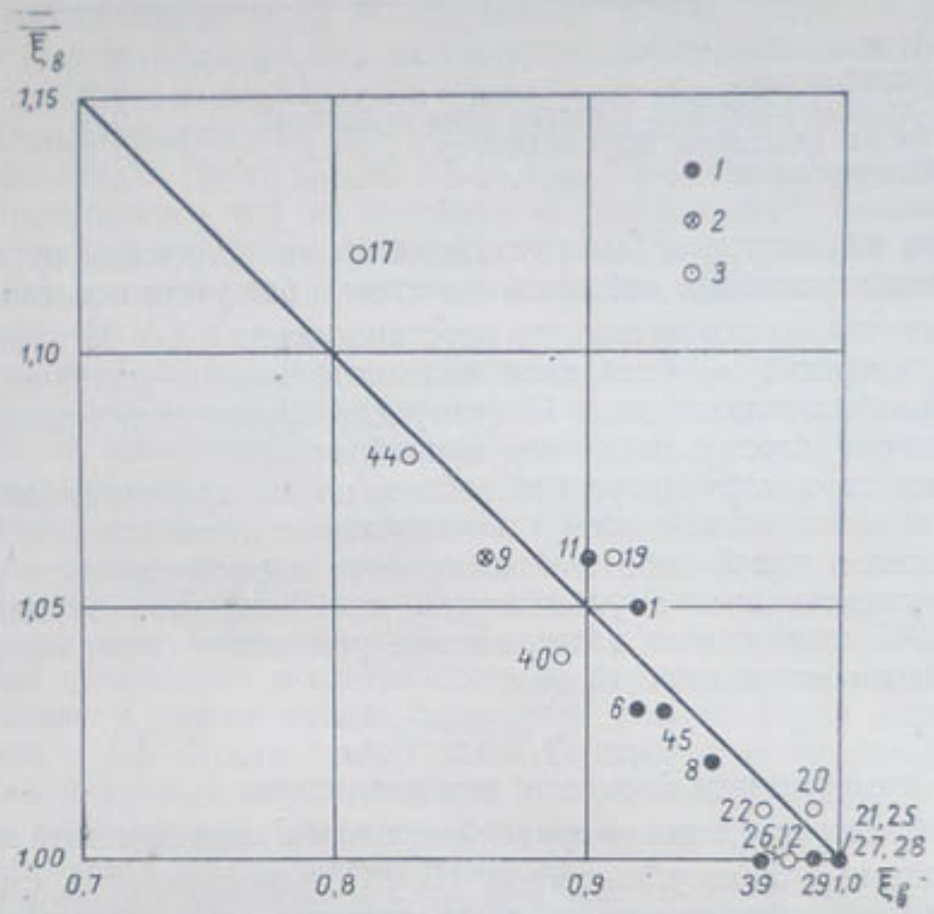


Рис. 58. График связи среднего коэффициента участия весеннего половодья в формировании годового избытка над средним расходом $\bar{\xi}_в$ и среднего коэффициента восстановления дефицита $\bar{\xi}$.

1 — число лет $n \geqslant 30$, *2* — $n = 20$—29, *3* — $n = 10$—19.
У точек — номера пунктов по общему списку в приложении *1* к работе В. Г. Андреянова (1954).

при отсутствии данных наблюдений может быть также установлена по объекту-аналогу, используя данные по 52 рекам, приведенные в работе автора (В. Г. Андреянов, 1954, приложение 1).

Среднемноголетнее значение дефицита $\bar{D}_2$ (до расхода $\alpha_2=\frac{1+K_{мп}}{2}$, переменного в каждом году) может быть определено по среднему значению дефицита $\bar{D}_1$ (до расхода $\alpha_1=1$), пользуясь довольно тесной эмпирической связью между этими величинами (рис. 59), выраженной уравнением

$$\bar{D}_2=\bar{\alpha}_2\bar{D}_1^{1,70}. \qquad (15.19)$$

Переход от средних значений дефицитов $\bar{D}_1$ и $\bar{D}_2$ к соответственным

Таблица 55

Районные значения параметров, определяющих среднее значение дефицита до среднемноголетнего расхода $\overline{D}_i$ и кривую распределения его значений

Район	Подрайон	Параметр a_D		c_D	$\frac{\sigma_{D_i}}{C_{v_m}}$
		среднее значение	пределы		
Северный	—	0,55	0,50–0,60	0,10	0,50
Кольский полуостров	—	0,56	0,49–0,65	0,10	0,48
Карельская АССР	Северная Карелия	0,51	0,47–0,56	0,10	0,55
То же	Южная Карелия	0,46	0,42–0,51	0,10	0,60
Сев.-западный озерный р-н (без Кольского п-ва и Карельской АССР)	Южные притоки Ладожского озера и Финского залива	0,43	0,37–0,51	0,10	0,63
	Притоки оз. Ильмень	0,58	—	0,10	0,47
Реки Прибалтики	—	0,30	0,26–0,36	0,10	0,78
Бассейн р. Зап. Двины	—	0,45	0,42–0,52	0,10	0,60
Бассейн р. Оки	—	0,53	0,47–0,58	0,05	0,38
Северные притоки р. Волги и ее верховья	—	0,48	0,44–0,52	0,05	0,61
Бассейн Верхней Камы (без рр. Белой и Вятки)	Северные горные притоки	0,47	0,44–0,49	0,10	0,58
То же	Южные горные притоки и равнинная часть	0,52	0,47–0,55	0,10	0,53
Бассейн р. Белой	—	0,55	0,45–0,65	0,10	0,36
Бассейн р. Вятки	—	0,49	0,45–0,53	0,05	0,56
Бассейн р. Днепра	Бассейн р. Припяти	0,33	0,28–0,38	0,10	0,54
То же	Среднее течение, без басс. р. Припяти	0,54	0,50–0,60	0,10	0,37
"	Нижнее течение	0,72	0,66–0,78	0,10	0,20
Бассейн р. Южного Буга	—	0,55	—	0,10	0,30
Бассейн р. Днестра	—	0,37	0,33–0,43	0,10	0,42
Бассейн р. Дона (без рр. Сев. Донца и Сала)	—	0,62	0,58–0,68	0,05	0,25
Бассейн р. Северного Донца	—	0,60	0,54–0,66	0,05	0,27
Бассейн р. Сала	—	0,83	—	0,05	0,11
Бассейн р. Самары[1]	—	0,60	0,51–0,66	0,10	0,27
Сыртовое Заволжье	—	0,86	0,83–0,88	0,10	0,10
Бассейн рр. Большого и Малого Узеня	—	0,95	—	0,10	0,10
Бассейн р. Урала	Северная часть	0,56	—	0,10	0,35
То же	Средняя часть	0,66	—	0,10	0,27
"	Южная часть	0,78	—	0,05	0,15

[1] Кроме верховьев и левобережных притоков.

величинам сезонной составляющей емкости $\overline{\beta}_1$ и $\overline{\beta}_2$ может быть осуществлен по следующим эмпирическим зависимостям (рис. 60):

$$\overline{\beta}_1 = \overline{D}_1^{\,1,25}, \tag{15.20}$$

$$\overline{\beta}_2 = \overline{\alpha}_2 \left(\frac{\overline{D}_2}{\overline{\alpha}_2} \right)^{n_m}. \tag{15.21}$$

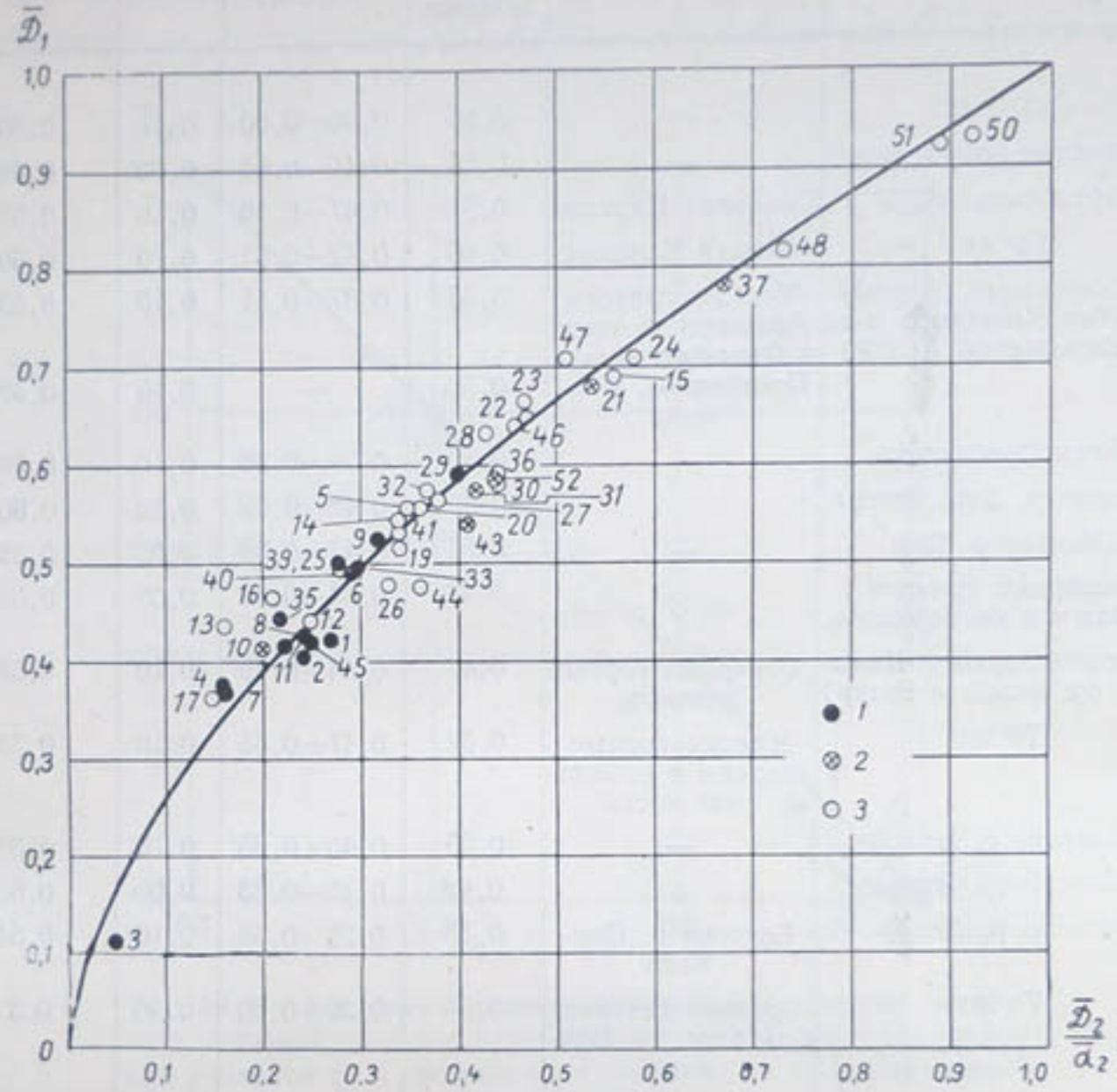


Рис. 59. График связи дефицитов $\overline{D}_1$ (до расхода $\alpha = 1$) и $\overline{D}_2$ (до расхода $\overline{\alpha}_2$).

1 — число лет $n \geqslant 30$, *2* — $n = 20$—29, *3* — $n = 10$—19.
У точек — номера пунктов по общему списку в приложении I к работе В. Г. Андреянова (1954).

Параметр n_m зависит от коэффициента вариации годовых расходов C_{v_m} и может приниматься по данным табл. 56.

Таблица 56

C_{v_m}	n_m	C_{v_m}	n_m	C_{v_m}	n_m
$\leqslant 0,3$	1	0,6	1,11	0,9	1,25
0,4	1,03	0,7	1,15	1,0	1,31
0,5	1,06	0,8	1,20		

В результате проведенных исследований было установлено, что среднеквадратическое отклонение дефицитов до среднемноголетнего расхода

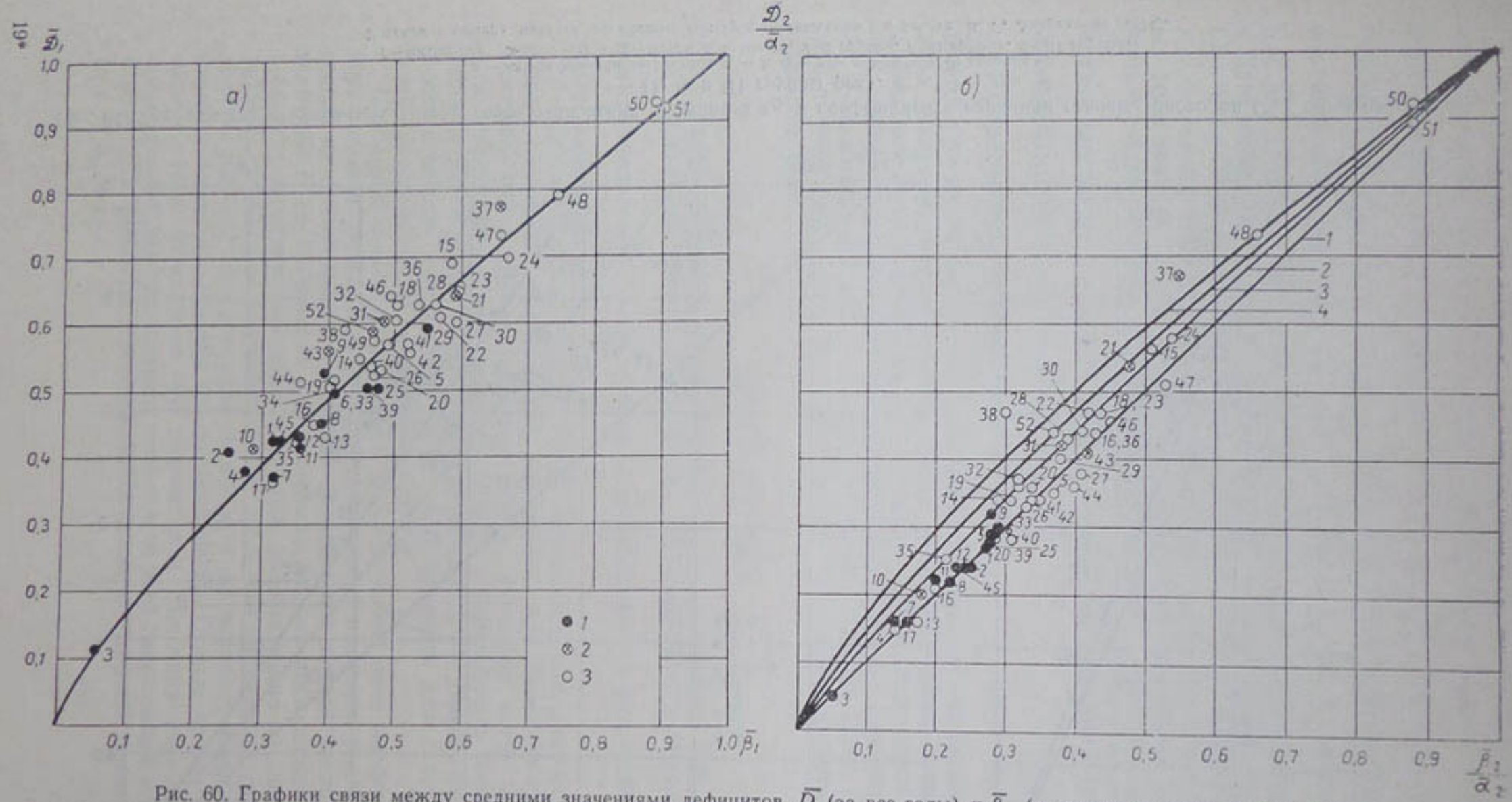


Рис. 60. Графики связи между средними значениями дефицитов $\overline{D}$ (за все годы) и $\overline{\beta}$ (за годы с водностью $m \geqslant \alpha$).

а — для расхода отдачи $\alpha_1 = 1$: *1* — число лет $n \geqslant 30$, *2* — $n = 20$—29, *3* — $n = 10$—19, *б* — для расхода отдачи $\overline{\alpha}_2$. *1* — кривые при $C_{v_m} = 0{,}30$, *2* — кривые при $C_{v_m} = 0{,}60$, *3* — кривые при $C_{v_m} = 0{,}80$, *4* — кривые при $C_{v_m} = 1{,}00$.

У точек — номера пунктов по общему списку в приложении 1 к работе В. Г. Андреянова (1954)

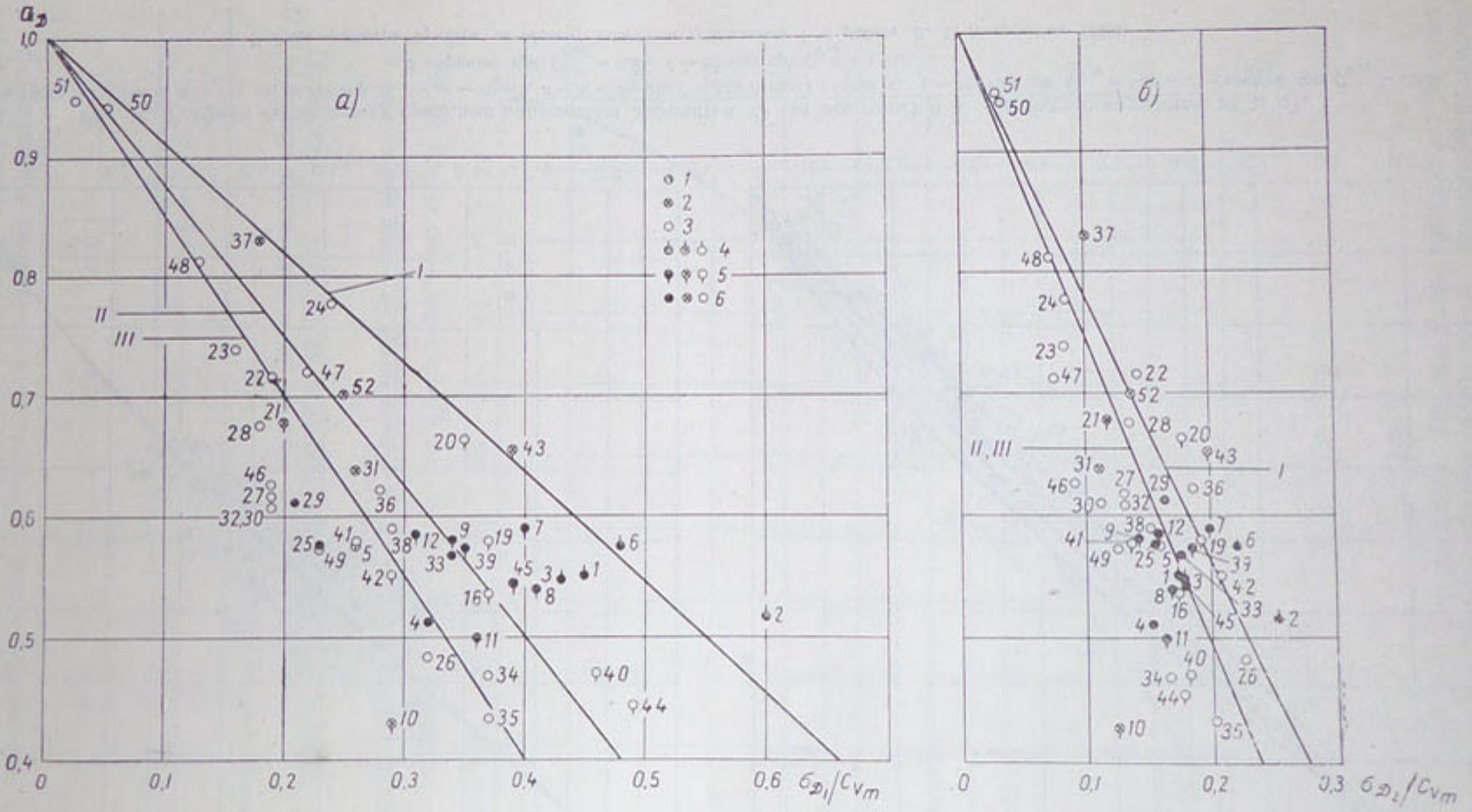


Рис. 61. Графики связи отношения стандартного отклонения дефицитов σ_D к коэффициенту вариации годовых расходов C_{v_m} с параметром a_D.
(I, II и III группы рек).

а — для дефицитов до расхода $\alpha_1 = 1$, *б* — для дефицитов до расхода α_2.
1 — число лет >30, *2* — n = 20—29, *3* — n = 10—19, *4* — I группа, *5* — II группа, *6* — III группа.
У точек — номера пунктов по общему списку в приложении I к работе В. Г. Андреянова (1954).

σ_{D_1} находится в зависимости от рассмотренного выше районного параметра a_D и коэффициента вариации годового стока C_{v_m}. На рис. 61 *а* дается график связи величины a_D и отношения $\frac{\sigma_{D_1}}{C_{v_m}}$. Несмотря на значительный разброс точек, на графике четко выявляется тенденция снижения величины отношения $\frac{\sigma_{D_1}}{C_{v_m}}$ до 0 при увеличении a_D до 1. Действительно, для рек крайнего юго-востока Европейской территории Союза ССР — в Прикаспийской низменности (рр. Большой и Малый Узень, на графике 61 *а* точки 50 и 51) среднее значение дефицита D_1 и параметра a_D близки к предельному значению 1. Это возможно лишь при том условии, что во все годы значения D_1 близки к 1, а следовательно, колебания D_1 и величина σ_D незначительны. Вместе с тем величина C_{v_m} для этих рек очень велика (достигает 1 и более), поэтому отношение этих двух величин $\frac{\sigma_{D_1}}{C_{v_m}}$ должно быть очень мало и стремиться к 0.

Разброс точек на графике связи величин a_D и $\frac{\sigma_{D_1}}{C_{v_m}}$ значительно уменьшается при их разделении по трем крупным группам (на графике показано условными обозначениями точек): I группа — реки лесной зоны, кроме бассейна Среднего Днепра, II группа — реки лесостепной зоны, за исключением бассейна Дона, и реки бассейна Среднего Днепра; III группа — реки степной и полупустынной зон и реки бассейна Дона. Для каждой из этих групп могут быть проведены линии связи с уравнением следующего вида:

$$\frac{\sigma_{D_1}}{C_{v_m}} = \eta_1 (1 - a_D), \qquad (15.22)$$

где значения параметра η_1 для первой группы составляют 1,10, для второй — 0,80 и для третьей — 0,67. В табл. 55 приводятся районные значения отношения $\frac{\sigma_{D_1}}{C_{v_m}}$, вычисленные в соответствии с районными значениями параметра a_D.

Аналогичная связь (см. рис. 61 *б*) намечается для среднеквадратического отклонения дефицитов D_2 (до расхода α_2). Значения параметра последней связи η_2 для указанных выше групп рек могут быть приняты следующими: I группа — 0,46; II и III — 0,40. Отсюда величина отношения стандартных отклонений дефицитов D_2 и D_1, равная отношению соответственных параметров η_2 и η_1 получается для I группы рек $k_з = 0{,}42$, для II — 0,50 и для III — 0,60.

Для возможности установления по неизученной реке коэффициентов вариации или среднеквадратических отклонений величины $\beta_{сез}$ было проведено их сопоставление с теми же параметрами кривой распределения величины D по 12 пунктам с длительными рядами наблюдений. Результаты этих сопоставлений сведены в табл. 57. Как видно из данных этой таблицы, отношение соответственных среднеквадратических отклонений величин $\beta_{сез}$ и D (при расходах отдачи α_1 и α_2) является довольно устойчивым и близким к единице (за исключением р. Сухоны при $\alpha_1 = 1$). Поэтому считаем возможным при современном состоянии изученности вопроса принять для практических расчетов по всей Европейской территории Союза ССР равенство среднеквадратических отклонений величин $\beta_{сез}$ и D, т. е. $\sigma_{\beta} = \sigma_D$.

Сопоставление параметров многолетних кривых распределения

Река	Пункт	Площадь водосбора, км²	Число лет		Дефи		
					$\overline{D}$	C_{v_D}	σ_D
Сухона	д. Камчуга . . .	38 830	54	$\alpha_1 = 1$ $\alpha_2 = 0,552$	0,421 0,150	0,28 0,31	0,115 0,047
Днепр	г. Смоленск . . .	14 080	56	$\alpha_1 = 1$ $\alpha_2 = 0,571$	0,490 0,164	0,26 0,36	0,127 0,059
Сож	г. Славгород . .	17 660	45	$\alpha_1 = 1$ $\alpha_2 = 0,610$	0,447 0,136	0,26 0,36	0,116 0,049
Уж	пгт Полесское . .	5 690	29	$\alpha_1 = 1$ $\alpha_2 = 0,556$	0,525 0,181	0,38 0,48	0,200 0,087
Десна	г. Брянск	13 640	44	$\alpha_1 = 1$ $\alpha_2 = 0,628$	0,410 0,129	0,25 0,34	0,103 0,044
.	г. Чернигов . . .	81 440	54	$\alpha_1 = 1$ $\alpha_2 = 0,624$	0,424 0,151	0,23 0,31	0,098 0,047
Хорол	г. Миргород . . .	1 920	20	$\alpha_1 = 1$ $\alpha_2 = 0,514$	0,640 0,258	0,18 0,25	0,115 0,065
Дон	г. Лиски	69 130	47	$\alpha_1 = 1$ $\alpha_2 = 0,626$	0,500 0,174	0,11 0,21	0,055 0,037
Ворона	с. Чутановка . .	5 560	30	$\alpha_1 = 1$ $\alpha_2 = 0,589$	0,591 0,233	0,17 0,27	0,101 0,063
Сал	сл. Мартыновка	19 100	21	$\alpha_1 = 1$ $\alpha_2 = 0,518$	0,773 0,346	0,22 0,29	0,170 0,100
Ока	г. Калуга	54 930	65	$\alpha_1 = 1$ $\alpha_2 = 0,612$	0,502 0,174	0,19 0,28	0,096 0,049
Сакмара	с. Сакмарское . .	28 700	24	$\alpha_1 = 1$ $\alpha_2 = 0,547$	0,585 0,240	0,24 0,32	0,140 0,077
						Среднее для α_1 α_D	

[1] Среднее значение без учета р. Сухоны равно 0,98.

Таблица 57

величин D и $\beta_{сез}$ для расходов отдачи $\alpha_1 = 1$ и $\alpha_2 = \frac{1 + K_{мн}}{2}$

циты D		Число лет с $m \geqslant \alpha$	Сезонная составляющая емкости			Отношения		
C_{s_D}	$\frac{C_{s_D}}{C_{v_D}}$		$\bar{\beta}$	C_{v_β}	σ_β	$\frac{C_{v_\beta}}{C_{v_D}}$	$\frac{\sigma_\beta}{\sigma_D}$	$\frac{2\bar{\alpha}_{2\sigma\beta_3}}{\sigma_{\beta_3}}$
0,11	0,39	23	0,320	0,23	0,074	0,82	0,64	—
−0,59	−1,90	52	0,147	0,30	0,044	0,97	0,94	1,00
−0,50	−1,93	25	0,410	0,32	0,131	1,23	1,03	—
+0,23	0,64	55	0,161	0,34	0,055	0,94	0,93	1,05
−0,29	−1,11	22	0,390	0,28	0,109	1,08	0,94	—
0,63	1,19	43	0,135	0,36	0,049	1,00	1,00	0,94
−0,45	−1,18	12	0,394	0,53	0,208	1,39	1,04	—
−0,07	−0,14	21	0,154	0,51	0,079	1,06	0,90	0,95
−0,49	−1,96	21	0,360	0,30	0,108	1,20	1,05	—
0,29	0,88	42	0,127	0,35	0,044	1,03	1,00	1,0
−0,21	−0,91	24	0,360	0,22	0,079	0,96	0,81	—
−0,07	−0,23	51	0,148	0,29	0,043	0,94	0,92	0,95
−0,11	−0,61	10	0,593	0,23	0,136	1,28	1,18	—
−0,76	−3,04	15	0,246	0,38	0,094	1,52	1,44	0,96
(−0,66)	(−6,0)	23	0,476	0,12	0,057	1,09	1,03	—
−0,16	−0,76	44	0,174	0,22	0,038	1,05	1,02	1,04
−0,20	−1,18	16	0,550	0,17	0,094	1,00	0,93	—
−0,39	−1,44	27	0,227	0,27	0,061	1,00	0,97	0,94
—	—	9	0,660	0,30	0,198	1,37	1,16	—
—	—	10	0,285	0,39	0,111	1,34	1,11	0,97
−0,04	−0,21	32	0,460	0,20	0,092	1,05	0,96	—
+0,03	0,11	63	0,171	0,28	0,048	1,00	0,98	0,92
−0,76	−3,17	11	0,467	0,26	0,121	1,08	0,86	—
−0,04	−1,98	16	0,205	0,36	0,074	1,12	0,96	0,88
−0,33	−1,62			Среднее для α_1		1,11	0,95[1]	—
−0,08	−0,54			α_2		1,08	1,01	0,97

Для построения кривых $D=f(\alpha)$ при разных значениях обеспеченности отдачи $P(\alpha)$ оказалось предпочтительным подсчитывать дефициты при переменных в каждом году значениях $\alpha_2=\frac{1+K_{\text{мн}}}{2}$. Коэффициенты вариации величин D_2 и β_2, приведенные в табл. 57, соответствуют этим вычислениям. При построении же связи среднеквадратических отклонений σ_β с отдачей α, как указывалось выше [см. стр. 283 и формулы (15.10) и (15.10′)], необходима величина σ'_{β_2}, подсчитанная при постоянных во все годы (средних) значениях $\overline{K}_{\text{мн}}$ и $\overline{\alpha}_2=\frac{1+\overline{K}_{\text{мн}}}{2}$. Для возможности перехода от величины σ_{β_2}, подсчитанной при переменных значениях $K_{\text{мн}}$ и α_2, к величине σ'_{β_2}, подсчитанной при постоянных значениях $\overline{K}_{\text{мн}}$ и $\overline{\alpha}_2$, для ряда пунктов было проведено сопоставление обеих величин σ_{β_2} и σ'_{β_2}. Результаты сопоставления показали, что между этими величинами может быть принято следующее соотношение:

$$\sigma'_\beta = 2\overline{\alpha}_2\sigma_{\beta_2} = 2\overline{\alpha}_2\sigma_{D_2}. \qquad (15.23)$$

Как видно из табл. 57 (см. последнюю графу), среднее значение отношения величины σ'_{β_2}, вычисленной по формуле (15.23) и фактической, близко к 1 (равно 0,97) при предельных колебаниях от 0,88 до 1,05.

Как уже указывалось выше, колебания дефицита $D(\alpha)$, выраженного в долях от среднего объема годового стока, а также соответственной величины β не могут выходить за пределы 0 и α. Поэтому, строго говоря, для построения кривых обеспеченности этих показателей следует применять кривые распределения с ограниченным не только нижним, но и верхним пределом. В предшествующей работе (В. Г. Андреянов, 1954) нами был использован для этой цели метод построения двоякоограниченных кривых распределения вероятностей, предложенный С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем (1956). Однако этот метод разработан лишь для случая $C_s=2C_v$ и поэтому оказывается неприменимым для дефицитов, кривые распределения которых имеют отрицательную асимметрию (см. табл. 57). Как показали расчеты по ряду рек, в зоне малых обеспеченностей дефицитов $P(D)$ от 1 до 25%, которым соответствуют обеспеченности отдачи $P(\alpha)$ от 99 до 75%, имеющие расчетное значение, кривые распределения дефицитов, построенные при фактическом соотношении C_s/C_v, обычно меньшем 0, хорошо удовлетворяют эмпирическим точкам, тогда как двояко ограниченные кривые, построенные по упомянутому методу, дают некоторое (до 10%) преувеличение величин дефицитов по сравнению с фактическими точками для указанной, наиболее интересной с практической точки зрения, зоны больших значений $P(\alpha)$ [малых значений $P(D)$]. То обстоятельство, что при $C_s=0$ кривая Пирсона дает отрицательные значения ординат при очень больших значениях обеспеченности $P(D)$ [а значит при значениях $P(\alpha)$, близких к 0], не имеет значения, так как эта часть кривой обеспеченности не представляет практического интереса.

Поэтому является целесообразным принимать для построения кривой обеспеченности дефицитов кривую Пирсона III типа при фактической (обычно отрицательной) величине соотношения C_s/C_v. Для неизученных рек могут быть приняты средние величины соотношения C_s/C_v, полученные по ряду рек (см. табл. 57), —1,5 для величины D_1 и —0,5 для величины D_2. Аналогичные значения C_s/C_v могут также приниматься для величин β_1 и β_2.

Таким образом, для построения графика связи емкость β — отдача α — обеспеченность P и кривой обеспеченности сезонной составляющей емкости $\beta_{\text{сез}}=f(P)$ при любом заданном расходе отдачи α по неизучен-

ной реке необходимо иметь только следующие четыре исходные показателя режима стока: норму и коэффициент вариации годового стока, среднемноголетнее значение минимального расхода $\overline{K}_{мн}$ (в долях от среднемноголетнего расхода) и параметр a_D, характеризующий внутригодовую неравномерность стока (среднее значение дефицита до среднемноголетнего расхода с учетом восстановления при площади водосбора 2000 км^2 и нулевой его озерности). Все прочие промежуточные параметры вычисляются в процессе построения расчетного графика сезонного регулирования стока для данного объекта в зависимости от приведенных четырех исходных стоковых показателей, согласно изложенной выше методике.

Норма и коэффициент вариации годового стока, а также среднее значение минимального расхода всегда устанавливаются при расчетах режима стока в условиях отсутствия данных наблюдений. Таким образом, для расчетов сезонного регулирования стока требуется дополнительно только приведенный показатель внутригодового распределения стока — параметр a_D, районные значения которого даются в табл. 55.

Для возможности применения метода гидрологической аналогии в работе автора (В. Г. Андреянов, 1954) приводятся для 52 стоковых пунктов в разных физико-географических районах Европейской территории Союза ССР следующие данные: величины нормы и коэффициента вариации для годового стока, минимального расхода и дефицитов с учетом восстановления D_1 (до среднемноголетнего расхода $\alpha_1=1$) и (D_2 до расхода $\alpha_2=\frac{1+K_{мн}}{2}$), а также величины нормы сезонной составляющей при многолетнем регулировании $\beta_{сез}$ при α_1 и α_2.

7. Соображения по учету влияния деятельности человека на режим стока при расчетах сезонного регулирования

Приведенные выше данные по показателям режима стока, на которых базируются расчеты сезонного регулирования по разработанному нами обобщенному методу, относятся к прошедшим годам, когда влияние деятельности человека на режим стока было еще незначительно. Однако широко осуществляемые на больших территориях гидротехнические и агролесомелиоративные мероприятия существенно и прогрессивно изменяют режим стока рек, особенно внутригодовое распределение, что должно значительно отразиться на результатах расчетов сезонного регулирования. Поэтому при определении водохозяйственных параметров водохранилища (емкость, отдача, обеспеченность отдачи) в условиях будущей эксплуатации (особенно для районов широкого применения комплекса агролесомелиоративных мероприятий) обязательно должен учитываться будущий, измененный по сравнению с естественным, режим стока на соответствующем этапе указанных мероприятий.

Соображения о влиянии на внутригодовой режим стока проведения различных водохозяйственных мероприятий, основанные на результатах специальных исследований ряда организаций, рассматриваются выше, в главе IV (см. стр. 77). Здесь же излагаются лишь рекомендации по применению результатов указанных исследований для практических целей расчета сезонного регулирования стока, т. е. для внесения соответственных изменений в расчетные показатели естественного стока и в водохозяйственные параметры водохранилищ.

Наиболее просто учитывается влияние регулирующих водохранилищ. При достаточно крупных водохранилищах всегда имеется специально разработанный водохозяйственный план и основывающиеся на нем характеристики зарегулированного стока, которые и могут быть использо-

ваны при расчетах регулирования для нижележащих гидроузлов взамен характеристик естественного режима стока.

При большом числе мелких водохранилищ их регулирующее влияние может быть учтено путем срезки величины дефицита естественного стока до среднемноголетнего расхода D_1 (за отдельные годы и в среднем) на величину используемой на этих водохранилищах суммарной емкости регулирования, а также путем соответственного увеличения минимальных расходов (за отдельные годы и в среднем) на сумму величин повышения зарегулированных расходов по сравнению с естественными по всем водохранилищам. Одновременно должно быть учтено изменение среднего годового расхода за счет безвозвратных потерь (в основном, на разницу испарения с водной поверхности и с суши) и заборов воды [1] (переброска части стока в смежные бассейны, заборы на ирригацию, водоснабжение и т. д.). При этом надо, конечно, учитывать и приходные статьи водного баланса водосбора — поступление дополнительного стока из смежных бассейнов и с осушаемых территорий, возвратные воды при ирригации и водоснабжении, поступление на водосбор подземных вод из глубоких горизонтов, не дренируемых речной сетью, в частности, шахтных вод и т. д.

Для зоны недостаточного увлажнения многочисленные пруды и мелкие водохранилища обычно не имеют регулирующего значения, а аккумулирующаяся в них часть половодного стока разбирается в течение межени на хозяйственные нужды и частично испаряется. В этом случае происходит ежегодное снижение годового стока на величину суммарной полезной емкости всех водохранилищ без соответственного снижения абсолютной величины годовых дефицитов стока. Относительная величина дефицитов (в долях уменьшенного годового стока) при этом несколько повышается.

Значительно сложнее обстоит дело с учетом влияния проведения агролесомелиоративных мероприятий, которое в значительной мере зависит от деталей, времени проведения этих мероприятий, зональных и местных физико-географических условий, а также от степени сельскохозяйственного освоения площади водосбора. Ниже приводятся практические рекомендации по оценке этого влияния, которые учитывают общую тенденцию изменений режима стока и должны уточняться в конкретных случаях в соответствии с особенностями проведения агролесомелиоративных мероприятий и районными физико-географическими условиями. Вообще говоря, под влиянием агролесомелиоративных мероприятий несколько увеличиваются осадки, снижается поверхностный сток и повышается грунтовое питание. В результате годовой сток обычно несколько снижается, а меженный сток повышается.

Введем следующие обозначения:

	Естественный режим	Измененный режим	Величина изменения
		Слой, мм	
Годовой сток	y	y'	Δy
Поверхностный сток	$y_{пов}$	$y'_{пов}$	$\Delta y_{пов}$
Грунтовой сток	$y_{гр}$	$y'_{гр}$	$\Delta y_{гр}$

Так как величина минимального расхода определяется грунтовым питанием, то, очевидно, величину относительного приращения грунтового

[1] Забор воды на водоснабжение и ирригацию может осуществляться и непосредственно из русла реки, без устройства водохранилища.

питания можно распространить на среднее значение минимального расхода $\overline{K}_{мн}$. Учитывая, кроме того, что величину измененного минимального расхода $K'_{мн}$ мы выражаем в долях от измененного годового стока, получаем следующее выражение:

$$\overline{K}'_{мн} = \overline{K}_{мн} \frac{y'_{гр}}{y_{гр}} \frac{y}{y}. \qquad (15.24)$$

На величинах дефицитов до разных расходов скажется (в сторону снижения) повышение грунтового питания и снижение годового расхода. Для среднего значения измененного дефицита $\overline{D}'$, в соответствии с вышесказанным, можно записать следующее выражение:

$$\overline{D}' = \left(\overline{D} - \frac{\Delta y_{гр}}{y} t\right) \frac{y}{y'} = \left(\overline{D} - \frac{\Delta y_{гр}}{y_{гр}} \frac{y_{гр}}{y} t\right) \frac{y}{y'}. \qquad (15.25)$$

Здесь отношение $\frac{\Delta y_{гр}}{y_{гр}}$ представляет собой относительное увеличение грунтового питания, отношение $\frac{y_{гр}}{y}$ — долю грунтового питания в годовом стоке и t — длительность периода дефицита до расхода α (периода сработки водохранилища).

Достаточно надежных материалов исследований, позволяющих судить о колебаниях изменения годового стока и грунтового питания по отдельным годам, обычно не имеется. Поэтому в первом приближении приходится принимать, что это изменение на данном уровне развития агролесомелиоративных мероприятий сохраняется постоянным во все годы. При этом условии стандартное отклонение стоковых показателей (годового стока, минимального стока, дефицитов) при измененном режиме может быть принято тем же, что и при естественном режиме. Отсюда соответственные коэффициенты вариации должны измениться обратно пропорционально значениям показателей при бытовом и измененном режиме:

$$C'_{v_m} = C_{v_m} \frac{y}{y'}, \qquad (15.26)$$

$$C'_{v_{K_{мн}}} = C_{v_{K_{мн}}} \frac{\overline{K}_{мн}}{\overline{K}'_{мн}}, \qquad (15.27)$$

$$C'_{v_D} = C_{v_D} \frac{\overline{D}}{\overline{D}'}. \qquad (15.28)$$

Соотношения коэффициентов асимметрии и вариации для годового стока, минимального расхода и дефицита принимаем теми же, что и для естественного режима.

Очевидно, что при разной степени развития агролесомелиоративных мероприятий количественные изменения показателей режима стока будут различными и подлежат учету особо. В связи с общим направлением изменения режима стока в сторону его выравнивания внутри года изменяются в благоприятную сторону и результаты сезонного регулирования стока. Величина зарегулированного расхода при сохранении той же емкости сезонного регулирования увеличится, а при сохранении расхода снизится величина потребной емкости.

При проектировании водохранилищ в районах проведения значительных (как по их удельной эффективности, так и по охвату территории) агролесомелиоративных мероприятий необходимо учитывать режим их ра-

боты и их эффективность не только в современных условиях, но и в будущем после того, как скажется влияние осуществления комплекса агролесомелиоративных мероприятий.

Практическое применение приведенных рекомендаций рассматривается в работе автора (В. Г. Андреянов, 1954) на примере р. Вороны у с. Чутановки, основываясь на данных А. П. Бочкова (1954) по характеристике влияния проведения агролесомелиоративных мероприятий для бассейна р. Дона.

Результаты выполненного в этом примере расчета показывают, что за счет проведения этих мероприятий происходит увеличение на 5% расхода отдачи, гарантированной на 90%, при сохранении той же емкости водохранилища ($\beta=0{,}27$ в долях от естественного среднемноголетнего расхода).

8. Определение дефицита отдачи за пределами гарантии и полной годовой отдачи

Как указывают С. Н. Крицкий и М. Ф. Менкель (1947, 1952), основной экономической характеристикой водохозяйственного режима является объем недоданной потребителю воды (или количество недоданной гидравлической энергии) в связи с маловодием источника, или *дефицит отдачи воды (или энергии) за пределами гарантии* $\overline{Д}$. В качестве относительного показателя ими предложена величина среднего годового дефицита отдачи в процентах от гарантированной отдачи $\frac{\overline{Д}}{\alpha}$.

При сезонном регулировании стока величина $Д$ характеризуется частью площади многолетней кривой обеспеченности дефицитов стока D при заданной постоянной отдаче α (т. е. потребных емкостей без их ограничения водностью года $m \geqslant \alpha$), расположенной выше горизонтальной прямой, соответствующей величине D обеспеченностью $P(D)=1-P(\alpha)$ (см. рис. 62 *а*, заштрихованную площадь). Таким образом, для одной и той же величины α каждому значению ее обеспеченности $P(\alpha)$ соответствует своя величина указанной площади $Д$, уменьшающаяся с увеличением расчетной обеспеченности $P(\alpha)$. Способы построения кривых $D=f(P)$ при $\alpha=\text{const}$ при наличии и отсутствии данных наблюдений излагаются выше (см. стр. 273 и 285). Определение величины площади $Д$ путем разбивки ее на трапеции не вызывает затруднений, так как величина D при $P(D)=0$ ограничена значением $D_{мк}=\alpha$ (см. стр. 281). Для выбора расчетной обеспеченности С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем (1947, 1952) было предложено построение графика зависимости величины $\frac{\overline{Д}}{\alpha}$ от обеспеченности отдачи $P(\alpha)$ при разных значениях α. На рис. 62 *б* на примере р. Вороны у с. Чутановки приводится результат построения этой зависимости при наличии сезонного регулирования стока для одного значения $\alpha=0{,}6$.

Как указывалось (см. стр. 261), на гидроэлектростанциях речной сток обычно используется не только в пределах гарантированной отдачи, но и сверх ее для выработки так называемой сезонной энергии в периоды многоводья. Поэтому полная годовая отдача воды в этом случае превышает гарантированную отдачу и в относительном выражении (в долях от среднего годового стока, представляет собой величину коэффициента использования стока (см. гл. VIII, стр. 150) $\Phi(K_p)$, соответствующую расчетному (максимальному полезно используемому) расходу K_p (в долях от среднемноголетнего расхода). В практике проектирования

большей частью ограничиваются установлением величины полной годовой отдачи воды (и соответственной отдачи энергии) для расчетного маловодного года заданной обеспеченности и для средневодного года (или средней многолетней годовой отдачи).

Таким образом, при отсутствии регулирования стока (не считая суточного и недельного) задача определения полной годовой отдачи сводится по существу к построению кривой использования стока для расчетного маловодного года, а также средней или обобщенной. Способы построения кривой использования стока при наличии или отсутствии данных наблюдений подробно рассматриваются в главе XII и мы на них

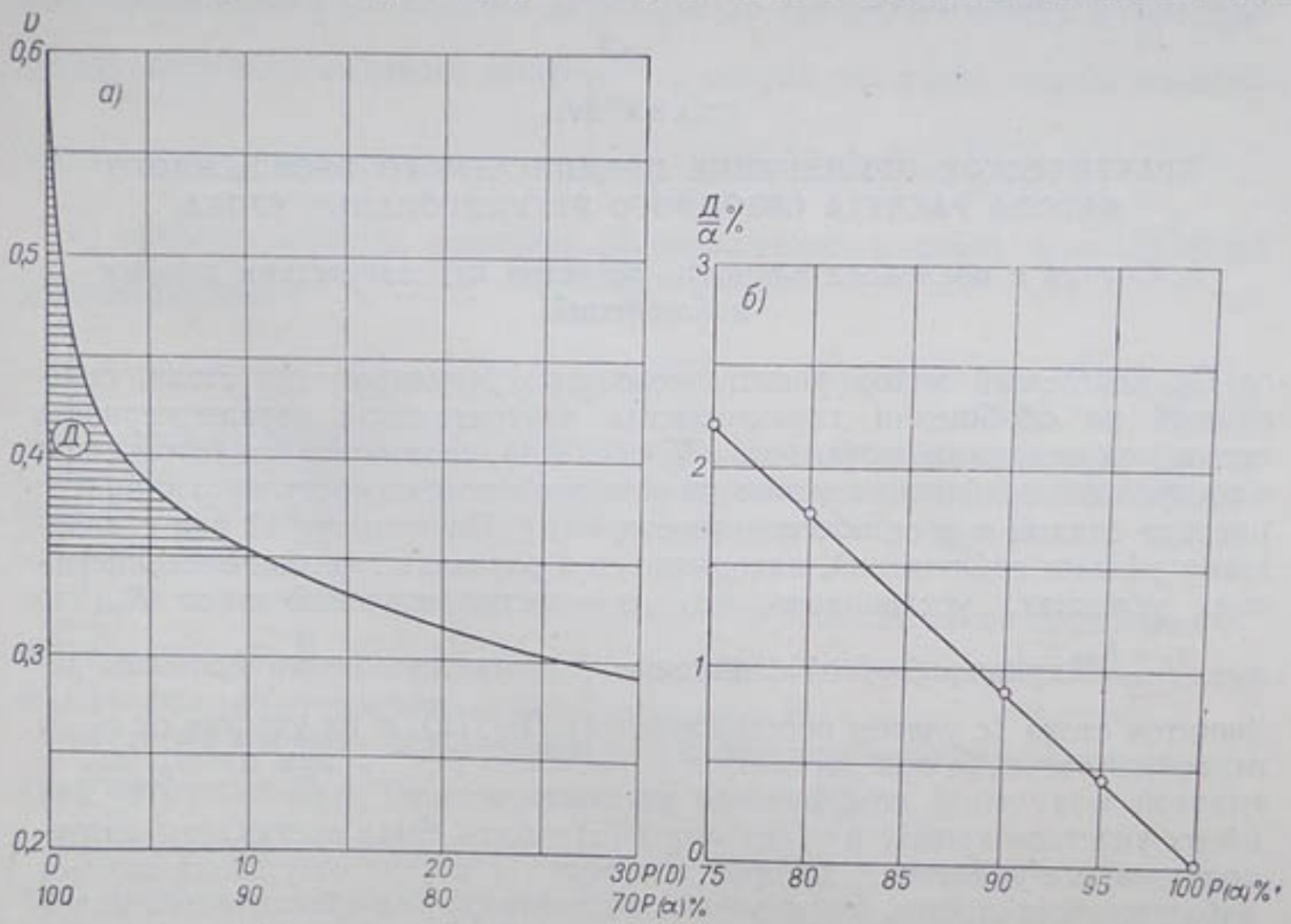


Рис. 62. К определению дефицита отдачи воды за пределами гарантии.
а — кривая обеспеченности $D = f(P)$ при $\alpha = 0{,}6$, *б* — кривая зависимости относительной величины дефицита отдачи $\frac{Д}{\alpha}$ от обеспеченности отдачи $P(\alpha)$ при $\alpha = 0{,}6$.

здесь не останавливаемся. Напомним только, что для оценки полной годовой отдачи (коэффициента использования стока) среднего года следует применять среднюю кривую использования стока, а для оценки средней многолетней полной годовой отдачи принципиально правильнее применять обобщенную (абсолютную) кривую использования. Но так как в пределах обычных значений расчетного расхода существенной разницы по обеим этим кривым не получается (см. гл. XI, стр. 216), то практически величину полной годовой отдачи воды, определенную по кривой использования среднего года, можно принимать и в качестве среднемноголетнего значения полной годовой отдачи.

Кривые использования стока $\Phi(K)$ могут быть применены также и при наличии сезонного регулирования. Для маловодного года заданной обеспеченности и для среднего года можно воспользоваться приближенным приемом трансформации кривой продолжительности расходов и кривой использования стока для естественного режима в соответственные кривые для зарегулированного режима (В. Г. Андреянов, 1948, 1951), из-

ложенным в главе XIII (см. стр. 256 и рис. 54). При этом как в маловодном, так и в среднем году следует принимать переброску из зоны больших расходов (превышающих расход зарегулированной отдачи α) в зону малых (меньших α) объема стока $\beta' = \frac{\beta(\alpha)}{\xi}$, где $\beta(\alpha)$ — величина сезонной емкости, рассчитанная для заданного расхода отдачи α и ее обеспеченности $P(\alpha)$, а ξ — соответственная величина коэффициента восстановления. В частном случае при полном годовом регулировании полная годовая отдача в расчетном маловодном году, как это очевидно, равна гарантированной отдаче.

ГЛАВА XVI

ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ ПРЕДЛАГАЕМОГО ОБОБЩЕННОГО МЕТОДА РАСЧЕТА СЕЗОННОГО РЕГУЛИРОВАНИЯ СТОКА

1. Состав и последовательность расчетов при отсутствии данных наблюдений

Предлагаемый метод расчета сезонного регулирования стока, основанный на обобщении характеристик внутригодовой неравномерности стока, как указывалось (см. гл. XV, стр. 271), сводится в конечном счете к построению графика зависимости емкости сезонного регулирования β от расхода отдачи α и ее обеспеченности $P(\alpha)$. На примере 12 рек с длинными рядами наблюдений, находящихся в различных физико-географических условиях, установлено, что на участке значений α от $K_{мн}$ до $\alpha_3 = \frac{m_p + K_{мн}}{2}$ кривые $\beta = f(\alpha)$ совпадают с соответственными кривыми дефицитов стока (с учетом восстановления) $D = f(\alpha)$, а на участке от α_3 до m_p асимптотически приближаются к значению $\beta = m_p$ при $\alpha = m_p$ [m_p — годовой модульный коэффициент обеспеченностью, равной $P(\alpha)$]. Для обоих участков кривой $\beta = f(\alpha)$ при $P(\alpha) = \text{const}$ были составлены интерполяционные уравнения, которые позволяют в случае отсутствия данных наблюдений построить эту кривую с достаточной для практических целей точностью по следующим четырем гидрологическим показателям (которые должны быть установлены методом гидрологической аналогии или иным способом): норме и коэффициенту вариации годового стока, средней величине дефицита до среднемноголетнего расхода (с учетом восстановления) $\overline{D}_1$ и среднемноголетнему значению минимального расхода $\overline{K}_{мн}$. Остальные, необходимые для построения кривых $\beta = f(\alpha)$, гидрологические показатели устанавливаются по указанным четырем основным с помощью специально разработанных эмпирических связей.

В соответствии с результатами исследований, изложенными в главе XV, ниже излагается состав и последовательность расчетов для построения указанных кривых $\beta = f(\alpha)$ при $P(\alpha) = \text{const}$ при отсутствии данных наблюдений для разных расчетных случаев (в зависимости от постановки задачи).

При всех расчетных случаях сперва устанавливаются следующие общие для них показатели:

1) норма $\overline{M}$ л/сек. и коэффициент вариации годового стока C_{v_m} — общеизвестными способами;

2) среднемноголетнее значение минимального расхода (в долях от среднемноголетнего) $\overline{K}_{мн}$ — по картам В. А. Урываева (1941) или

Л. Н. Попова (Д. Л. Соколовский, 1952, стр. 222—223), или согласно рекомендациям А. М. Норватова (1950, 1956);

3) по данным табл. 55 районные значения параметров a_D и c_D, откуда по известным значениям площади водосбора F и его озерности $\omega_{оз}$ среднее значение дефицита до среднемноголетнего расхода

$$\overline{D}_1 = \left(a_D - c_D \lg \frac{F+1}{2000}\right)\left(1 - \omega_{оз}^{\frac{2}{3}}\right)^3; \qquad (15.18)$$

4) по данным той же таблицы — районное значение отношения среднеквадратического отклонения дефицита до среднего расхода к коэффициенту вариации годового стока $\frac{\sigma_{D_1}}{C_{vm}}$, откуда по ранее определенному значению C_{vm} находится значение σ_{D_1} и далее $C_{vD_1} = \frac{\sigma_{D_1}}{\overline{D}_1}$;

5) среднее значение дефицита до переменного расхода $\alpha_2 = \frac{1+K_{мн}}{2}$ по уравнению связи

$$\overline{D}_2 = \overline{\alpha}_2 \overline{D}_1^{1,70}; \qquad (15.19)$$

6) среднеквадратическое отклонение дефицитов до расхода α_2 по ранее определенному значению σ_{D_1} и величине переходного коэффициента k_σ для данной группы рек (см. стр. 293) $\sigma_{D_2} = k_\sigma \sigma_{D_1}$; откуда $C_{vD_2} = \sigma_{D_2} / \overline{D}_2$;

7) по параметрам кривой обеспеченности дефицитов до среднемноголетнего расхода $\overline{D}_1$, C_{vD_1} и $C_s = -1{,}5 C_{vD_1}$ определяется для обеспеченности $P(D) = 100 - P(\alpha)$ соответственная величина D_1;

8) те же расчеты выполняются для дефицита D_2 по ранее определенным значениям $\overline{D}_2$ и C_{vD_2} и принимая $C_s = -0{,}5 C_{vD_2}$;

9) по ранее определенному среднемноголетнему значению минимального расхода $\overline{K}_{мн}$ и при $C_{vK_{мн}} = C_{vm}$ и $C_s = C_{vK_{мн}}$ (или $C_s = 1{,}5 C_{vK_{мн}}$, см. стр. 286) определяется величина $K_{мн}$ обеспеченностью $P(K_{мн}) = P(\alpha)$.

Схема дальнейших расчетов зависит от подлежащей решению задачи. Если являются заданными обеспеченность отдачи $P(\alpha)$, ее среднегодовая величина $\overline{\alpha}$ и ход изменения отдачи на протяжении года, а требуется определить соответственную величину сезонной емкости, то расчеты ведутся в следующей последовательности:

1) По заданной величине превышения расхода отдачи в маловодный период года над расходом отдачи в многоводный период $\Delta\alpha_м$ или по заданному отношению средних расходов отдачи маловодного и многоводного периодов $k_м$, и приближенно определяя продолжительность маловодного периода $t_м$ (см. стр. 285), находим величину приведенной отдачи $\alpha_{пр}$ по формулам

$$\alpha_{пр} = \overline{\alpha} + \Delta\alpha_м (1 - t_м), \qquad (15.11)$$

или

$$\alpha_{пр} = \frac{\overline{\alpha}}{1 + \frac{1 - t_м}{k_м}}. \qquad (15.12)$$

2) Выполняется проверка возможности с помощью сезонного регулирования получения гарантированной отдачи, равной $\alpha_{пр}$ с заданной обеспеченностью $P(\alpha)$. Если расход $\alpha_{пр}$ меньше годового расхода m_p той же обеспеченности, то будет иметь место сезонное регулирование, а при $\alpha_{пр} > m_p$ — многолетнее, схема расчета которого излагается ниже (см. стр. 310).

3) Подсчитывается значение $\alpha_з = \frac{m_p + K_{мн}}{2}$, где $K_{мн}$ — минимальный расход обеспеченностью, равной $P(\alpha)$, и сопоставляются величины $\alpha_з$ и $\alpha_{пр}$.

4) Если $\alpha_{пр} < \alpha_з$, то величина потребной емкости определяется по формуле

$$\beta = D_1 \left(\frac{\alpha - K_{мн}}{1 - K_{мн}} \right)^{n_D}, \tag{15.3}$$

где

$$n_D = -3{,}32 \lg \frac{D_2}{D_1}, \tag{15.4}$$

а $K_{мн}$, D_1, D_2 — определенные ранее значения минимального годового расхода и дефицитов.

5) Если $\alpha_{пр} > \alpha_з$, то сперва по предыдущей формуле определяется значение дефицита D_{m_p} (до расхода m_p), а затем величина емкости подсчитывается по формуле

$$\beta = D + \Delta\beta = D_1 \left(\frac{\alpha - K_{мн}}{1 - K_{мн}} \right)^{n_D} + (m_p - D_m) \left(1 - 10^{-0{,}005 \frac{\alpha - K_{мн}}{m_p - \alpha}} \right). \tag{15.8'}$$

Если заданными являются обеспеченность отдачи $P(\alpha)$ и емкость сезонного регулирования β и требуется определить величину гарантированной отдачи α, то необходимо построить всю кривую связи $\beta = f(\alpha)$ для заданной обеспеченности $P(\alpha)$, подсчитав для этого ряд значений β по формуле (15.3) для значений $\alpha \leqslant \alpha_з$ и по формуле (15.8′) для значений α от $\alpha_з$ до m_p. По построенной кривой $\beta = f(\alpha)$ определяем значение $\alpha_{пр}$, соответствующее заданному значению β, и находим для заданной величины $\Delta\alpha_м$ или $k_м$ среднегодовой расход отдачи $\bar{\alpha}$ по формуле

$$\bar{\alpha} = \alpha_{пр} - \Delta\alpha_м (1 - t_м) \tag{15.11'}$$

или по формуле

$$\bar{\alpha} = \alpha_{пр} \left(1 + \frac{1 - t_м}{k_м} \right). \tag{15.12'}$$

Если обеспеченность отдачи не фиксируется заданием и в задачу расчета входит одновременно выбор емкости и обеспеченности отдачи или расхода отдачи и ее обеспеченности, то необходимо построение по указанной выше схеме нескольких кривых $\beta = f(\alpha)$ для сравниваемых значений обеспеченности отдачи $P(\alpha)$. При пользовании построенными графиками связи емкость — отдача — обеспеченность переход от заданной неравномерной отдачи к приведенному значению равномерной отдачи и обратный переход осуществляются по приведенным выше формулам.

В работе автора (В. Г. Андреянов, 1954) приводятся примеры расчета предлагаемым обобщенным методом для всех перечисленных выше расчетных случаев. Для возможности оценки достоверности полученных результатов в этих примерах расчеты ведутся для изученного водосбора

р. Вороны у с. Чутановки ($F=5560$ км²) с установлением для него необходимых стоковых показателей как для неизученного объекта в соответствии с приведенными выше указаниями. Ниже дается пример расчета для того же объекта по определению емкости сезонного регулирования V, потребной для поддержания среднегодовой гарантированной отдачи $\overline{Q}_{гар}=9{,}0$ м³/сек. с обеспеченностью 90% при разнице между меженным расходом отдачи и весенним $\Delta\alpha_м=-8$ м³/сек.

По карте Б. Д. Зайкова (1946) устанавливаем для заданного водосбора величину среднемноголетнего модуля стока $\overline{M}=3{,}6$ л/сек. с 1 км² и далее величину среднемноголетнего расхода $\overline{Q}=\frac{MF}{1000}=\frac{3{,}6\cdot 5560}{1000}=$ $=20{,}0$ м³/сек. и среднего годового объема стока $W=\overline{Q}\cdot 31{,}54\cdot 10^6=$ $=630\cdot 10^6$ м³.

Коэффициент вариации годового стока определяем по формуле Д. Л. Соколовского (1946), принимая по карте значение параметра $a=0{,}65$,

$$C_{v_m}=a-0{,}063\lg(F+1)'=0{,}65-0{,}063\cdot 3{,}746=0{,}41\simeq 0\,40.$$

Среднее значение минимального годового модуля определяем по карте В. А. Урываева (1941) $\overline{M}_{мн}=0{,}60$ л/сек. с 1 км², отсюда

$$\overline{K}_{мн}=\frac{\overline{M}_{мн}}{\overline{M}}=\frac{0{,}60}{3{,}60}=0{,}167\simeq 0{,}17.$$

По табл. 55 принимаем для данного района (бассейн р. Дона) параметры $a_D=0{,}62$ и $c_D=0{,}05$ и подсчитываем среднее значение дефицита до среднемноголетнего расхода D_1 (при площади водосбора $F=5560$ км² и озерности $\omega_{оз}=0$) по формуле (15.18)

$$\overline{D}_1=\left(a_D-c_D\lg\frac{F+1}{2000}\right)\left(1-\omega_{оз}^{\frac{2}{3}}\right)^3=0{,}62-0{,}05\lg\frac{5560}{2000}=0{,}60.$$

По данным той же таблицы районное значение отношения среднеквадратического отклонения дефицитов и коэффициента вариации годовых расходов $\frac{\sigma_{D_1}}{C_{v_m}}=0{,}25$, откуда

$$\sigma_{D_1}=0{,}25\cdot 0{,}40=0{,}100.$$

Среднее значение дефицита до расхода $\alpha_2=\frac{1+K_{мн}}{2}$ определяем по формуле (15.19)

$$\overline{D}_2=\overline{\alpha}_2\overline{D}_1^{1{,}70}=0{,}58\cdot 0{,}60^{1{,}70}=0{,}24,$$

где

$$\overline{\alpha}_2=\frac{1+\overline{K}_{мн}}{2}=\frac{1+0{,}17}{2}=0{,}58.$$

Величину соответственного среднеквадратического отклонения σ_{D_2} определяем по соотношению для рек III группы $k_\sigma=\frac{\sigma_{D_2}}{\sigma_{D_1}}=0{,}60$ (см. стр. 293), откуда $\sigma_{D_2}=k_\sigma\sigma_{D_1}=0{,}60\cdot 0{,}100=0{,}060$.

Принимая для D_1 соотношение $C_s=-1{,}5C_v$, а для D_2 $C_s=-0{,}5C_v$, находим для обеспеченности $P(D)=100-P(\alpha)=10\%$ величины $D_1=0{,}75$ и $D_2=0{,}32$.

При $C_{vK_{мн}} = C_{v_m} = 0{,}40$, $C_{sK_{мн}} = C_{vK_{мн}}$ и ранее найденном среднем значении $\bar{K}_{мн} = 0{,}17$ определяем величину минимального расхода 90%-ной обеспеченности $K_{мн} = 0{,}09$.

При $C_{v_m} = 0{,}40$ и $C_{s_m} = 2C_{v_m}$ находим годовой модульный коэффициент 90%-ной обеспеченности $m_p = 0{,}53$.

Выражаем в долях от среднемноголетнего расхода заданную величину среднегодовой отдачи

$$\bar{\alpha} = \frac{\bar{Q}_{гар}}{\bar{Q}} = \frac{9{,}0}{20{,}0} = 0{,}45$$

и разности между меженной и весенней отдачей

$$\Delta\alpha_м = \frac{-8{,}0}{20{,}0} = -0{,}40.$$

Принимаем приближенно значение продолжительности половодья 1,5 месяца по аналогии с другими реками района, откуда получаем продолжительность сработки (в долях от года) $t_м = 1 - \frac{1{,}5}{12} = 0{,}875$.

Находим приведенное значение отдачи (среднюю меженную отдачу) по формуле (15.11)

$$\alpha_{пр} = \bar{\alpha} + \Delta\alpha_м (1 - t_м) = 0{,}45 - 0{,}40\,(1 - 0{,}875) = 0{,}40.$$

Поскольку величина приведенной отдачи $\alpha_{пр} = 0{,}40$ меньше годового расхода той же обеспеченности ($m_p = 0{,}53$), эта отдача может быть получена за счет сезонного регулирования стока.

Находим соответственную величину дефицита D для обеспеченности отдачи $P(\alpha) = 90\%$ по формуле (15.3)

$$D = D_1 \left(\frac{\alpha - K_{мн}}{1 - K_{мн}}\right)^{n_D} = 0{,}75 \left(\frac{0{,}40 - 0{,}09}{1 - 0{,}09}\right)^{1{,}23} = 0{,}20,$$

где

$$n_D = -3{,}32 \lg \frac{D_2}{D_1} = -3{,}32 \lg \frac{0{,}32}{0{,}75} = 1{,}23.$$

По той же формуле и при том же значении $n_D = 1{,}23$ определяем величину дефицита D_m для расхода отдачи $\alpha = m_p = 0{,}53$

$$D_m = 0{,}75 \left(\frac{0{,}53 - 0{,}09}{1 - 0{,}09}\right)^{1{,}23} = 0{,}304.$$

Далее находим величину поправки $\Delta\beta$ по формуле (15.8)

$$\Delta\beta = (m_p - D_m)\left[1 - 10^{-0{,}005 \frac{\alpha - K_{мн}}{m_p - \alpha}}\right] =$$

$$= (0{,}53 - 0{,}304)\left[1 - 10^{-0{,}005 \frac{0{,}40 - 0{,}09}{0{,}53 - 0{,}40}}\right] = 0{,}006.$$

Величина емкости сезонного регулирования стока равна

$$\beta = D + \Delta\beta = 0{,}20 + 0{,}006 = 0{,}206.$$

Как видим, величина поправки $\Delta\beta$ очень невелика и ее можно было не вводить, а принимать величину емкости β равной величине соответственного дефицита D.

В абсолютном выражении потребная величина емкости составляет

$$V = \beta W = 0{,}206 \cdot 630 \cdot 10^6 = 130 \cdot 10^6 \text{ м}^3.$$

В случае надобности (например, для сравнения ряда вариантов сезонного регулирования при различных емкостях и разных обеспеченностях отдачи) аналогичным образом могут быть подсчитаны величины емкости β для других значений $\alpha_{пр}$ и для ряда обеспеченностей $P(\alpha)$. На основании

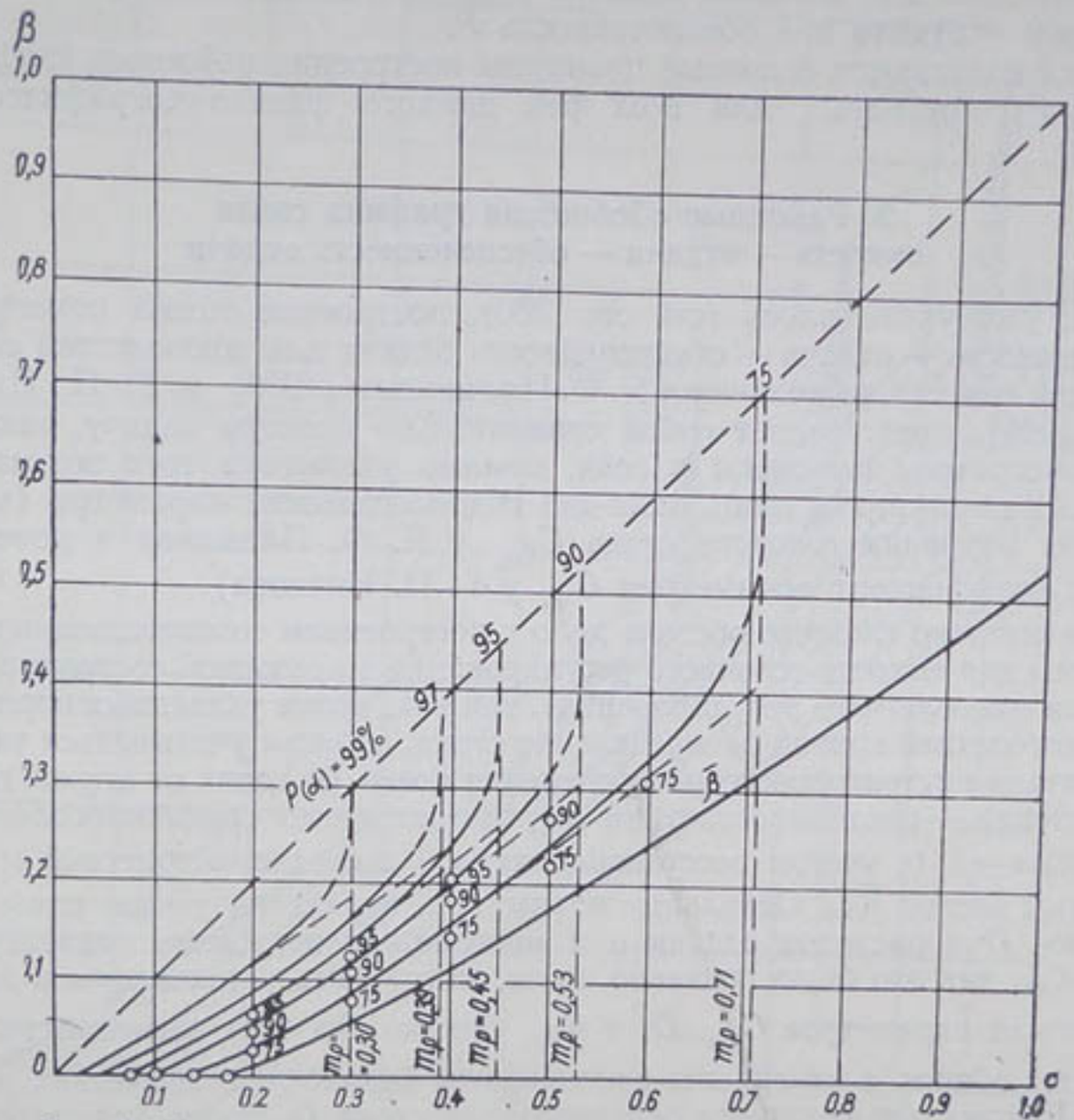


Рис. 63. К примеру расчета сезонного регулирования стока по р. Вороне у с. Чутановки.

График связи емкости β и отдачи α для различных обеспеченностей отдачи $P(\alpha)$.

$\odot^{75}$ точки по фактическим данным при $P(\alpha)=75\%$.

данных этих расчетов может быть построено семейство кривых $\beta = f(\alpha)$ при $P(\alpha) = \text{const}$. Как видно из приводимого для р. Вороны и с. Чутановки на графике (рис. 63) сопоставления рассчитанных кривых $\beta = f(\alpha)$ с точками по фактическим данным, сходимость получается удовлетворительной.

Предлагаемый метод расчета сезонного регулирования стока на основе обобщения характеристик внутригодовой неравномерности стока может получить распространение при проектировании районных или бассейновых схем использования стока в условиях, когда значительная часть рассматриваемых водных объектов не охвачена данными непосредственных наблюдений по стоку. В частности, в 1954—1955 гг. этот метод был с успехом применен Ленинградским филиалом гидропроекта при рас-

смотрении схемы энергетического использования рек бассейна р. Мсты, а в 1956 г. в дипломном проекте студентки Ленинградского гидрометеорологического института З. И. Царьковой был положен в основу выбора водохозяйственных параметров Мстинско-Уверского водохранилища и установления водноэнергетических характеристик двух первоочередных гидроэлектростанций Мстинского каскада. Однако широкому распространению изложенного метода препятствуют довольно громоздкие расчеты по построению для каждого водного объекта отдельных графиков связи емкость β — отдача α — обеспеченность P.

Ниже излагаются основные принципы построения районных графиков $\beta=f(\alpha, P)$, пригодных для всех рек данного физико-географического района.

2. Районные обобщения графика связи емкость — отдача — обеспеченность отдачи

Как уже указывалось (см. стр. 260), построение общих номограмм связи емкость — отдача — обеспеченность отдачи для многолетней составляющей емкости, выполненное Я. Ф. Плешковым (1936) и Г. П. Ивановым (1946), представляет собой сравнительно простую задачу, так как эти номограммы включают в себя, помимо указанных трех водохозяйственных параметров, лишь один-два гидрологических параметра (коэффициент вариации годового стока C_{v_m} у Я. Ф. Плешкова и дополнительно коэффициент асимметрии C_{s_m} у Г. П. Иванова).

Значительно сложнее обстоит дело с построением соответственных номограмм для емкости сезонного регулирования (и сезонной составляющей емкости многолетнего регулирования), так как, кроме указанных параметров многолетней кривой распределения стока, должны учитываться также показатели внутригодового распределения стока (в долях от нормы годового стока) — среднемноголетний дефицит стока до среднемноголетнего расхода $\alpha=1$ (с учетом восстановления) $\overline{D}_1$ и среднемноголетний минимальный расход $\overline{K}_{мн}$. Остальные параметры, характеризующие связь дефицитов D и расходов отдачи α и многолетние колебания показателей $\overline{D}_1$ и $K_{мн}$, как это было показано выше, могут быть установлены в зависимости от параметров C_{v_m}, $\overline{D}_1$ и $\overline{K}_{мн}$. Однако вид этих зависимостей не является общим, а изменяется с изменением физико-географических условий. Поэтому для сезонного регулирования стока (а также для сезонной составляющей емкости при многолетнем регулировании) практически возможно построение лишь районных графиков связи емкость — отдача — обеспеченность.

Используя районные кривые приближенной зависимости среднемноголетних значений минимального расхода $\overline{K}_{мн}$ от дефицита до среднего расхода $\overline{D}_1$, можно исключить из их районных связей величину $K_{мн}$ и, используя изложенный выше метод, строить районные связи $\beta=f(\alpha, \overline{D}_1, C_{v_m})$ для ряда расчетных значений обеспеченности отдачи.

На рис. 64 приводится образец такой номограммы, построенной в 1956 г. под нашим руководством дипломантом Ленинградского гидрометеорологического института И. Н. Кисловой для рек бассейна Оки для 5 значений $\overline{D}_1$ (от 0,45 до 0,65) и 3 значений C_{v_m} (от 0,20 до 0,40) при обеспеченности отдачи $P(\alpha)=90\%$.

При составлении номограммы (рис. 64) расчеты ординат кривых $D=f(\alpha)$ при разных значениях $\overline{D}_1$ и C_{v_m} удалось значительно упростить

по сравнению с приведенной выше схемой путем составления районных графиков связи: между значениями D_1 — среднемноголетним и 10%-ной обеспеченности (что соответствует обеспеченности отдачи 90%); 2) $1-K_{мн}=f(D_1)$ для $K_{мн}$ обеспеченностью 90% и D_1 — 10% (рис. 65); 3) $\frac{D_2}{\alpha_2}=f(D_1)$ для D_1 и D_2 обеспеченностью 10% и $\alpha_2=\frac{1+K_{мн}}{2}$. Ввиду

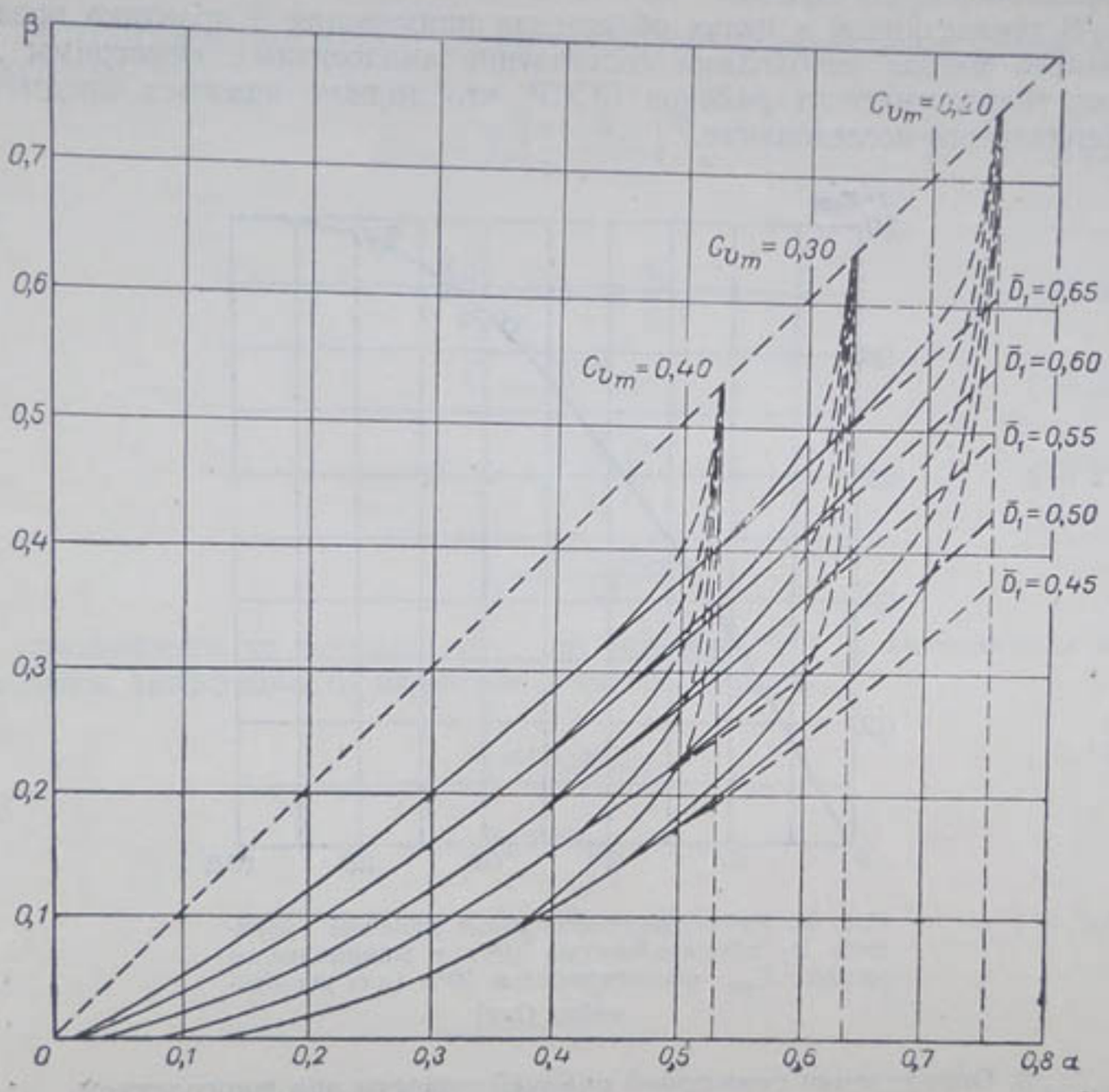


Рис. 64. Районный график зависимости емкости сезонного регулирования β от отдачи α для обеспеченности $P(\alpha)=90\%$ при различных сочетаниях величин среднемноголетнего дефицита $\bar{D}_1$ и коэффициента вариации годового стока C_{vm} (для рек бассейна Оки).

полной определенности предельных точек связи $1-K_{мн}=f(D_1)$, а именно: $(1-K_{мн}=1,\ D_1=1)$ и $(1-K_{мн}=0,\ D_1=0)$ пользование этой связью вполне допустимо, несмотря на некоторый разброс точек и небольшую амплитуду колебаний величин $K_{мн}$ и D_1. Остальные связи также получились вполне удовлетворительными.

Сопоставление для изученных водных объектов бассейна Оки результатов расчета сезонной емкости по приведенной районной номограмме (рис. 64) и по кривым связи $\beta=f(\alpha)$ при той же обеспеченности отдачи $P(\alpha)=90\%$, построенным по данным наблюдений, показывает удовлетворительную их сходимость. При этом надо учесть, что для неизученных рек, для которых, собственно, и предназначена эта номограмма, погрешности примерно того же порядка должны содержаться и в кривых связи $\beta=f(\alpha)$,

построенных для отдельных рек при отсутствии наблюдений. Таким образом, можно считать вполне допустимым применение для расчета сезонного регулирования стока районных графиков связи $\beta = f(\alpha, \bar{D}_1, C_{v_m})$ при заданном значении $P(\alpha)$. При пользовании этими графиками, конечно, необходимо учитывать указанным выше способом (см. гл. XV, стр. 283) неравномерность отдачи.

В последующем в целях облегчения применения в практике предлагаемого метода необходимо составление аналогичных номограмм для всех гидрологических районов СССР, что должно являться предметом специального исследования.

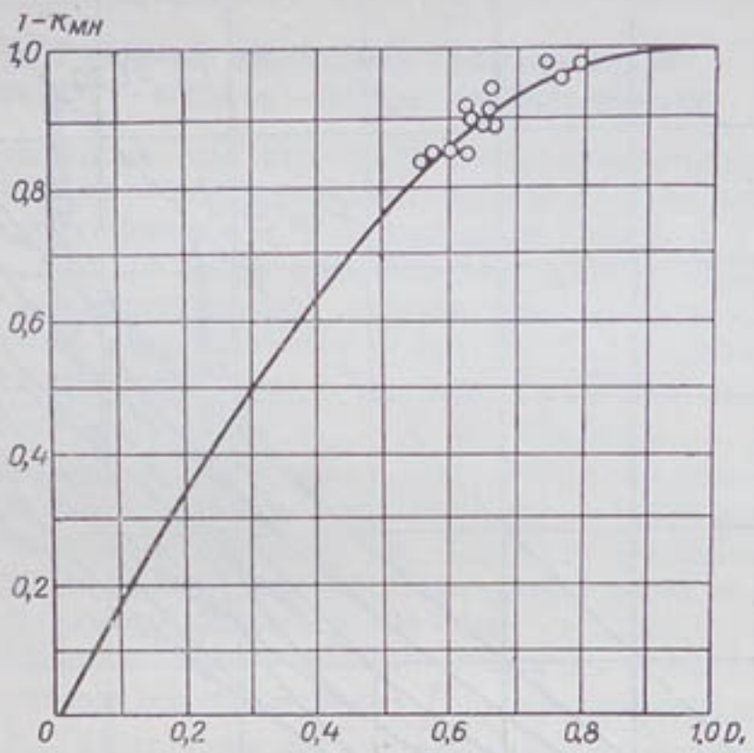


Рис. 65. Районный график связи значений дефицита D_1 обеспеченностью 10% и минимального расхода $K_{мн}$ обеспеченностью 90% (для рек бассейна Оки).

3. Определение суммарной рабочей емкости при многолетнем регулировании

В главе XIV (см. стр. 265) отмечались недостатки широко распространенного в практике приема определения суммарной емкости многолетнего регулирования путем простого сложения установленных раздельно для заданной обеспеченности отдачи величин многолетней и сезонной составляющих емкости. Применения этого приближенного приема можно избежать при наличии кривой обеспеченности величин сезонной составляющей емкости, принципы построения которой излагаются в главе XV (см. стр. 282). Более точное значение суммарной емкости регулирования (при любом соотношении величин многолетней и сезонной составляющих) может быть получено путем применения широко распространенного в настоящее время метода графического суммирования кривых обеспеченности (в рассматриваемом случае кривых обеспеченности многолетней и сезонной составляющих емкости).

При заданных величинах отдачи α и ее обеспеченности $P(\alpha)$ предлагаемая схема расчета по определению суммарной емкости многолет-

него регулирования $\beta_{сум}$, поясняемая ниже примером и рис. 66, заключается в следующем.

1) Для отдачи $\alpha_{пр}$, которая получается из заданной средней отдачи α в соответствии с характером изменения отдачи в течение года (см. гл. XV, стр. 283), строится кривая обеспеченности сезонной составляющей емкости $\beta_{сез}=f(P)$ по ее параметрам $\bar{\beta}$, σ_β и принимая $\frac{C_s}{C_v}=-1{,}5$ (см. рис. 66 *а*). Указанные параметры определяются по выведенным в главе XV формулам:

$$\bar{\beta}_{сез}=\bar{\beta}_1\left(\frac{\alpha-\bar{K}_{мн}}{1-\bar{K}_{мн}}\right)^{n_\beta}, \tag{15.9}$$

где

$$n_\beta=-3{,}32\lg\frac{\bar{\beta}_2}{\bar{\beta}_1}, \tag{15.9'}$$

$$\bar{\beta}_1=\bar{D}_1^{1{,}25}, \tag{15.20}$$

$$\bar{\beta}_2=\bar{\alpha}_2\left(\frac{\bar{D}_2}{\bar{\alpha}_2}\right)^{n_m}, \tag{15.21}$$

$$\bar{\alpha}_2=\frac{1+\bar{K}_{мн}}{2},$$

n_m принимается по данным табл. 56 (на стр. 290) в зависимости от величины коэффициента вариации годового стока C_{v_m}

$$\sigma_\beta=\sigma_{\beta_1}\alpha^{n_\sigma}, \tag{15.10}$$

где

$$\sigma_{\beta_1}=\sigma_{D_1},$$

$$n_\sigma=\lg\frac{\sigma'_{\beta_2}}{\sigma_{\beta_1}}:\lg\bar{\alpha}_2, \tag{15.10'}$$

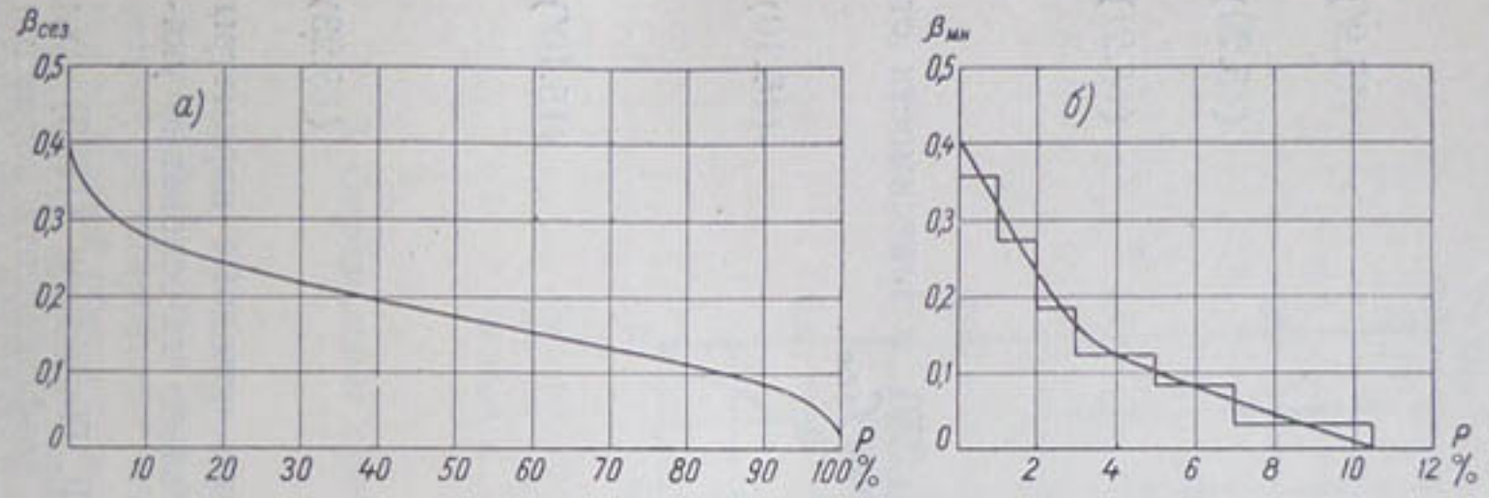
$$\bar{\alpha}_2=\frac{1+\bar{K}_{мн}}{2},$$

$$\sigma'_{\beta_2}=2\bar{\alpha}_2\sigma_{D_2}. \tag{15.23}$$

Необходимые для расчета по этим формулам исходные параметры C_{v_m}, $\bar{D}_1$, $\bar{D}_2$, σ_{D_1} и σ_{D_2} определяются предварительно на основании указаний на стр. 283—293.

2) Пользуясь обобщенными графиками Я. Ф. Плешкова (1936) или Г. П. Иванова (1946) для известного значения коэффициента вариации годового стока C_{v_m} и для заданной отдачи $\alpha_{пр}$, определяем для ряда значений обеспеченности отдачи $P(\alpha)$, для которых построены графики, соответственные значения многолетней составляющей $\beta_{мн}$ и строим кривую обеспеченности этих значений $\beta_{мн}=f(P)$ (см. рис. 66 *б*), учитывая, что $P(\beta)=100-P(\alpha)\,\%$.

3) Делим полученную кривую обеспеченности на ряд интервалов обеспеченности (более мелкие в зоне больших значений $\beta_{мн}$ и один общий интервал для зоны нулевых значений многолетней составляющей) и определяем средние значения $\bar{\beta}_{мн}$ для этих интервалов.



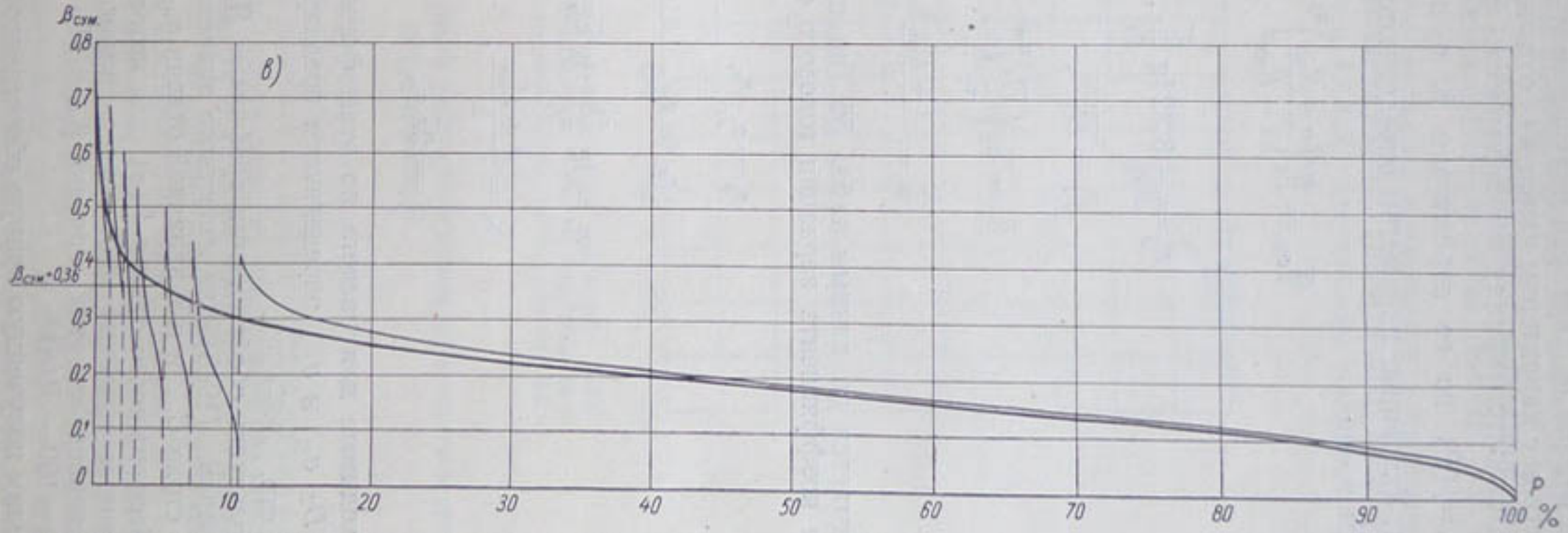


Рис. 66. К примеру расчета многолетнего регулирования стока по р. Вороне у с. Чутановки для отдачи $\alpha = 0{,}55$ и ее обеспеченности 95%.

а — кривая обеспеченности сезонной составляющей емкости $\beta_{сез} = f(P)$; *б* — то же многолетней составляющей $\beta_{мн} = f(P)$, *в* — то же суммарной емкости регулирования $\beta_{сум} = f(P)$.

4) Для каждого интервала обеспеченности многолетней составляющей емкости складываем соответственное среднее значение этой составляющей $\bar{\beta}_{мн}$ с кривой обеспеченности сезонной составляющей. Наносим полученные частные кривые обеспеченности на соответственных интервалах обеспеченности, изменяя тем самым масштаб абсцисс этих кривых в $\frac{P_к - P_н}{100}$ раз, где $P_к$ и $P_н$ — границы интервала обеспеченности многолетней составляющей (см. рис. 66 *в*).

5) Суммируем графически частные кривые обеспеченности, складывая для этого по всем интервалам абсциссы при величинах емкости β_1, β_2 и т. д., и строим суммарную кривую обеспеченности полной емкости $\beta_{сум}=f(P)$ (см. рис. 66 *в*), по которой определяем для заданной обеспеченности $P(\beta)=100-P(\alpha)\%$ потребную полную емкость регулирования.

В случае, если задается не величина отдачи α, а величина суммарной емкости регулирования $\beta_{сум}$, задачу приходится решать подбором. Построив кривые обеспеченности суммарной емкости $\beta_{сум}=f(P)$ для ряда значений α и определив на каждой из них величину $\beta_{сум}$ для обеспеченности $P(\beta)=100-P(\alpha)\%$, строим по этим данным кривую связи полной емкости многолетнего регулирования $\beta_{сум}$ и отдачи α при заданном значении обеспеченности $P(\alpha)$. По последней кривой и определяем для заданного значения $\beta_{сум}$ соответственное значение отдачи α.

Следует отметить, что описанный выше способ графического суммирования кривых обеспеченности пригоден лишь при условии независимости слагаемых. Как показывает В. Г. Айвазьян (1941), это условие соблюдается в рассматриваемом случае для многолетней и сезонной составляющих емкости.

Поясним излагаемый выше способ определения суммарной емкости многолетнего регулирования стока на примере р. Вороны у с. Чутановки ($F=5560$ км^2) для заданных среднегодового расхода гарантированной отдачи $\bar{Q}_{гар}=11$ м^3/сек., обеспеченности отдачи 95% и отношения расхода отдачи меженного и весеннего периодов $k_м=0{,}56$. Исходные гидрологические показатели принимаем на основании данных расчета, приводимого в примере на стр. 305.

Для построения кривой обеспеченности многолетней составляющей емкости используем графики Я. Ф. Плешкова (1936), а для обеспеченностей отдачи 100 и 99%, отсутствующих в графиках Плешкова, — графики Г. П. Иванова (1946). Для проверки сопоставимости данных, получаемых по графикам обоих авторов, для ряда обеспеченностей определяем значения емкости по тем и другим графикам. Результаты сводим в табл. 58 и по ним строим кривую обеспеченности многолетней составляющей емкости (см. рис. 66 *б*).

Таблица 58

$P(\alpha)\%$	$P(\beta)=100-P(\alpha)$	$C_{v_m}=0{,}40$, $C_{s_m}=0{,}80$; $\alpha=0{,}55$				
		по Плешкову $\beta_{мн}$	по Иванову			принятое значение $\beta_{мн}$
			$b=\frac{1-\alpha}{C_{v_m}}$	ζ	$\beta_{мн}=\zeta C_{v_m}$	
100	0	—	1,12	1,0	0,40	0,40
99	1	—	1,12	0,8	0,32	0,32
97	3	0,16	1,12	0,4	0,16	0,16
95	5	0,11	1,12	0,3	0,12	0,11
90	10	0,01	—	—	—	0,01
89,5	10,5	0	—	—	—	0

Для построения кривой обеспеченности сезонной составляющей емкости сперва переходим от заданного значения среднегодовой отдачи $\bar{\alpha} = \frac{\bar{Q}_{\text{гар}}}{\bar{Q}} = \frac{11}{20} = 0{,}55$ к приведенному значению, учитывающему влияние внутригодовой неравномерности отдачи, по формуле (15.12)

$$\alpha_{\text{пр}} = \frac{\bar{\alpha}}{t_{\text{м}} + \frac{1 - t_{\text{м}}}{k_{\text{м}}}} = \frac{0{,}55}{0{,}875 + \frac{1 - 0{,}875}{0{,}56}} = 0{,}50.$$

Построение кривой обеспеченности $\beta_{\text{сез}} = f(P)$ для полученного значения $\alpha_{\text{пр}}$ ведем в следующей последовательности.

Среднее квадратическое отклонение для величин сезонной составляющей емкости при отдаче $\alpha = 1$ принимаем равным соответственному среднему квадратическому отклонению для дефицитов, определенному ранее в примере (на стр. 305)

$$\sigma_{\beta_1} = \sigma_{D_1} = 0{,}100.$$

Среднее квадратическое отклонение для емкостей при постоянной в каждом году отдаче $\bar{\alpha}_2 = \frac{1 + \bar{K}_{\text{мн}}}{2} = \frac{1 + 0{,}17}{2} = 0{,}58$ определяем по формуле (15.23)

$$\sigma'_{\beta_2} = 2\bar{\alpha}_2 \sigma_{D_2} = 2 \cdot 0{,}58 \cdot 0{,}060 = 0{,}070,$$

где величина $\sigma_{D_2} = 0{,}060$ была определена в предыдущем примере.

Определяем параметр n_σ по формуле (15.10′)

$$n_\sigma = \lg \frac{\sigma'_{\beta_2}}{\sigma_{\beta_1}} : \lg \bar{\alpha}_2 = \lg \frac{0{,}070}{0{,}100} : \lg 0{,}58 = 0{,}65$$

и далее — значение среднеквадратического отклонения для величины $\beta_{\text{сез}}$ при $\alpha_{\text{пр}}$ по формуле (15.10)

$$\sigma_\beta = \sigma_{\beta_1} \alpha_{\text{пр}}^{n_\sigma} = 0{,}100 \cdot 0{,}50^{0{,}65} = 0{,}064.$$

Средние значения емкости при расходах отдачи $\alpha_1 = 1$ и $\alpha_2 = 0{,}58$ определяем по установленным в примере (стр. 305) соответственным значениям дефицитов $\bar{D}_1 = 0{,}60$ и $\bar{D}_2 = 0{,}24$, пользуясь эмпирическими формулами (15.20) и (15.21):

$$\bar{\beta}_1 = \bar{D}_1^{1{,}25} = 0{,}60^{1{,}25} = 0{,}53,$$

$$\bar{\beta}_2 = \bar{\alpha}_2 \left(\frac{\bar{D}_2}{\bar{\alpha}_2} \right)^{n_m} = 0{,}58 \left(\frac{0{,}24}{0{,}58} \right)^{1{,}03} = 0{,}23,$$

где показатель степени $n_m = 1{,}03$ принимается соответственно значению коэффициента вариации годовых расходов $C_{v_m} = 0{,}40$ (см. табл. 56 на стр. 290).

Среднее значение емкости $\bar{\beta}_{\text{сез}}$ при заданном расходе отдачи $\alpha = 0{,}50$ находим по формуле (15.9)

$$\bar{\beta}_{\text{сез}} = \bar{\beta}_1 \left(\frac{\alpha - \bar{K}_{\text{мн}}}{1 - \bar{K}_{\text{мн}}} \right)^{n_\beta} = 0{,}53 \left(\frac{0{,}50 - 0{,}17}{1 - 0{,}17} \right)^{1{,}20} = 0{,}175 \cong 0{,}18,$$

где показатель степени n_β определяется по выражению (15.9′)

$$n_\beta = -3{,}32 \lg \frac{\bar{\beta}_2}{\bar{\beta}_1} = -3{,}32 \lg \frac{0{,}23}{0{,}53} = 1{,}20.$$

Ординаты кривой обеспеченности $\beta_{сез}=f(P)$ при отдаче $\alpha_{пр}=0{,}50$ определяем при установленных выше ее параметрах $\bar{\beta}=0{,}18$ и $\sigma_{\beta}=0{,}064$ и принимая $\frac{C_s}{C_v}=-0{,}5$ (ввиду того, что величина $\alpha_{пр}$ близка к величине α_2). Построенная по этим данным кривая обеспеченности показана на рис. 66 *а*.

Имея графики кривых обеспеченности обеих составляющих емкости $\beta_{мн}$ и $\beta_{сез}$, суммируем их графически следующим принятым в расчетной практике способом. Делим кривую обеспеченности многолетней составляющей на интервалы обеспеченности и устанавливаем для каждого интервала среднее значение ординаты $\beta_{мн}$ (превращаем кривую в ступенчатую диаграмму, см. рис. 66 б). Для каждого из этих интервалов складываем ординаты кривой обеспеченности сезонной составляющей $\beta_{сез}$ со средним значением многолетней составляющей для этого интервала $\beta_{мн}$ и строим полученные кривые обеспеченности значения $\beta_{сез}+\beta_{мн}$, принимая за 100% протяжение каждого данного интервала (см. рис. 66 *в*). В интервале обеспеченности от 0,105 до 1, где $\beta_{мн}=0$, строится непосредственно кривая обеспеченности $\beta_{сез}=f(P)$ лишь с изменением ее горизонтального масштаба. Далее производится графическое сложение абсцисс построенных частных кривых для ряда значений β (с обязательным включением всех переломных точек).

Полученная таким образом суммарная кривая обеспеченности полной емкости многолетнего регулирования $\beta_{сум}=f(P)$ проведена на рис. 66 *в* сплошной толстой линией. На этой кривой для обеспеченности $P(\beta)=100-P(\alpha)=100-95=5\%$ находим искомую полную емкость регулирования: в относительном выражении $\beta=0{,}36$ и в абсолютном $V=\beta W=0{,}36\cdot 630\cdot 10^6=226\cdot 10^6\cong 230\cdot 10^6$ м^3, где средний годовой сток $W=630\cdot 10^6$ м^3 (см. пример на стр. 305).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Широкое развитие за последние годы экспериментальных и теоретических работ по углубленному изучению элементов водного и теплового баланса и по методике совместного решения уравнений водного и теплового баланса (М. И. Будыко, 1956 и др.) обеспечило возможность выполнения расчетов водного баланса водосбора для отдельных лет по месячным и декадным интервалам времени (В. Г. Андреянов, 1957 а; Г. П. Калинин и Т. Г. Макарова, 1958а; С. И. Харченко, 1960).

В настоящее время можно считать доказанной возможность практического применения уравнений водного и теплового баланса в целях исследования закономерностей формирования внутригодового режима стока, анализа влияния на этот режим основных физико-географических факторов и хозяйственной деятельности человека и в отдельных случаях (при наличии достаточных исходных материалов) для расчета внутригодового хода стока в значительно измененных по сравнению с естественными физико-географических условиях.

2. На основе анализа многочисленных опубликованных работ и в результате проведенных специальных исследований по материалам Валдайской и Дубовской гидрологических лабораторий и Нижне-Девицкой стоковой станции разработаны следующие схемы расчета испарения с водосбора с применением уравнения теплового баланса и расчета водного баланса при наличии и при отсутствии данных наблюдений по стоку, изложенные в главе III первой части монографии: 1) определение испаряемости ведется по формуле типа Дальтона с нахождением темпе-

ратуры подстилающей поверхности и соответственной упругости насыщающего пара путем совместного графического решения уравнения теплового баланса и уравнения Магнуса; 2) переход от испаряемости к испарению осуществляется с учетом как влагозапасов в метровом слое почвы, так и выпадающих осадков; 3) устанавливается влагозапас на конец месяца по уравнению водного баланса; 4) при отсутствии данных наблюдений по стоку величина последнего определяется по избытку влаги на водосборе (над полевой влагоемкостью в метровом слое почвы) с введением коэффициента отставания стока, принимаемого по водосбору-аналогу.

3. Намеченные в работе расчетные схемы являются одной из первых попыток в этой области и нуждаются в широкой проверке на массовом материале для различных физико-географических условий и в ряде уточнений, основные направления которых намечаются в работе.

4. Излагаемые в главах I—III части I методы расчета водного и теплового баланса и их элементов применительно к внутригодовому режиму стока и приводимые примеры расчета баланса должны содействовать внедрению этих методов в практику гидрологических исследований и расчетов.

5. При современном состоянии развития теоретических и экспериментальных исследований расчеты внутригодового хода стока с применением уравнений водного и теплового баланса не могут еще получить широкого распространения и в настоящее время для водосборов, находящихся в естественных или мало измененных физико-географических условиях, основными должны являться излагаемые в главах V—XII расчетные методы, основанные на статистических обобщениях данных по стоку за прошедшие годы, с привлечением для неизученных рек методов гидрологической аналогии и географической интерполяции.

6. Для возможности обоснованного и творческого применения методов гидрологической аналогии и графической интерполяции и для внесения поправок на неполноту аналогии и на влияние азональных физико-географических условий необходимо учитывать характер и, в случае возможности, количественное выражение влияния на внутригодовой ход стока основных физико-географических факторов и хозяйственной деятельности человека. Для этой цели в главе IV части II приводятся соображения и рекомендации, основанные на анализе внутригодового водного баланса водосборов.

7. В части II (глава V—VII) излагаются методические основы и практические рекомендации расчета календарного внутригодового распределения стока. Формулируются различия между типовой и расчетной гидрологической характеристикой и основные условия, которым должна удовлетворять расчетная характеристика внутригодового распределения стока, а именно соответствие природным условиям стока и требованиям проектирования.

8. Этим условиям удовлетворяет предлагаемая схема календарного межсезонного распределения стока, равнообеспеченного по критическим периодам года (т. е. периодам дефицита стока), продолжительность которых увеличивается с одного месяца до всей межени по мере увеличения емкости от нулевой до емкости, соответствующей полному внутригодовому выравниванию. Очевидно, для того чтобы при любой емкости в пределах сезонного регулирования зарегулированный расход имел заданную обеспеченность, надо, чтобы эту обеспеченность имел сток критического периода при любой продолжительности последнего, т. е. сток наиболее маловодного месяца, низкой (например, зимней) межени и всей межени, а также года. Сток весеннего сезона принимается как

разность равнообеспеченных величин стока года и всей межени, летней межени — как разность равнообеспеченных величин стока всей межени и низкой межени и т. д. При этом условии полезно используемая отдача воды будет также иметь заданную обеспеченность при любой величине расчетного расхода. Внутрисезонное распределение может приниматься приближенно по средним данным для соответственной группы водности рассматриваемого сезона.

Проверка применимости предлагаемого метода выполнена по 10 рекам, находящимся в различных физико-географических условиях.

9. С этой схемой не следует смешивать внутригодовое распределение, равнообеспеченное по всем частям года (например, по всем месяцам или по всем сезонам), которое не удовлетворяет ни природным соотношениям величин стока за отдельные части года, ни требованиям проектирования, ибо обеспеченность зарегулированного расхода и полезно используемой годовой отдачи получается иной, чем заданная, и тем большей, чем больше продолжительность критического периода.

10. При отсутствии данных наблюдений среднее межсезонное распределение стока и отношения коэффициентов вариации сезонного и годового стока принимаются по аналогии. Кроме того, учитывается меньшая длительность и бóльшая резкость половодья на меньшей реке и уменьшение стока для малых водотоков, неполностью дренирующих грунтовой сток.

11. Для массовых расчетов при отсутствии данных наблюдений предлагается упрощенный метод расчета, при котором принимается внутригодовое распределение стока аналога, выраженное в долях от годового стока, с введением в него поправок на неполноту аналогии.

12. Помимо календарного внутригодового распределения стока, в ряде случаев, когда нет необходимости в учете календарной последовательности расходов, целесообразно применение характеристик распределения стока по величинам расходов без учета их календарной последовательности. В главе VIII части III рассматривается общая система этих характеристик, в которую входят кривые: продолжительности расходов $P(k)$, продолжительности критического периода $P_1(k)=1-P(k)$, использования стока $\varphi(k)$, избытков стока $b(k)=1-\varphi(k)$, дефицитов стока $d(k)=k-\varphi(k)$ и интегральные кривые $W(p)=\int_0^p kdp$ и $W_1(p_1)=\int_p^1 kdp$.

Большим преимуществом этих характеристик является меньшее количество исходных данных, необходимое для их построения, по сравнению с календарным внутригодовым распределением, что особенно важно при отсутствии данных наблюдений. Как показывается в главе XII, для построения кривой продолжительности расходов и кривой использования стока, а следовательно, и для построения всех остальных указанных характеристик достаточно трех гидрологических показателей — коэффициента естественного зарегулирования стока φ, максимального $k_{мк}$ и минимального $k_{мн}$ расходов. Приближенное построение этих характеристик может выполняться, исходя из одного параметра φ, устанавливая остальные два по приближенным районным связям этих показателей с величиной φ.

13. В качестве основного показателя, в общем виде характеризующего внутригодовые колебания стока (аналогично коэффициенту вариации, характеризующему многолетние колебания стока), нами принимается коэффициент внутригодовой неравномерности стока $d=1-\varphi$, или дефицит стока до среднегодового расхода.

На основе накопленного опыта применения показателя d (или $\varphi=1-d$)

для оценки эффективности водохозяйственного использования стока и для учета влияния на его внутригодовой режим основных физико-географических факторов и хозяйственной деятельности человека следует считать необходимым введение одного из этих показателей (его среднемноголетнего значения и, по возможности, также коэффициента вариации) в гидрологические справочники, монографии и в водохозяйственный кадастр. Наличие этих данных позволит шире использовать этот показатель для исследования влияния основных физико-географических факторов и хозяйственной деятельности человека на внутригодовой режим стока и тем самым существенно облегчит решение этой важной задачи.

14. В результате исследований, излагаемых в главе IX, устанавливаются: а) эмпирические зависимости среднемноголетнего значения и изменчивости показателя внутригодовой неравномерности d от физико-географических условий, б) параметры его корреляционной связи с водностью года, анлогичные связи для коэффициента $\xi_в$, характеризующего долю участия весеннего стока в формировании годового избытка над средним расходом.

15. На основе результатов этих исследований в главе X показывается на примерах:

а) выбор из числа фактических типового года с заданным сочетанием водности года и его внутригодовой неравномерности (например, маловодного года 90%-ной обеспеченности с большой внутригодовой неравномерностью, характеризуемой 10%-ной условной обеспеченностью при фиксированной водности года);

б) построение для такого сочетания типового схематизированного гидрографа для неизученной реки по данным о величинах d и ξ и некоторых дополнительных характеристиках для реки-аналога.

16. В четвертой части монографии (главы XI—XII) дается обзор существующих приемов и методов построения при отсутствии данных наблюдений двух наиболее распространенных в водохозяйственном (особенно в водноэнергетическом) проектировании характеристик без учета календарного распределения (из числа упомянутых выше), а именно кривой продолжительности суточных расходов и кривой использования стока и излагается предлагаемый метод их построения по трем гидрологическим показателям φ, $k_{мк}$, $k_{мн}$.

17. В главе XIII этой части приводятся разработанные нами методы сезонного регулирования стока и расчета водноэнергетических характеристик на основе кривых продолжительности и использования стока.

18. В пятой части работы рассматриваются существующие методы сезонного регулирования стока, большей частью основывающиеся на грубой схематизации межсезонного распределения, и предлагается более точный метод, основанный на обобщении упомянутых выше гидрологических показателей — дефицитов стока до разных величин расходов с учетом их восстановления, которые с водохозяйственной точки зрения представляют собой емкости сезонного регулирования, потребные для выравнивания стока до заданного расхода (с учетом их повторного использования в периоды паводков).

19. Практическое применение метода для отдельного объекта сводится к построению кривых зависимости емкости сезонного регулирования β от зарегулированного расхода отдачи α для ряда расчетных значений обеспеченности отдачи $P(\alpha)$ по четырем гидрологическим показателям: норме и коэффициенту вариации годового стока и среднемноголетним значениям дефицита до среднемноголетнего расхода $\overline{D}_1$ и минимального расхода $\overline{K}_{мн}$, устанавливаемым при отсутствии данных наблюдений методом гид-

рологической аналогии. Прочие необходимые для построения характеристики определяются по эмпирическим связям, установленным по 52 рекам с длинными рядами наблюдений в различных физико-географических районах.

20. Кроме того, на основе тех же данных могут быть установлены величины дефицитов отдачи воды за пределами гарантии.

21. При массовых расчетах сезонного регулирования стока водохранилищами на малых и средних реках для облегчения могут быть построены районные графики зависимости $\beta = f(\alpha)$ для разных сочетаний коэффициента вариации годового стока C_{v_m} и среднемноголетнего значения дефицита $\overline{D}_1$.

22. Настоящий метод позволяет также уточнять для неисследованных рек сезонную составляющую емкости при многолетнем регулировании и в сочетании с расчетными графиками Я. Ф. Плешкова или Г. П. Иванова усовершенствовать методику расчета многолетнего регулирования стока.

23. Практическое применение метода показано на примерах, в частности, построения районного графика на примере рек бассейна Оки.

Предлагаемый метод проверялся в практике водохозяйственного проектирования.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамова М. М. Опыты по изучению передвижения капиллярной подвешенной влаги при испарении. Почвоведение, № 1, 1948.

Айвазьян В. Г. Определение емкости водохранилища при регулировании стока. Гидротехническое строительство, № 2, 1941.

Алексеев Г. А. Методика определения гидроэнергетических характеристик малых ГЭС. Труды ГГИ, вып. 9 (63), 1948.

Алексеев Г. А. Метод определения коррелятивных зависимостей и его применение для вероятностного прогноза и расчета сезонного стока. Труды ГГИ, вып. 31 (85), 1951.

Алексеев Г. А. Расчет паводочного стока рек СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1955 [ГГИ].

Алексеев Г. А. Приближенный метод определения вероятных значений гидрологических величин, монотонно зависящих от нескольких статистических переменных. Труды ГГИ, вып. 61, 1957.

Алпатьев А. М. Рациональное использование осадков — основа преодоления засухи. Сб. «Агроклиматические условия степи Украинской ССР и пути их улучшения». Изд. АН УССР, Киев, 1950.

Алпатьев А. М. Влагооборот культурных растений, Гидрометеоиздат, Л., 1954.

Андреянов В. Г. Методика расчетов сезонного регулирования стока на основе кривых обеспеченности расходов. Труды ГГИ, вып. 9 (63), 1948.

Андреянов В. Г. Построение кривых обеспеченности суточных расходов и кривых использования стока при отсутствии наблюдений. Труды ГГИ, вып. 14 (68), 1949.

Андреянов В. Г. Методика водохозяйственных расчетов на основе кривой обеспеченности суточных расходов. Труды ГГИ, вып. 31 (85), 1951.

Андреянов В. Г. Методика расчета внутригодового распределения стока с учетом водности года. Труды ГГИ, вып. 38 (92), 1953.

Андреянов В. Г. Обобщенный метод расчета сезонного регулирования стока. Труды ГГИ, вып. 43 (97), 1954.

Андреянов В. Г. Гидрологические расчеты при проектировании малых и средних гидроэлектростанций. Гидрометеоиздат, Л., 1957 (ГГИ).

Андреянов В. Г. Методические основы исследования и расчета внутригодового распределения стока. Труды ГГИ, вып. 61, 1957а.

Андреянов В. Г. Применение уравнений водного и теплового баланса к исследованию и расчету внутригодового режима стока. Труды ГГИ, вып. 73, 1959.

Андреянов В. Г. Методические основы расчета внутригодового распределения стока Труды III Гидрологического съезда. т. II, Гидрометеоиздат, 1959а.

Андреянов В. Г. и Руденко С. И. Об учете влияния ледяного и снегового покрова на водный баланс естественных и искусственных водоемов. Метеорология и гидрология, № 1, 1939.

Антонов Н. Д. Метод расчета объема весеннего половодья на реках Европейской части СССР. Труды НИУ ГМС, серия IV, вып. 2, Гидрометеоиздат, Л.—М., 1941 (ГГИ).

Атлас теплового баланса Под ред. М. И. Будыко. Гидрометеоиздат, Л., 1955.

Афанасьев Н. И. Определение величин испарения. Обзор работ, выполненных на Ротамстедской опытной станции в Англии. Метеорология и гидрология № 7, 1959.

Багров Н. А. О среднем многолетнем испарении с поверхности суши. Метеорология и гидрология, № 10, 1953.

Багров Н. А. О расчете испарения с поверхности суши. Метеорология и гидрология, № 2, 1954.

Берлянд Т. Г., Ефимова Н. А. Месячные карты суммарной солнечной радиации и радиационного баланса территории Советского Союза. Труды ГГО, вып. 50 (112), 1955.

Бефани А. Н. Основные положения теории стока подземных вод. Сборник работ по гидрологии, № 1, Гидрометеоиздат, Л., 1959 (ГГИ).

Борсук О. Н. Искусственная зарегулированность стока малых рек Европейской части СССР. Труды ГГИ, вып. 62, 1957.

Бочков А. П. Влияние леса и агролесомелиоративных мероприятий на водность рек лесостепной зоны Европейской части СССР. Гидрометеоиздат Л., 1954 (ГГИ).
Бочков А. П. Влияние распаханности и местных особенностей малых водосборов на сток в условиях Северного Казахстана. Труды ГГИ, вып. 68, 1959.
Боголюбов С. Н. К вопросу о подземном питании весеннего стока рек и временных водотоков лесостепной и степной зон. Труды ГГИ, вып. 61, 1957.
Боголюбов С. Н., Богомазова З. П. О роли подземного питания в годовом стоке рек и временных водотоков. Труды ГГИ, вып. 52 (106), 1956.
Брагилевская Э. А. Расчет обеспеченности суточных расходов воды рек Полесья для летне-осеннего периода. Труды Инст. мелиорации, водного и болотного хозяйства АН БССР, т. VI, Минск, 1955.
Браславский А. П., Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеоиздат, Л., 1954 (ГГИ).
Бройдо А. Г. Некоторые результаты исследования интегрального коэффициента турбулентного перемешивания. Метеорология и гидрология, № 9, 1957.
Бронштейн И. Н., Семендяев К. А. Справочник по математике. Гостехиздат, М.—Л., 1948.
Будаговский А. И. Зависимость испарения от метеорологических условий и влажности почвы. Сб. «Вопросы орошения в низовьях Аму-Дарьи». Изд. АН СССР, 1956.
Будаговский А. И. Зависимость испарения от влажности почвы. Сб. «Суховеи, их происхождение и борьба с ними». Изд. АН СССР, 1957.
Будаговский А. И. Основные закономерности суммарного испарения. Сб. «Биологические основы орошаемого земледелия». Изд. АН СССР, 1957а.
Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеоиздат, Л., 1948.
Будыко М. И. К теории гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения. Сб. «Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения». Гидрометеоиздат, Л., 1950.
Будыко М. И. Об определении испарения с поверхности суши. Метеорология и гидрология, № 1, 1955.
Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гидрометеоиздат, Л., 1956.
Будыко М. И. Определение испарения по методу Пенмена. Метеорология и гидрология, № 7, 1955.
Будыко М. И., Берлянд Т. Г., Зубенок Л. И. Методика климатологических расчетов составляющих теплового баланса. Труды ГГО, вып. 48 (110), 1954.
Будыко М. И., Дроздов О. А., Львович М. И., Погосян Х. П., Сапожникова С. А., Юдин М. И. Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1952.
Будыко М. И., Ефимова Н. А. О точности карт составляющих теплового баланса. Труды ГГО, вып. 50 (112), 1955.
Важнов А. Н. Средний многолетний сток рек Армянской ССР и его внутригодовое распределение. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1956.
Васильев И. С. Водный режим подзолистых почв. Труды Почвенного инст. АН СССР, т. XXXII, 1950.
Великанов М. А. Водный баланс суши. Гидрометеоиздат, Л., 1940.
Великанов М. А. Гидрология суши. Гидрометеоиздат, Л., 1948.
Вендров С. А. О масштабах преобразования природы крупными водохранилищами. Изв. Вс. геогр. общ., т. 91, вып. 4, 1959.
Верниго С. А. Запасы влаги в почве на территории СССР и их сельскохозяйственное значение. Труды ЦИП, вып. 26. 1950.
Владимиров Л. А. О вертикальной зональности внутригодового распределения стока в горных районах Грузии. Метеорология и гидрология, № 5, 1948.
Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России. СПб, 1884.
Вольфцун И. Б., Крестовский О. И. Экспериментальное изучение трансформации стока талых вод макропонижениями на логах ВНИГЛ. Труды ГГИ, вып. 76, 1960.
Воскресенский К. П. Сток рек и временных водотоков на территории лесостепных и степных районов Европейской части СССР. Труды ГГИ, вып. 29 (83), 1951.
Воскресенский К. П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках. Гидрометеоиздат, Л., 1956.
Выдержки из Инструкции по гидрологическим расчетам при проектировании малых гидроэлектростанций. Изд. Укрсельэлектропроекта, Киев, 1946.
Глушков В. Г. О принципах построения типичных графиков уровня воды. Труды Первого Всероссийского гидрологического съезда, Л., 1925.
Давыдов В. К. Водный баланс озера Севан. Материалы по исследованию оз. Севан и его бассейна, ч. VI. Гидрометеоиздат, Л.—М., 1938.
Дмитриевский П. М. Качественный показатель для характеристики рек как объектов энергетического использования. Гидротехническое строительство, № 9, 1940.

Долгов С. И. Исследование подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. Изд. АН СССР, 1948.
Дружинин И. П. Метод определения отдачи гидроустановок и дефицита ее при сезонном регулировании стока. Сб. «Проблемы регулирования речного стока», вып. 7. Изд. АН СССР, 1958.
Дружинин И. П. Свойства режима стока рек и методика построения типовых гидрографов. Изд. АН Киргизской ССР, Фрунзе, 1959.
Егиазаров И. В. Гидроэнергетические силовые установки, ч. I. Основы использования водной энергии. 3-е изд. Госэнергоиздат, 1934.
Елпидинский А. Я. Кривые обеспеченности суточных расходов и их применение к расчетам энергоресурсов рек. Труды ГГИ, вып. 9 (63), 1948.
Ефимович П. А. Вопросы водохозяйственных расчетов и гидрологии. ОНТИ, 1936.
Железняк И. А. Середрічний розподіл стоку малих річок УРСР. ВістіI-ту гідрології і гідротехніки АН УРСР, т.7 (XIV). Київ, 1951.
Железняк И. А. Внутригодовое распределение стока малых рек и временных водотоков на юге Украинской ССР. Изв. Ин-та гидрологии и гидротехники АН УССР, т. 10, Киев, 1953.
Железняк И. А. Внутріричний розподіл стоку річок України. Київ, 1959.
Зайков Б. Д. Внутригодовое распределение речного стока на территории Европы. Гидрометеоиздат, Л.—М., 1944.
Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Труды НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 24, Гидрометеоиздат, Л.—М., 1946 (ГГИ).
Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории Кавказа. Труды НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 40, Гидрометеоиздат, Л., 1946 (ГГИ).
Зайков Б. Д. Испарение с водной поверхности прудов и мелких водохранилищ на территории СССР. Труды ГГИ, вып. 21 (75), 1949.
Захаров В. П. Применение математического анализа к расчетам сезонно-годового регулирования стока. Гидротехническое строительство, № 11, 1940.
Заяц В. Н. Применение уравнения асимметричной частоты для расчета кривых обеспеченности суточных расходов рек Полесья. Сборник студенческих научных работ Белорусск. политехн. ин-та, вып. III, 1957.
Золотарев Т. Л. Гидроэлектроцентраль в электро-энергетической системе. Изд. АН СССР, М., 1939.
Золотарев Т. Л. Расчетная модель гидрографа. Труды МЭИ, вып. XIX. Гидроэнергетика. Госэнергоиздат, М., 1956.
Зубенок Л. И., Дьяченко Л. Н. Испарение с поверхности Европейской части СССР. Труды ГГО, вып. 66 (128), 1956.
Иванов Г. П. Метод расчета многолетнего регулирования стока. Труды Первого совещания по регулированию стока. Изд. АН СССР, 1946.
Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны. Гидрометеоиздат, 1957 (ГГИ).
Иванов Н. Н. Об определении величин испаряемости. Изв. Всес. геогр. общ., т. 86, № 2, 1954.
Иванов Н. Н. Мировая карта испаряемости. Гидрометеоиздат, 1957.
Казанцев Г. В. Сезонные колебания стока на юге Европейской части СССР. Исследования рек СССР, вып. VIII 1936 (ГГИ).
Калинин Г. П. Основы методики краткосрочных прогнозов водного режима. Труды ЦИП, вып. 28 (55), 1952.
Калинин Г. П., Макарова Т. Т. Об определении потерь талого стока в речных бассейнах. Труды ЦИП, вып. 44 (71), 1956.
Калинин Г. П., Макарова Т. Т. Гидрометеорологические условия формирования высокого половодья на равнинных реках Европейской части СССР. Гидрометеоиздат, Л., 1957.
Калинин Г. П. и Макарова Т. Т. К методике определения потерь талого стока. Труды ЦИП, вып. 65, 1958.
Калинин Г. П., Макарова Т. Т. Об использовании уравнения водного баланса для расчета и прогноза стока и факторов его обусловливающих. Труды ЦИП, вып. 75, 1958а.
Калитин Н. Н. Суммарная радиация в Павловске. Труды ГГО, вып. 19 (81), 1950.
Качинский Н. А. О влажности почвы и методах ее изучения. Сельхозгиз. 1930.
Качинский Н. А. О структуре почвы и некоторых ее водных свойствах. Почвоведение, № 6, 1947.
Ким В. Я. О построении кривых обеспеченности суточных расходов горных рек. Труды Ин-та АН Казахской ССР, т. 1, 1958.
Колясев Ф. Е. Испарение воды почвой. Почвоведение, № 5, 1939.
Колясев Ф. Е. Результаты исследований по движению воды в почве при различных влажностях. Сб. Трудов по агрономической физике, вып. 4. Сельхозгиз, 1946.
Комаров В. Д. Основные закономерности распределения коэффициентов стока снегового половодья и потерь талых вод в период таяния на Европейской территории СССР. Метеорология и гидрология, № 3, 1958.

Комаров В. Д. О факторах весеннего стока рек лесной зоны Европейской территории СССР. Труды ЦИП, вып. 75, 1958а.
Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. Гидрометеоиздат, 1959.
Комплексная экспедиция Гидрометеорологической службы в Пахта-Арал летом 1952 г. Под ред. Д. Л. Лайхтмана. Труды ГГО, вып. 39 (101), 1953.
Константинов А. Р. Расчеты испарения в естественных условиях по данным градиентных наблюдений. Труды ГГИ, вып. 41 (95), 1953.
Константинов А. Р. Обоснование методики испарения по данным метеорологических станций. Труды ГГИ. вып. 54 (108), 1956.
Константинов А. Р., Пушкарев В. Ф. Характеристика режима испарения и транспирации с сельскохозяйственных полей в зоне избыточного увлажнения. Труды ГГИ, вып. 46 (100), 1954.
Константинов А. Р., Харченко К. И. Оценка испаряемости в районе Сальских степей. Труды ГГИ, вып. 57 (111), 1956.
Конторщиков А. С. О расчете испарения с почвы. Метеорология и гидрология, № 4, 1954.
Коссович П. С. Водные свойства почвы. Журн. опытной агрономии, кн. II—III, 1904.
Кочерин Д. И. Средний многолетний, годовой и месячный сток в Европейской части Союза. Труды МИИТ, вып. VI, 1927.
Кочерин Д. И. Обеспеченность расходов в году и ее характеристика по реальным данным для рек СССР. Труды МИИТ, вып. XI, 1929.
Краткий справочник для гидрологических расчетов. (Гидроэнергопроект). Госэнергоиздат, 1948.
Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Расчет многолетнего регулирования стока на основе теории вероятностей. Труды ВИСУ, Гидротехнический сборник, № 4, 1932.
Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Расчеты речного стока, Госстройиздат, Л.—М., 1934.
Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Многолетнее регулирование стока. Гидротехническое строительство, № 11, 1935.
Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Обобщенные приемы расчета регулирования стока на основе математической статистики. Гидроэнергетическое строительство, № 2, 1940.
Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Номограммы для водноэнергетических расчетов. Гидротехническое строительство, № 5—6, 1944.
Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. О способах определения сезонной емкости. Гидротехническое строительство, № 10—11, 1945.
Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Гидрологические основы речной гидротехники. Изд. АН СССР, 1950.
Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Водохозяйственные расчеты. Гидрометеоиздат, Л., 1952.
Крицкий С. Н. и Менкель М. Ф. О двоякоограниченной кривой распределения вероятностей и применении ее к гидрологическим расчетам. Сб. «Проблемы регулирования речного стока», вып. 6. Изд. АН СССР, М., 1956.
Куделин Б. И. Гидрологический анализ и методы определения подземного питания рек. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. V, 1949.
Куделин Б. И. Об уравнении водного баланса для замкнутого речного бассейна. Метеорология и гидрология, № 7, 1951.
Куделин Б. И. Об учете геологических и гидрогеологических условий речных бассейнов при определении подземного питания рек и расчетах водного баланса. Труды Всесоюзн. совещ. по изучению стока, регулированию стока и зимнему режиму. Изд. АН СССР, М., 1954.
Кузин П. С. График испарения с поверхности речного бассейна и его применение к расчету среднего многолетнего стока. Зап. ГГИ, т. 12, 1934.
Кузин П. С. Испарение с суши на территории СССР. Труды ГГИ, вып. 26 (80), 1950.
Кузин П. С. Режим рек южных районов Западной Сибири, Северного и Центрального Казахстана. Гидрометеоиздат, 1953 (ГГИ).
Кузин П. С. Объем стока весеннего половодья на равнинных реках СССР. Труды ГГИ, вып. 50 (104), 1955.
Кузьмин П. П. К методике исследования и расчета испарения с поверхности снежного покрова. Труды ГГИ, вып. 41 (95), 1953.
Лаврентьева Л. Д. Показатели внутригодовой незарегулированности водноэнергетических ресурсов. Изв. АН КазССР, серия энергетич., вып. 2 (14). Алма-Ата, 1959.
Лайхтман Д. Л. О вычислении теплоотдачи почвы. Труды ГГО, вып. 22, 1950.
Лайхтман Д. Л., Чудновский А. Ф. Физика приземного слоя атмосферы. ГИТТЛ, 1949.
Ланге О. К. Основы гидрогеологии. Изд. 2-е, М., 1958.
Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд. АН СССР, 1936.

Лившиц И. М. Построение кривых обеспеченности суточных расходов воды. Труды I совещания по регулированию стока. Изд. АН СССР, М., 1946.
Лившиц И. М. Внутригодовая обеспеченность расходов рек БССР. Изд. АН БССР, Водохозяйственный сектор, Минск, 1948.
Лившиц И. М. Методика типизации внутригодового режима стока. Труды Инст. мелиорации, водного и болотного хозяйства АН БССР, т. III. Минск, 1953.
Лившиц И. М. Сезонное и месячное распределение стока на территории Полесья. Труды Инст. мелиорации, водного и болотного хозяйства АН БССР, т. VI. 1955.
Лившиц И. М. Обеспеченность суточных расходов рек Полесья. Труды Инст. мелиорации, водного и болотного хозяйства АН БССР, т. VI, Минск, 1955а.
Лившиц И. М. Таблицы для построения кривой обеспеченности по интерполяционной формуле Чебышева — Брунса. Сборник научных работ Белорусского политехн. ин-та, вып. 50. Минск, 1955б.
Лившиц И. М. и Красник М. Г. Построение расчетных гидрографов с учетом внутригодовой обеспеченности. Изд. АН БССР, № 6, 1950.
Личков Б. Л. Основные группы классификации подземных вод. Исследования подземных вод СССР, вып. 2, 1933 [ГГИ].
Ляпичев П. А. Регулирование стока на максимальную отдачу. Гидротехническое строительство, № 7, 1936.
Ляпичев П. А. Регулирование стока. Изд. «Водный транспорт», М., 1939.
Ляпичев П. А. Методы установления гарантированных отдач при годичном регулировании стока. Гидротехническое строительство, № 5, 1950.
Ляпичев П. А. Расчетные гидрографы и основные правила для годичного регулирования стока. Гидротехническое строительство, № 8, 1951.
Ляпичев П. А. Водноэнергетический режим гидроэлектростанций с годичным режимом регулирования. Госэнергоиздат, 1952.
Ляпичев П. А. Методика регулирования речного стока. Госстройиздат, М., 1955.
Львович М. И. Гидрометеорологическое действие лесных полос и принципы их размещения на полях колхозов и совхозов. Труды ГГИ, вып. 23 (77), 1950.
Львович М. И. О преобразовании стока рек степных и лесостепных районов Европейской части СССР. Изв. АН СССР, серия геогр., № 5, 1952.
Львович М. И. Влияние обработки почвы на сток. Изв. АН СССР, серия геогр., № 5, 1954.
Львович М. И. О методах оценки изменений речного стока. Изд. АН СССР, серия геогр. № 6, 1955.
Макаренко Ф. А. О подземном питании рек. Труды Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. 1, 1948.
Материалы экспедиции в Каменную Степь. Под ред. О. А. Дроздова. Труды ГГО, вып. 40 (102), 1953.
Мезенцев В. С. Метод гидролого-климатических расчетов и опыт его применения для районирования Западно-Сибирской равнины по признакам увлажнения и теплообеспеченности. Труды Омского сельскохоз. инст., т. XXVII. Омск, 1957.
Молчанов А. А. Гидрологическая роль сосновых лесов на песчаных почвах. Изд. АН СССР, 1952.
Мостков М. А. Основы расчета гидросиловых установок, вып. 1, Тифлис, 1934.
Мостков М. А. К вопросу о кривых выработки или кривых суммарного стока. Труды I Совещания по регулированию стока. Изд. АН СССР, 1946.
Мурашко А. И., Гурло Г. Н. Анализ существующих методов аналитического выражения кривых обеспеченности суточных расходов для рек Полесья. Сборник студенческих научн. работ Белорусск. политехн. ин-та, вып. III, Минск, 1957.
Никитин С. И. Методика водноэнергетических расчетов. Госэнергоиздат, М., 1949.
Норватов А. М. Минимальный сток малых рек в связи с подземным питанием. Труды ГГИ, вып. 27 (81), 1950.
Норватов А. М. Минимальный сток малых рек Европейской территории СССР. Труды ГГИ, вып. 52 (106), 1956.
Огієвський А. В., Спрощені водогосподарські разрахунки колгоспних ставів (при сезонному регулюванні). Вісті Інст. гідрології і гідротехніки АН УРСР, т. 7 (XIV), Київ, 1951.
Огієвский А. В., Гидрология суши. Сельхозгиз, М., 1952.
Огієвський А. В., Москалець В. І. Забезпеченість добових витрат малих річок УРСР. Вісті Інст. гідрології і гідротехніки АН УРСР, т. 7 (XIV), Київ, 1951.
Ольдекоп Э. М. Об испарении с поверхности речных бассейнов. Юрьев, 1911.
Омодео А. Водные ресурсы Закавказья и их использование (пер. с итал.). ОНТИ, М., 1936.
Панасенко И. М. Сезонно-годовое регулирование речного стока при энерго-ирригационном использовании водотоков. Труды Инст. энергетики АН КазССР, т. I, 1958.
Плешков Я. Ф. Быстрый и точный расчет водохранилищ. Гидротехническое строительство, № 6, 1936.

Плешков Я. Ф. О сущности гидроэнергетических расчетов по одному году. Гидротехническое строительство, № 7, 1951.
Плешков Я. Ф. Влияние гидрологических изменений и ошибок на отдачу водохранилищ. Сб. «Вопросы регулирования речного стока», вып. 5. Изд. АН СССР, 1952.
Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты, Гидрометеоиздат, Л., 1946.
Поляков Б. В. Изменение влажности почв и прогноз их просыхания. Труды ЦИП, вып. 4 (31), 1947.
Поляков Б. В. Влияние агротехнических мероприятий на сток рек. Метеорология и гидрология, № 9, 1951.
Попов Е. Г. Основы расчета задержания талых вод в речных бассейнах. Труды ЦИП, вып. 24 (51), 1951.
Попов Е. Г. О возможности определения средних характеристик поглощения воды в речных бассейнах. Метеорология и гидрология, № 4, 1952.
Попов Е. Г. Анализ формирования стока равнинных рек. Гидрометеоиздат, Л., 1956.
Попов О. В. О просачивании дождевой воды в почво-грунты и методика его изучения. Труды ГГИ, вып. 54 (108), 1956.
Попов О. В. Изучение подземных вод при гидрологических исследованиях. Труды ГГИ, вып. 63, 1958.
Потапов М. В. Сочинения, т. III. Сельхозгиз, 1951.
Процеров А. В. Полевая влагоемкость почв Европейской части Союза ССР. Труды по с.-х. метеорол., вып. XXVI, 1948.
Процеров А. В. К вопросу расчета суммарного испарения по графикам Б. В. Полякова. Метеорология и гидрология, № 8, 1951.
Процеров А. В. Справочник агрогидрологических свойств почв Союза ССР. Гидрометеоиздат, 1953.
Разумова Л. А. Миграция влаги в почве по данным лабораторных опытов. Информац. сборн. № 1. Динамическая и с.-х. метеорология. Гидрометеоиздат, 1951.
Распопов М. П. Районирование подземных вод равнины Европейской части СССР по условиям их стока в реки. Труды ГГИ, вып. 27 (81), 1950.
Рахманов В. В. Влияние леса на сток рек. Лес и степь, № 9, 1951.
Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель, вып. II — Кустанайская обл. Казахской ССР, Гидрометеоиздат, Л., 1959 (ГГИ).
Роде А. А. Почвенные воды. Изд. АН СССР, 1952.
Роде А. А. Водные свойства почв и грунтов. Изд. АН СССР, 1955.
Романов В. В. Болота и их свойства. Гидрометеоиздат., Л., 1953.
Романов В. В. Расчет испарения по упрощенному методу теплового баланса. Труды ГГИ, вып. 54 (108), 1956.
Романов В. В. Испарение с неосушенных и осушенных болот. Труды ГГИ, вып. 60, 1957.
Рутковский В. И. Климатическая и гидрологическая роль леса. Труды II Всес. географич. съезда, Л., 1948.
Рутковский В. И. Влияние лесохозяйственных мероприятий на сток рек. Изв. АН СССР, серия географ., № 3, 1958.
Рыбкин С. И. Новые универсальные характеристики речного стока и применение их к решению водохозяйственных задач. Метеорология и гидрология, № 3—4, 1935.
Саваренский А. Д. Метод расчета регулирования стока. Гидротехническое строительство, № 2, 1940.
Саваренский А. Д. Регулирование речного стока водохранилищами. Изд. АН СССР, 1952.
Савина С. С. Связь между испарением и испаряемостью при достаточном увлажнении почвы. Метеорология и гидрология, № 10, 1957.
Серпик Б. И. Водные ресурсы рек южного Приморья Дальнего Востока. Гидрометеоиздат, 1955 (ГГИ).
Сидоркина Л. М. О влиянии леса на гидрологический режим рек. Труды ЛГМИ, вып. 5—6, 1956.
Синицына Н. И. Годовой ход суммарного испарения на юге Европейской части СССР. Труды ЛГМИ, вып. 5—6, 1956.
Соколовский Д. Л. Гидрологические и водохозяйственные расчеты при проектировании малых ГЭС. Труды НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 36. Гидрометеоиздат, Л., 1946. (ГГИ).
Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометеоиздат, Л., 1952; 2-е изд., 1959.
Соколовский С. В. Определение объема водохранилища сезонного регулирования при заданной обеспеченности с использованием статистических характеристик рядов стока. Сборник Трудов Одесского гидротехнического инст. вып. VI Киев, 1954.
Струзер Л. Р. К вопросу о точности определения испарения методом теплового баланса. Труды ГГИ, вып. 54 (108), 1956.

Струзер Л. Р. Результаты исследования водного режима глубоких слоев почв и грунтов Сальских степей. Почвоведение, № 4, 1957.
Струзер Л. Р., Русин Н. П. Сравнение различных методов определения испарения с сельскохозяйственных полей. Труды ГГИ, вып. 57 (111), 1956.
Субботин А. И. О взаимосвязи подземных вод и речного стока. Труды ЦИП., вып. 9 (36), 1948.
Сумароков В. С. Средняя многолетняя амплитуда уровней воды в озерах северной части СССР. Метеорология и гидрология, № 6, 1947.
Таблицы специальных функций под ред. Шпильрейна, 1933.
Топчиев Е. А. Сокращенные расчеты многолетнего регулирования местного стока. Гидротехника и мелиорация, № 2, 1953.
Торгомян М. С. Цикличность в ходе водности рек и ее влияние на колебания выработки электроэнергии. Изв. АН Арм. ССР, т. IV, № 4, Ереван, 1951.
Торгомян М. С. Характеристика водных ресурсов горных рек с точки зрения их энергетического использования. Изв. АН Арм. ССР, т. VIII, № 2, Ереван, 1955.
Урываев В. А. Обеспеченность расходов в году рек Европейской части СССР. Труды НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 2, Гидрометеоиздат, Л., 1941 (ГГИ).
Урываев В. А. Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае. Гидрометеоиздат, Л., 1953.
Урываев П. А. Аккумуляция талых вод на поверхности бассейнов. Метеорология и гидрология, № 3, 1956.
Урываев П. А. Экспериментальные исследования факторов весеннего стока. Труды ГГИ, вып. 59, 1957.
Федоров Л. Т. Гидрологический анализ грунтового водообмена рек. Труды III Всесоюзн. гидрологич. съезда, т. IX Гидрометеоиздат, 1959.
Федоров С. Ф. Испарение в условиях леса. Труды ГГИ, вып. 59, 1957.
Филиппова А. К. Определение испарения с почвы методом водного баланса. Труды ГГИ, вып. 48 (102), 1955.
Филиппова А. К. Оценка увлажненности водосборов по запасам влаги в почве. Труды ГГИ, вып. 63, 1958.
Харченко К. И. Результаты измерений суммарного испарения и транспирации различных сельскохозяйственных культур в районе Сальских степей. Труды ГГИ, вып. 57 (111), 1956.
Харченко К. И. Агроклиматические условия и испарение с сельскохозяйственных полей в степях Нижнего Дона. Труды ГГИ, вып. 71, 1959.
Харченко С. И. Водный баланс водосборов в условиях зоны недостаточного увлажнения. Труды ГГИ, вып. 73, 1960.
Хмаладзе Г. Н. Типовые кривые обеспеченности средних суточных расходов рек Грузии. Метеорология и гидрология, № 3, 1953.
Чеботарев А. И. Гидрология суши и расчеты речного стока. 2-е изд. Гидрометеоиздат, Л., 1953.
Чеботарев А. И. и Клибашев К. П. Гидрологические расчеты. Гидрометеоиздат, Л., 1956.
Чеботарев В. И. Гидрологические и водноэнергетические расчеты при проектировании сельских ГЭС. Гидрометеоиздат, Л., 1958.
Чудновский А. Ф. Энергетический метод изучения вопросов орошения сельскохозяйственных культур. Сб. «Суховеи, их происхождение и борьба с ними». Изд. АН СССР, 1957.
Шахбазян Ш. А. К типизации кривых обеспеченности среднесуточных расходов рек Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, физ.-мат., естеств. и техн. науки, т. IX, № 10, 1956.
Шахбазян Ш. А. Построение кривых обеспеченности суточных расходов для неизученных рек Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, серия техн. наук, т. X, № 4, 1957.
Швец Г. І. Розподіл стоку річок УРСР по сезонам и місяцам. Изд. АН УРСР, Київ, 1946.
Шевелев М. Э. Метод расчета обеспеченных минимумов речного стока. Метеорология и гидрология, № 8, 1937.
Шпак И. С. Водный баланс малого полевого водосбора за зимне-весенний период. Труды УкрНИГМИ, вып. 19, 1959.
Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Зап. Всес. географ. общ., новая серия, т. 8, 1949.
Эрльбаум Е. Э. Методы построения типового графика уровней воды в реках. Исследования рек СССР, вып. 1, 1932 (ГГИ).
Albrecht F. Die Methoden zur Bestimmung der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche. Arch. Meteor. geophys. Biokl., B. 2, H. 1—2, 1950.
Baver L. D. Soil physics. New York, 1940.
Bijl, von der Willem. The evapotranspiration problem. First Contribution. Kansas state. College, Manhattan, Kansas, 1957.

Bürger H. Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. Mitteilungen der Schweizerischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen. Zürich, 1956.
Coutagne A. Considérations sur les éléments caractéristiques du régime d'un cours d'eau. Revue générale de l'électricité, 28, VIII, 1920.
Coutagne A. Classification des cours d'eau d'après les methodes statistiques. Congres d'Edinbourg, 1936.
Dębski K. Bilans wodny zlemni Wisly po Warszawa. Wiad. Sluzby Hydrol. i Meteorol. t. II, z. 2. Warszawa, 1950.
Dębski K. Zagadnienie opracowania bilansu wodnego zlewni rzecznych. Roczn. nauk rolniczych, F. 71, N 3, 1956.
Engler A. Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. Mitteilungen der Schweizerischen Anstalt für das forstliche Versuchungen. Zürich, 1949.
Gibrat R. Aménagement hydroélectrique des cours d'eau. Statistique mathématique et calcul des probabilités. R. G. E., 15, X, 1932.
Goodrich R. D. Strait line plotting of skew frequency data. Proc. of Am. Soc. of C. E, vol. LII, No 6, 1926.
Grassberger H. Die Anwendung der Wahrscheinlichkeitsrechnung auf die Wasserführung der Gewässer. Die Wasserwirtschaft, N 1—6, Wien, 1932.
Hallaire M. Diffusion capillaire de l'eau dans le sol et répartition de l'humidité en propondeur sous sols nus et cultivés. Soils Afric., v. 3, N 4, 1955.
Hallaire M., Hénin S. Déssechement du sol et évolution des profils hydriques. Comptes rendus des seances de l'Acad. des Sc., t. 246, N 14, 1958.
Haude W. Verdunstungmenge und Evaporationskraft eines Klimas. Ber. Dt. Wd. US-Zone, Nr 42, 1952.
Haude W. Ueber die Verwandung verschiedener Klimatfaktoren zur Berechnung potentialler Evaporation und Evapotranspiration. Meteorologische Rundschau, Jg. 11, H. 3, 1958.
Jacobi R. Näherungsverfahren zur rechnerischen Ermittlung der Abflussdauerlinie, sowie der Wertbestimmung einer Flußstrecke. Wasserkraft und Wasserwirtschaft, 1934.
Kalweit H. Der Wasserhaushalt mitteldeutscher Flußgebiete. Wasserwirtschaft und Wassertechnik, Jg. 3, H. 11, Berlin, 1953.
Kalweit H. Der Wasserhaushalt Berechnungsverfahren und Anwendungen auf Mitteldeutsche Flußgebiete. B. I und II, Veb. Verlag Technik, Berlin, 1953.
KerstenM. S. Thermal properties of soils. Bull. of the Technology. Engineering Experimental Station of University of Minnesota, No 28, 1949.
Kuzmak J. M., Sereda P. J. The mechanism by which water moves through a porous material subjected to temperature gradient. Soil Science, vol. 84, No 4, 5, 1957.
Linsley R. H., Hohler M. A., Paulus L. H. Applied hydrology. New. York, 1949.
Meyer A. The elements of hydrology. New York, 1928.
Ostromęcki J. Obliczanie surowych bilansów wodnych przy łacznym uwzlednieniu wskazników parowania i retencji. Roczn. nauk rolniczych, F. 71, N 3, 1956.
Penman H. L. Components in the water balance of a catchment area. The Quart. Journ. of the Roy. Meteor. Soc., vol. 81. No 348, 1955.
Penman H. L. Evaporation: an introductory survey. Netherlands Journal of agricutural Science, vol. 4, No 1, 1956.
Penman H. L. The movement and availability of soil water. Soils and fertilizers, vol. XIX, 1956.
Pfau R. Ein Beitrag zur Bodenwasserbewegung. Meteorologische Rundschau. Jg 11, H. 4, 1958.
Robertson G. W. Standartisation of the measurement of evaporation as a climatic factor. World Meteorological Organisation, No 42. TP 16. Technical Note, No 11, 1955
Rosłohski R. Bilans wodny dorzecza i metoda do jego obliczenia stuzaca. Wiadomósci sluzby Hydrologicznej i Meteorologicznej, t. I, z. 2, Warszawa, 1947.
Schaffernak F. Hydrographie. Wien, 1935.
Schreiber P. Ueber die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserführung der Flüsse in Mitteleurope.Met. Zeit., B. 21 (39), 1904.
Thorntwaite C. W., Holzman B. The determination of evaporation from lane and water surfaces. Mon. Weath. Review, 67, No 1, 1939.
Thorntwaite C. W., Mather J. R. The water balance. Drexal Institute of Technology. Publications in climatology, vol VIII, No 1, Centerton, New Jersey, 1955.
Turc L. Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Annales de l'Institut National de la recharche Agronomique, série A. Annales Agronomiques, t. IV, 1954· t. V, 1955.
Uhlig S. Zur Bestimmung der potentiallen Verdunstung bewacksenen Bodens. Die Wasserwirtschaft, Nr 12, 1954.

Андреянов Владимир Георгиевич

Внутригодовое распределение речного стока

Редактор *М. К. Шатилина*
Техн. редактор *М. И. Брайнина*
Корректоры: *В. В. Мамедова* и *Б. А. Минц*

Сдано в набор 12|III 1960 г. Подписано к печати 28|VII 1960 г.
Бумага 70×108¹/₁₆. Бум. л. 10,25 + 5 вкл. Печ. л. 28,45
Уч.-изд. л. 32,59 Тираж 1700 экз. М-46622 Индекс ГЛ-5.

Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53, 2-я линия, д. № 23. Заказ № 118. Цена 17 руб. 80 коп.
С 1 января 1961 г. цена 1 руб. 78 коп.

Типография № 8 Управления полиграфической промышленности Леноблсовнархоза.
Ленинград, Прачечный пер., № 6.

Библиотека Ср. Аз. НИГМИ
№ 4980
Ташкент

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
31	6-я св.	диффузии и испарение	диффузии испарение
33	19-я сн.	(19563,	(1956),
45	подпись к рис. 5, 2-я сн.	теплого	теплового
67	7-я сн.	$= \frac{1}{w_{оз}}$	$= \frac{1}{\omega_{оз}}$
70	3 и 7-я сн.	$\beta' =$	$\beta =$
99	графа 1 слева, строка 5-я св.	1,138	0,138
109	7-я св.	на рис. 18	на рис. 17
128	21-я св.	α	$K_р$
132	16-я сн.	$= P(W_р)$	$= P(W_{кр})$
151	3-я св.	$= \varphi(k) - k_{мк}$.	$= \varphi(k) - k_{мн}$
153	15-я св.	$(3154 \cdot 10^6)$	$(31{,}54 \cdot 10^6)$
158	10-я св.	(коэффициента стока,	(коэффициента использования стока,
204	4-я сн.	$\bar{d} = ad -$	$\bar{d} = a_d -$
209	3-я сн.	$\delta_d = \frac{\Delta d_{0-1}}{\bar{d}} + 0{,}60$	$\delta_d = \frac{\Delta d_{0-1}}{\bar{d}} = + 0{,}60$
210	1-я св.	$d_m = 425$	$d_m = 0{,}425$
230	4-я св.	y_p	yp
вклейка между 234—235	подпись к рис. 47, 2-я сн.	$\frac{1}{c} n$	$\frac{1}{c}$ и n
257	5-я сн.	k^γ	k_γ
266	5-я сн.	$Q'_{\beta_0} =$	$Q'_{\beta} =$
267	10-я св.	для всех β_0	для всех β
	11-я сн.	$\frac{C_{vQ_\beta}}{C_{vQ_\beta}} = 1{,}06$	$\frac{C_{vQ_{\beta_0}}}{C_{vQ_\beta}} = 1{,}06$
273	25-я св.	коэффициентов $m=f(P)$, а на рис. 55 *г*, 56 *г*, 57 *г* аналогичные кривые	отдачи $P(\alpha)=100-P(D)$. На рис. 55 *б*, 56 *б*, 57 *б* показаны кривые
274	подпись к рис. 55, 2-я сн.	4 — кривая σD	4 — кривая σ_D
295	шапка табл. 57, графа 1 справа	$\frac{2\bar{\alpha}_{2\sigma\beta_2}}{\sigma'_{\beta_2}}$	$\frac{\bar{2}\alpha_2\sigma_{\beta_2}}{\sigma'_{\beta_2}}$
303	15-я св.	σ_{D_1}	σ_{D_2}
318	15-я св.	аналогичные связи	в) аналогичные связи