

Ю. М. АЛЕХИН • КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ СТОКА НА РАВНИННЫХ РЕКАХ

Ю. М. АЛЕХИН

КРАТКОСРОЧНЫЕ  
ПРОГНОЗЫ СТОКА  
НА РАВНИННЫХ РЕКАХ

✓ 551.4

Ю. М. АЛЕХИН

# КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ СТОКА НА РАВНИННЫХ РЕКАХ

*Допущено*

*Министерством высшего образования СССР  
в качестве учебного пособия  
для высших учебных заведений*



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ЛЕНИНГРАД • 1956

## АННОТАЦИЯ

В книге систематически излагаются основные методы краткосрочного прогнозирования речного стока: методы тенденций, соответственных уровней, изохрон и водного баланса, а также современная система оценки краткосрочных прогнозов. При изложении методов основное внимание обращено на их теоретические основы и схемы практического использования. По сравнению с существующими руководствами и монографиями по вопросам гидрологических прогнозов в книге существенно развиты методы изохрон, включая и вопросы расчета снеготаяния, а также впервые приводится систематическое изложение метода водного баланса.

Книга является первой частью курса „Речные гидрологические прогнозы“.

Предназначена в качестве учебного пособия для студентов гидрометеорологических институтов и университетов.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
От автора . . . . .	5
Введение . . . . .	7
<b>Раздел I. Общие сведения о краткосрочных прогнозах стока</b>	
1. Классификация и общая характеристика методов прогнозирования . . . . .	19
2. Оценка прогнозов и методов прогнозирования . . . . .	22
<b>Раздел II. Метод тенденций</b>	
1. Общая характеристика метода . . . . .	30
2. Способы прогнозов по методу тенденций . . . . .	31
3. Прогнозы по линейной тенденции . . . . .	32
4. Прогнозы по нелинейной тенденции . . . . .	35
<b>Раздел III. Метод соответственных уровней</b>	
<b>Глава I. Определение и основные теоретические предпосылки . . . . .</b>	<b>46</b>
1. Теоретическое уравнение соответственных расходов . . . . .	46
2. Расчетные уравнения метода . . . . .	52
3. Условия применимости метода и классификация прогнозов . . . . .	58
<b>Глава II. Прогнозы на бесприточном участке . . . . .</b>	<b>62</b>
1. Определение времени добегаия . . . . .	62
2. Прогноз стока . . . . .	74
<b>Глава III. Прогнозы на приточном участке . . . . .</b>	<b>81</b>
1. Определение времени добегаия . . . . .	81
2. Прогноз стока . . . . .	90
<b>Глава IV. Прогнозы на речной системе . . . . .</b>	<b>106</b>
1. Определение времени добегаия . . . . .	106
2. Прогноз стока . . . . .	113
3. Точность прогнозов и приемы повышения их качества . . . . .	116
<b>Раздел IV. Метод изохрон</b>	
<b>Глава I. Определение и основные теоретические предпосылки . . . . .</b>	<b>120</b>
1. Генетическая формула стока . . . . .	120
2. Условия применимости метода . . . . .	132
3. О выборе оптимальной единицы времени . . . . .	134
4. Способы определения времени добегаия . . . . .	135
5. Заблаговременность прогнозов методом изохрон . . . . .	138

	Стр.
Глава II. Способы расчета единичных площадей стекания . . . . .	140
1. Классификация способов . . . . .	140
2. Аналитические способы расчета . . . . .	140
3. Картографические способы расчета . . . . .	160
4. Учет колебаний бассейнового времени добегаания при расчетах единичных площадей стекания . . . . .	173
Глава III. Определение средних величин осадков на площади водосбора . . . . .	176
Глава IV. Расчет водоотдачи из снежного покрова . . . . .	178
1. Способы расчета . . . . .	178
2. Расчет по данным снегосъемок . . . . .	178
3. Расчет по тепловому и водному балансу снежного покрова . . . . .	179
1) Исходные предпосылки . . . . .	179
2) Теплообмен снежного покрова с окружающей средой . . . . .	180
3) Водоотдача из снежного покрова в период снеготаяния . . . . .	192
Глава V. Определение потерь и прогноз стока . . . . .	200
1. Определяющие факторы . . . . .	200
2. Классификация способов расчета потерь и прогнозов стока . . . . .	202
3. Способы прогноза с учетом абсолютных величин потерь стока . . . . .	203
4. Способы прогноза с учетом коэффициента стока осадков . . . . .	208
<b>Раздел V. Метод водного баланса</b>	
1. Определение и классификация способов прогноза . . . . .	225
2. Прогноз по объему воды в русловой сети . . . . .	231
3. Прогноз по уравнию водного баланса . . . . .	239
4. Способ Г. П. Калинина . . . . .	251
5. Сравнительная оценка методов водного баланса и изохрон . . . . .	257
Литература . . . . .	259

## ОТ АВТОРА

Данный курс составлен в соответствии с программой по «Гидрологическим прогнозам» для гидрометеорологических институтов и университетов; в основу курса легли лекции, читаемые мной в течение ряда лет в Ленинградском гидрометеорологическом институте.

Цель настоящего учебного пособия заключается в систематизации и обобщении многочисленных исследований, главным образом русских и советских ученых, по краткосрочному прогнозированию стока на равнинных реках СССР, что должно способствовать формированию учения о гидрологических прогнозах как самостоятельной гидрологической дисциплины, тесно связанной с практикой эксплуатации водных ресурсов нашей страны.

Данное пособие можно рассматривать как попытку полного и последовательного изложения курса краткосрочных гидрологических прогнозов; почти весь материал, включенный в книгу, заимствован из многочисленных периодических изданий, главным образом из трудов Центрального института прогнозов и Государственного гидрологического института. Разнообразие материала в статьях и монографиях потребовало его значительной переработки с целью создания единого целого; в процессе переработки были, как правило, изменены (по сравнению с оригиналами) порядок и стиль изложения, методы доказательств, буквенные обозначения и т. д. Все это, а также впервые принятые мной последовательность изложения и классификация прогнозов, возможно, привели к тому, что данное пособие в некоторой степени носит отпечаток моих субъективных мнений и взглядов, быть может не всегда правильных и хорошо продуманных. Отдавая ясный отчет в этом, я заранее благодарен всем, кто своей деловой критикой поможет выявить имеющиеся недостатки для устранения их в будущем.

В данной книге изложена первая часть общего курса „Речные гидрологические прогнозы“; в дальнейшем надеюсь написать вторую часть этого курса — „Долгосрочные прогнозы стока на равнинных реках“.

Пользуясь случаем, искренне благодарю А. Н. Бефани, Г. П. Калинина, В. Д. Комарова и К. П. Воскресенского, высказавших откровенные мнения о недостатках рукописи книги и способствовавших своей критикой их исправлению. Сердечно благодарю также коллектив кафедры инженерной гидрологии Ленинградского гидрометеорологического института и прежде всего моего учителя Д. Л. Соколовского за постоянное внимание и помощь при выполнении данной работы.

## ВВЕДЕНИЕ

Гидрологические прогнозы — это отрасль гидрологии суши о научно обоснованных методах и способах предвычисления гидрологического режима рек. Гидрологическими прогнозами называют также результаты предвычисления или предсказания, полученные по указанным выше методам.

Научно обоснованные предсказания (прогнозы) гидрологического режима рек требуются в настоящее время для многих отраслей народного хозяйства, так или иначе связанных с использованием водных ресурсов. Особенно широко используются гидрологические прогнозы для планирования работы гидроэлектрических станций, систем промышленного и бытового водоснабжения и орошения, а также для обеспечения и планирования судоходства и лесосплава.

Для каждой из этих отраслей народного хозяйства требуются различные виды прогнозов в зависимости от специфики производства и требований эксплуатации. Так, например, для обеспечения судоходства требуется иметь прогнозы уровня воды на судоходных трассах, главным образом в районах мелководных перекатов и у пристаней. Для планирования работы гидроэлектрических станций, систем промышленного водоснабжения и орошения требуется иметь прогнозы средних расходов воды за месяц, сезон и год для обоснованного регулирования водохранилищ и планирования полезной отдачи в различные периоды года. Наконец, для планирования лесосплава большой интерес представляют прогнозы среднесуточных уровней в периоды прохождения весеннего половодья, когда обычно производится массовый лесосплав по малым рекам лесных районов.

Помимо основной задачи обеспечения текущего планирования водных ресурсов, гидрологические прогнозы широко используются для предупреждения об опасных гидрологических явлениях, в частности для предупреждения о прохождении паводков, о наводнениях, зажорах и заторах, начале весеннего ледохода и т. д. Для районов с развитой промышленностью и большой плотностью населения в долинах рек подобные предупреждения, в особенности о катастрофических паводках, представляют большую ценность, так как помогают своевременно подготовиться и по возможности уменьшить ущерб от разливов рек.

Развитие гидрологических прогнозов как чисто прикладной отрасли знаний, предназначенной для удовлетворения практических запросов народного хозяйства, определялось и определяется двумя факторами:

- 1) уровнем развития и организацией народного хозяйства,
- 2) развитием смежных дисциплин гидрометеорологического цикла.

Необходимость в разработке и практическом использовании гидрологических прогнозов могла возникнуть только на определенном уровне развития народного хозяйства (наличие развитого судоходства и концентрация крупных промышленных и гидротехнических сооружений в долинах рек), когда потери и убытки от неучета возможных колебаний гидрологического режима стали весьма значительными.

Особенно велика роль гидрологических прогнозов в условиях планирования народного хозяйства.

Повышая эффективность всего народного хозяйства в целом, плановость повышает вместе с этим эффективность применения гидрологических прогнозов и, следовательно, является дополнительным стимулом к их развитию. Иллюстрировать это можно примером развития гидрологических прогнозов в СССР и США. Несмотря на высокий уровень развития промышленности, гидротехнического строительства и судоходства, гидрологические прогнозы в США (особенно долгосрочные) менее развиты по сравнению с прогнозами в СССР, так как различия в интересах и требованиях отдельных компаний и монополий, участвующих в использовании водных ресурсов, препятствуют целеустремленному, общегосударственному развитию гидропрогнозов в этой стране.

„Основу деятельности Бюро погоды США в области гидрологического прогноза, — отмечает Г. Р. Брегман [4], — составляет служба краткосрочных прогнозов паводков. Эти прогнозы имеют основной задачей предупреждение о высоких паводках и вызываемых ими наводнениях, разливах и опасностях для сооружений и городов. . . В отличие от этого, в СССР, с его плановой системой народного хозяйства, служба гидрологических прогнозов призвана прежде всего решать . . . задачу гидрологического обеспечения текущего планирования. Продолжительность и условия навигации на внутренних водных путях, возможные размеры и распределение во времени выработки энергии на гидроэлектрических станциях, подача воды на орошение, продолжительность и условия лесосплава, нормальная эксплуатация промышленного водоснабжения, зависящие от изменений режима водоемов сроки и порядок ведения строительства гидротехнических узлов и сооружений, — все эти и многие другие стороны народнохозяйственной деятельности планируются в соответствии с гидрологическим прогнозом. Здесь прогноз помогает наиболее эффективному решению практических задач“.

Таким образом, первым фактором, определяющим возникновение и развитие гидрологических прогнозов, является уровень развития и организации народного хозяйства страны.

Вторым фактором развития гидрологических прогнозов является уровень развития смежных дисциплин гидрометеорологического цикла.

Очевидно, что научно обоснованный гидрологический прогноз может быть разработан только на основе правильного представления о физической сущности процессов взаимодействия гидросферы с атмосферой. Основные закономерности в изменении режима рек и водоемов во времени могут быть установлены на основе анализа данных наблюдений за прошлый период. Поэтому гидрологические прогнозы смогли возникнуть только после накопления значительных материалов наблюдений и выявления на их основе закономерности движения воды на площади бассейна.

Гидрологические прогнозы как раздел гидрологии являются производными от смежных дисциплин гидрометеорологического цикла. Поэтому уровень развития гидропрогнозов определяется уровнем развития общей гидрологии, а также гидрогеологии, гидрометрии, общей и синоптической метеорологии и климатологии.

Указанными выше факторами — уровнем развития народного хозяйства и смежных гидрометеорологических дисциплин — объясняется сравнительная молодость гидрологических прогнозов.

Первая попытка разработки гидрологического прогноза была сделана во Франции; в 1830 г. французское правительство поручило группе инженеров и в том числе инженеру Бельграну разработать метод предсказания паводков на р. Сена, которые причиняли значительный ущерб расположенным в долине реки жилым массивам и промышленным сооружениям. Отсутствие в то время достаточно длинных рядов наблюдений, слабое развитие общей гидрологии и отсутствие быстрых средств связи привели к тому, что Бельгран только через 20 лет, в 1850 г., смог дать первый пробный прогноз дождевого паводка для узкого круга специалистов.

Во второй половине XIX века развитие гидропрогнозов, по мере развития судоходства и гидротехнического строительства, начало проходить в более быстром темпе. В период с 1853 по 1876 г. возникают службы гидроинформаций и прогнозов на отдельных реках Франции (рр. Луара, Сена, Маас и др.); такие же службы возникают в 1886 г. в Германии (рр. Одер, Эльба, Рейн), в 1904 г. — в Австрии, Швеции, Италии и т. д.

В России первые попытки научного прогноза связаны с развитием водного транспорта. Так, в 1893 г. Казанский водный округ МПС ввел регулярные телеграфные информации по уровню воды и глубинам на перекатах в 16 пунктах на р. Волга; данные наблюдений из этих пунктов ежедневно передавались в г. Казань и использовались для информации судоводителей об условиях плавания на реке. В дальнейшем материалы гидроинформации в бассейне р. Волга были использованы В. Г. Клейбером [15], Л. П. Квицинским [14], Д. Д. Гнусиным [9] и другими исследователями для разработки способов прогноза уровня воды и глубины на перекатах. Разработанные этими исследователями способы прогноза были эффективными и передовыми по сравнению с аналогичными работами за рубежом. Поэтому, когда

в 1896 г. Академия наук официально обратилась к председателю Всероссийского съезда по водным путям с просьбой об организации исследований возможности предвидения уровней и глубин на судоходных реках, председатель съезда „с полным основанием констатировал, что исследования отечественных ученых уже создали возможность предвидения уровней и глубин“ [4].

В последующие годы до 1917 г. работа в области гидропрогнозов в России ограничивалась в основном разработкой предсказаний уровня на крупных реках (Днепр, Зап. Двина) для обеспечения судоходства. Подобные предсказания давались, как правило, по так называемому методу соответственных уровней, т. е. по данным об уровнях на верхних водомерных постах. Других методов прогнозирования, которые могли бы быть использованы на малых и средних реках, и тем более методов долгосрочного прогнозирования в то время еще не существовало, так как гидрология рек находилась в зачаточном состоянии, а ряды гидрометеорологических наблюдений были еще очень короткими. Значительным толчком к дальнейшему развитию гидропрогнозов в России послужило катастрофически высокое наводнение на реках центра Европейской части России весной 1908 г., которое нанесло огромный ущерб (только в Москве убытки равнялись 20 млн. золотых рублей) и оставило без крова 50 тыс. человек. После этого наводнения, привлечшего к проблеме гидрологического предсказания внимание широкой общественности, появилось несколько интересных исследований А. И. Воейкова [5, 6], Е. А. Гейнца [7], М. А. Рыкачева [22] и др., в которых излагались причины и возможности предсказания половодья на реках Европейской части России. Наибольший интерес из этих исследований представляют работы А. И. Воейкова [5, 6], в которых обосновывается необходимость организации в России службы гидрологических прогнозов и проведения широких работ по исследованию процессов снеготаяния и формирования весеннего половодья.

„Нигде, — отмечает А. И. Воейков, — явление снежного покрова так не велико, как в России, так как нигде нет равнины настолько обширной, отдаленной от моря и покрытой снегом зимой... Половодье наших рек зависит от таяния снега — опять-таки, при прочих равных условиях, можно ожидать тем большей прибыли весной, чем больше снега накопилось к тому времени. Последнее обстоятельство имеет и большую практическую важность, следовательно, даже затраты на него окупались бы надлежащей организацией, одним предупреждением о наводнениях“.

Предсказание половодий, по А. И. Воейкову, может быть получено только в результате широко организованных наблюдений над распределением на площади бассейна снежного покрова и дождевых осадков, а также исследований процессов таяния снега, лобгания талых и дождевых вод и их потерь. „Для предсказания, — отмечает А. И. Воейков, — нужно знать условия самой реки, рельеф всего бассейна, проницаемость пород, его образующих, и условия растительного покрова“.

Несмотря на всю обоснованность и практическую важность своих предложений, А. И. Воейкову не удалось полностью осуществить их на практике. Единственное, что удалось ему сделать в условиях царской и купеческой России, — это организовать после наводнения 1908 г. анкетный сбор сведений о снежном покрове и весеннем половодье; подобный способ сбора сведений (проводившийся до революции Академией наук) в дальнейшем получил широкое развитие и существовал до 1935 г. Материалы, накопленные этим способом, послужили основой для многочисленных исследований о процессах формирования половодья и, в частности, основой разработанного в 1922 г. В. Н. Лебедевым (Государственный гидрологический институт) способа долгосрочного прогноза весеннего половодья на реках Европейской территории Советского Союза.

Обобщая изложенное, следует отметить, что в дореволюционный период гидропрогнозы ограничивались в основном составлением простейших видов предсказаний уровня воды на крупных судоходных реках. Предсказания эти разрабатывались отдельными специалистами от случая к случаю, вследствие чего интенсивность развития и эффективность практического использования гидрологических прогнозов в дореволюционный период были невелики. Значительно больше сделано в этот период в деле накопления материалов гидрометеорологических наблюдений и становления гидрологии суши, т. е. в деле создания базы для дальнейшего развития гидропрогнозов. „Заслугой русских ученых в этот период, — отмечает Г. П. Калинин [13], — явилась постановка проблемы прогноза водного режима рек, основанная на качественном анализе процессов формирования стока и особенно весеннего половодья, позволившая наметить комплекс гидрометеорологических наблюдений, необходимых для рационального решения этой проблемы. Эти работы облегчили развитие количественных методов прогноза и создание Государственной службы прогнозов, что смогло быть осуществлено уже после Великой Октябрьской революции“.

Октябрьская революция, давшая мощный толчок развитию народного хозяйства страны, сразу же сказалась на развитии всего комплекса гидрологических дисциплин. Поставленная В. И. Лениным задача электрификации России вызвала необходимость всестороннего исследования водных ресурсов и создания методик гидрологических расчетов и прогнозов. Вот почему уже в 1919 г., несмотря на массу стоящих перед молодым советским государством жизненно важных проблем военного и хозяйственного строительства, Совет Народных Комиссаров принял решение об организации Государственного гидрологического института для научного руководства исследованиями по использованию водных ресурсов страны. Работа этого института, объединившего ведущих специалистов по различным отраслям геофизики, ускорила формирование гидрологии и, следовательно, содействовала быстрейшему развитию гидрологических прогнозов.

Историю развития гидропрогнозов от момента организации Государственного гидрологического института (ГГИ) до наших дней

можно разбить на три этапа: 1) с 1919 по 1930 г.; 2) с 1930 по 1943 г. и 3) с 1943 г. по настоящее время. Очевидно, что указанное подразделение является условным; не следует, конечно, думать, что в 1930 и 1943 гг. произошли какие-то резкие качественные изменения в развитии гидропрогнозов в СССР и поэтому границы между соседними периодами ясны и определены. 1930 и 1943 гг. рассматриваются нами прежде всего потому, что в эти годы созданы организационные предпосылки для более интенсивного развития прогнозов в будущем: в 1930 г. была организована специальная служба гидропрогнозов и информации при Центральном бюро погоды (г. Москва), а в 1943 г. Центральный институт погоды был преобразован в Центральный институт прогнозов (ЦИП) с выделением отдела речных гидропрогнозов.

Первый из указанных периодов развития — с 1919 по 1930 г. — характеризуется в основном продолжением работы по накоплению материалов гидрометеорологических наблюдений и разработке основ гидрологии суши. Исследования непосредственно для целей прогноза в этот период, хотя и более значительные по сравнению с прошлым, велись все же в ограниченных масштабах или были направлены к решению частных задач. Оперативные прогнозы выпускались еще нерегулярно.

Значительные исследования проводились в это время в Средней Азии для улучшения эксплуатации оросительных систем; поэтому Среднюю Азию называют иногда родиной отечественной гидрологии. Вместе с тем Средняя Азия может считаться и родиной отечественных прогнозов водного режима: в 1911 г. здесь были впервые начаты Э. М. Ольдекопом [19] исследования, показавшие реальные возможности предсказания расходов воды в реках по данным об осадках в горной части их бассейнов и температуре воздуха. В соответствии с этими исследованиями Э. М. Ольдекоп, а в 1924 г. Л. К. Давыдов [10] разработали схему организации наблюдений, необходимых для предсказания водного режима рек Средней Азии. Как отмечает Г. Р. Брегман [4], «это была первая серьезная практическая постановка вопроса о гидрологическом прогнозе».

В дальнейшем значительный вклад в дело развития прогнозов на реках Средней Азии внесли работы Л. К. Давыдова и П. М. Машукова, которые всесторонне исследовали связь водоносности рек с гидрометеорологическими факторами и разработали несколько методов предвычисления летнего стока, некоторые из которых до сих пор применяются на практике.

Первая работа в области гидропрогнозов для Европейской части Союза ССР была выполнена в ГГИ, где в 1922 г. под руководством В. Н. Лебедева [23] был разработан метод прогноза весеннего половодья в бассейнах рр. Волга, Дон, Днепр, Зап. Двина, Волхов, Нева, Свирь, Сев. Двина и Сухона. Прогноз по этому методу составлялся на основании анкетных сведений о высоте снежного покрова к началу снеготаяния. Работа Лебедева сыграла в свое время большую положительную роль, доказав практическую возможность

долгосрочного гидрологического прогноза. В период с 1923 по 1926 г. метод Лебедева применялся в службе оповещений Волховстрой для предупреждения о возможной высоте половодья.

Из других работ, выполненных в первый период, следует отметить первые исследования В. А. Назарова [24] и А. В. Огиевского [25] по долгосрочному прогнозированию весеннего половодья в бассейне Днепра, а также отдельные работы по вопросу использования метода соответственных уровней для прогноза уровня на крупных судоходных реках [26].

В целом, как отмечалось выше, первый период характеризуется еще сравнительно слабым развитием прогнозов; однако к концу периода уже ясно ощущается необходимость в развитии и централизации гидропрогнозов для эффективного обеспечения начинающегося в стране гидротехнического строительства (Беломорско-Балтийский канал, Свирьстрой, Днепрострой). Поэтому в 1930 г. принимается решение об организации специальной службы гидропрогнозов и информации при Центральном бюро погоды, в работе которой принимают активное участие Б. А. Аполлов, О. Т. Машкевич, В. А. Троицкий и др.

Второй период развития гидропрогнозов, начавшийся с момента организации этой службы, характеризуется интенсивным развитием долгосрочных прогнозов (главным образом весеннего половодья) и совершенствованием метода соответственных уровней. В этот период возникают многочисленные службы оповещения на строительстве гидроэлектростанций и при управлениях парохозяйств, а также Бюро гидропрогнозов и информации в управлениях гидрометеорологической службы. Гидрологические прогнозы стали широко использоваться в это время для удовлетворения растущих запросов народного хозяйства, для планирования работы гидроэлектростанций, перевозок, лесосплава, орошения и т. д. В конце периода — с 1941 по 1943 г. — прогнозы стали применяться (правда, в весьма ограниченном количестве) для обеспечения боевых действий на фронтах Великой Отечественной войны.

Из работ и исследований этого периода необходимо отметить следующее.

В 1931—1940 гг. опубликованы многочисленные работы А. В. Огиевского [27], В. А. Назарова [28], О. Т. Машкевича [29], В. Д. Комарова [30], Е. М. Соколовой [31], О. А. Спенглера [32] и др. по прогнозу весеннего половодья. В отличие от аналогичных работ в первый период эти работы характеризуются более точным учетом факторов, определяющих сток половодья; в частности, для прогноза половодья в этих работах начинают использоваться данные о запасе воды в снежном покрове (произведение высоты снега на его плотность), тогда как ранее использовались только данные о высоте снежного покрова.

Значительное число исследований было также посвящено развитию и уточнению метода соответственных уровней. В частности, в работах Б. А. Аполлова, Ф. И. Быдина, В. А. Назарова, А. В. Огиевского и др. были изложены новые приемы определения



скорости движения паводка в русле и сделаны первые попытки учета боковой приточности. В работах Е. В. Берга, К. П. Воскресенского и М. И. Львовича были использованы изохроны добегания стока в речной системе и произведено увеличение заблаговременности прогноза путем введения так называемых прогнозов на речной системе.

Наконец, в период с 1931 по 1943 г. появился ряд работ, послуживших фундаментом для последующего развития методики краткосрочных прогнозов стока на малых и средних реках; до этого времени подобных прогнозов еще не существовало.

Так, в 1931 г. появилась работа М. А. Великанова [33], в которой впервые были сформулированы основные принципы метода изохрон. В дальнейшем этот метод получил широкое развитие и в настоящее время является одним из перспективных методов краткосрочного прогнозирования.

В 1935 г. Б. А. Аполлов [34] впервые излагает принцип нового метода прогнозирования — метода водного баланса, также оказавшего весьма плодотворным.

В 1933 г. Н. М. Бернадский [35] издает первый курс речной гидравлики, в котором излагает ряд новых и оригинальных мыслей (в частности, о связи между колебаниями объема воды в русловой сети и временем добегания руслового стока), оказавших существенное влияние на дальнейшее развитие теории прогнозирования.

В конце периода — в 1940—1943 гг. — появилось несколько важных в теоретическом и практическом отношении работ М. И. Львовича [36], Е. В. Берга [37], Г. А. Санина [38] и др., посвященных усовершенствованию и практическому использованию метода изохрон. Авторы этих работ не только усовершенствовали так называемый способ элементарного паводка, но и разработали [39] первый конкретный способ учета потерь дождевого стока (способ Е. В. Берга), тем самым создав реальные возможности для практического использования метода изохрон.

Расширение практического использования и усложнение методик прогнозирования потребовало подготовки специальных кадров гидропрогнозистов. По этой причине сначала в Московском (1934 г.), а затем в Харьковском (1937 г.) гидрометеорологических институтах был введен курс гидрологических прогнозов, чтение которого было начато Б. А. Аполловым. С этой же целью — для повышения квалификации кадров — в Государственном гидрологическом институте (1938 г.), а впоследствии в Центральном институте прогнозов (1943 г.) начали регулярно проводиться съезды и конференции гидрологов-прогнозистов, которые сыграли большую роль в обмене опытом работы и общем развитии научных исследований.

Третий, современный этап развития гидропрогнозов характеризуется прежде всего большой интенсивностью научно-исследовательской работы, проводимой в Центральном институте прогнозов, Государственном гидрологическом институте, Киевском научно-исследовательском гидрометеорологическом институте и местных управлениях гидрометеорологической службы.

Что же касается практического использования гидропрогнозов, то масштабы его стали весьма значительны; это, в частности, иллюстрируется такой цифрой: в 1950 г. подразделения гидрометеорологической службы дали различным ведомствам и организациям около 80 000 справок с прогнозными и информационными данными по различным рекам Союза ССР; в это количество не входят прогнозы, выпускаемые внутри ведомств, например в управлениях парохозяйства и управлениях энергетики. Если учесть, что 20 лет назад, в 1935 г., народному хозяйству было дано всего лишь около 5000 справок, то станет очевидным, что развитие и практическое внедрение гидропрогнозов происходили в последние годы весьма быстрыми темпами.

Значительная часть всех исследований в последний период времени сконцентрирована на проблеме краткосрочного прогноза паводков методом изохрон. Этой проблеме посвящены, в частности, многочисленные работы А. В. Огиевского, Г. П. Калинина, В. Д. Комарова, Б. П. Казанцева и других исследователей. Многие из этих работ позволили выявить новые методологические возможности для генетического анализа формирования стока, а также реальные пути уточнения и увеличения заблаговременности гидрологических прогнозов. Особенно плодотворными для общего развития прогнозов оказались выдвинутый А. В. Огиевским принцип бассейна-индикатора и предложение Г. П. Калинина об использовании для целей прогноза данных об объеме воды и суммарном притоке в русловой сети бассейна.

Второй значительной проблемой, которая решалась и решается в последние годы, является разработка методики расчета снеготаяния и потерь талого стока. Этой теме были посвящены многочисленные работы П. П. Кузьмина, Е. Г. Попова, В. Д. Комарова и других исследователей. Наконец, третьей центральной темой научно-исследовательской работы последнего периода является разработка прогнозов стока методом водного баланса. В настоящее время тема эта (так же, вероятно, как и все предыдущие) еще далека от полного решения. Однако несомненный успех, достигнутый Г. П. Калининым в разработке прогнозов по объему воды в русловой сети, а также хорошие результаты, полученные Т. Т. Макаровой при использовании метода водного баланса для прогноза половодья на р. Молога, подтверждают перспективность и актуальность этого метода прогнозирования.

В целом научно-исследовательская работа последних лет направлена к одной цели — повышению точности и заблаговременности гидрологических прогнозов. Усилиями гидрологов-прогнозистов и прежде всего ведущего коллектива Центрального института прогнозов существенно развита теория гидропрогнозов, особенно краткосрочных, и созданы предпосылки для более строгого теоретического решения проблемы долгосрочного прогнозирования стока. В результате этого значительно повысилась точность прогнозов; например, 20—25 лет назад прогнозы в большинстве случаев давались в качественном или ориентировочном виде в следующих формулировках: „Ожидается

некоторое повышение уровня" или "Ожидается уровень выше среднего"; в настоящее время такие неопределенные прогнозы уже не выпускаются; все современные прогнозы являются количественными — в них указываются конкретная дата и величина прогнозируемого элемента, а также величина допустимой погрешности прогноза.

Несмотря на очевидные успехи развития, некоторые виды прогнозов, главным образом долгосрочные, остаются еще эмпирическими по своему существу и точность их отстает от требований практики. Это объясняется, во-первых, молодостью не только гидрологических прогнозов, но и самой гидрологии и, во-вторых, исключительной сложностью процесса стока с площади водосбора. Последнее, в частности, хорошо учитывал один из естествоиспытателей XVII века Галилео Галилей, который говорил: „Светилам небесным я могу предсказать их путь, но я ничего не могу сказать о движении маленькой капли воды“. „Это, — отмечает Г. Р. Брегман [3], — следовало бы усвоить тем людям, которые, сетуя на неточность прогнозов погоды и гидрорежима, восхищаются точностью астрономического предвычисления“.

Сложность процесса стока объясняется прежде всего наличием бесконечно большого числа факторов, определяющих движение частицы воды на пути от места выпадения дождя до замыкающего створа реки.

Капли дождя, имеющие в отдельности небольшую массу и инерцию, подвержены на пути до замыкающего створа влиянию массы факторов. На движение воды оказывают влияние уклон и микрорельеф в месте выпадения дождя, род растительности, температура воздуха и почвы, интенсивность и продолжительность дождя, вид и структура почвы, влажность почвы, глубина залегания и уклон грунтовых вод и т. д. и т. д.

Полностью учесть влияние всех этих факторов на всем пути движения воды, очевидно, невозможно. Практически возможное предвычисление стока может основываться на учете только нескольких главных факторов, и поэтому практически возможный прогноз всегда будет иметь некоторую ошибку, пропорциональную удельному весу неучтенных факторов.

Наличие большого числа определяющих факторов и невозможность их полного учета делают понятным сложность задачи, стоящей перед теоретиками-прогнозистами и приводят к выводу о неизбежности элементов эмпиризма в гидропрогнозах, так как невозможно построить систему дифференциальных уравнений, полностью описывающих связь прогнозируемого элемента со всеми определяющими его факторами.

„Поэтому, — отмечает Г. Р. Брегман [3], — надежный гидрометеорологический прогноз вполне реален, тогда как точный прогноз, в строгом смысле этого слова, невозможен. При этом . . . под надежным прогнозом следует понимать такой прогноз, который всегда оправдывается при заданных пределах точности, учитывающих слу-

чайность некоторых формирующих предсказываемое явление факторов“.

Таким образом, целью работы гидропрогнозистов является не получение абсолютно точного прогноза, который недостижим, а разработка физически обоснованных и практически применимых методик, дающих возможность получать прогнозы с максимально возможной, для данного уровня развития, точностью.

В данном учебном пособии излагаются только краткосрочные прогнозы стока на равнинных реках, т. е. часть курса гидрологических прогнозов. Для общего представления о содержании этого курса приведем классификацию речных гидрологических прогнозов.

Существующие в настоящее время речные гидрологические прогнозы можно<sup>1</sup> классифицировать по трем основным признакам:

1) по виду реки: а) прогнозы на равнинных реках, б) прогнозы на горных реках;

2) по прогнозируемому элементу: а) прогнозы стока (уровня, расхода), б) прогнозы ледовых явлений;

3) по заблаговременности прогноза: а) краткосрочные прогнозы — с заблаговременностью до 10 суток, б) долгосрочные прогнозы — с заблаговременностью от 10 суток до 1 года, в) сверхдолгосрочные прогнозы — с заблаговременностью от 1 года и более;

4) по территориальному признаку: а) локальные, или местные, б) фоновые, или районные.

Классификация по виду реки объясняется различными условиями формирования гидрологических процессов на равнинных и горных реках. В частности, летне-осенний сток на горных реках формируется за счет таяния ледников и снега в горах выше снеговой линии и, следовательно, определяется температурой воздуха, в то время как на равнинных реках летне-осенний сток определяется запасом грунтовых вод и осадками на площади водосбора, т. е. от температуры воздуха не зависит.

Классификация по второму признаку — по прогнозируемому элементу — объясняется различием факторов, определяющих формирование стока и ледовых явлений и, следовательно, различием методов их прогнозирования.

Классификация по заблаговременности прогнозов является условной и определяется уровнем развития гидропрогнозов и особенностями существующей системы их оценки.

Наконец, подразделение прогнозов на локальные и фоновые исходит из площади, охватываемой прогнозом. В первом случае подразумеваются прогнозы для отдельных пунктов или участков рек, во втором — прогнозы средних величин стока для какой-либо территории.

В соответствии с приведенной классификацией курс гидрологических прогнозов может быть подразделен на четыре части:

<sup>1</sup> Мы говорим „можно“, так как общепринятой классификации прогнозов еще не существует.

рометрические методы применяются в основном на средних и крупных реках с большой протяженностью русловой сети и большим запасом воды в ней. В отличие от этого гидрометеорологические методы применимы в основном на реках со сравнительно небольшой площадью водосбора и небольшим запасом воды в русловой сети. Более подробно об этом будет изложено ниже, при описании методов прогнозирования. В общих же чертах различия указанных методов в зависимости от площади водосбора объясняются следующим.

Очевидно, что колебания руслового стока вызываются осадками, причем

$$Q_T = f \left[ \sum_{T-\tau_0}^{T-\tau_0} (x-p) \right], \quad (1.1)$$

где  $Q_T$  — расход в замыкающем створе бассейна в момент  $T$ ;  
 $\sum_{T-\tau_0}^{T-\tau_0} (x-p)$  — осадки и потери стока на площади водосбора до момента  $T - \tau_0$  (начало периода пока не устанавливаем);  
 $\tau_0$  — среднее время добегаания осадков до замыкающего створа бассейна.

На этой зависимости и основаны, строго говоря, все современные краткосрочные прогнозы стока, как гидрометрические, так и гидрометеорологические. Таким образом, несмотря на различия в исходных материалах, гидрометрические и гидрометеорологические методы имеют общую основу — зависимость (1.1); исходя из этого, можно сказать, что отличие гидрометрических методов от методов гидрометеорологических заключается в приеме учета осадков и потерь стока на площади водосбора. В гидрометрических методах учет этих факторов производится косвенно, путем использования гидрометрических наблюдений в русловых сети; в отличие от этого в гидрометеорологических методах учет осадков и потерь стока производится непосредственно, путем использования материалов наблюдений над этими элементами.

Предположим, что момент  $T$  — дата выпуска прогноза; исходя из этого, установим вид прогнозных зависимостей, соответствующих двум указанным направлениям краткосрочного прогнозирования.

Прежде всего из (1.1) следует

$$Q_{T+\tau_0} = f \left[ \sum_{T-\tau_0}^T (x-p) \right]. \quad (a)$$

Эту зависимость можно рассматривать как теоретическую основу гидрометеорологических методов прогнозирования; таким образом заблаговременность прогнозов по гидрометеорологическим методам равна  $\tau_0$ , т. е. времени добегаания осадков с площади водосбора.

Прибавив теперь к индексам времени в обеих частях (1.1) величину  $t$ , получим

$$Q_{T+t} = f \left[ \sum_{T-\tau_0+t}^{T-\tau_0+t} (x-p) \right] = f \left[ Q_T, \sum_{T-\tau_0}^{T-\tau_0+t} (x-p) \right]. \quad (б)$$

Величина  $Q_T$  в правой части этого равенства следует из подстановки (1.1).

В отличие от (а) зависимость (б) может рассматриваться как теоретическая основа гидрометрических методов прогнозирования; следовательно, величина  $t$  в зависимости (б) является заблаговременностью прогнозов по этим методам.

Сравнивая (б) с (а), приходим к выводу, что в гидрометрических методах осадки подразделяются на две части: осадки, которые к моменту  $T$  уже достигли русла и образовали сток с расходом  $Q_T$ , и осадки, которые стекают в русловую сеть в период от  $T$  до  $T+t$ , т. е. в период заблаговременности прогноза. Очевидно, что в период от  $T$  до  $T+t$  первая часть осадков будет стекать по руслу и, следовательно, величина  $t$  не может быть больше времени руслового добегаания, т. е. периода, в течение которого паводки проходят всю русловую сеть от истока до замыкающего створа.

Как будет изложено ниже, уверенные гидрометрические прогнозы имеют заблаговременность  $t \leq \frac{1}{2} \tau$ , где  $\tau$  — время руслового добегаания. Этим в основном и определяются следующие особенности применения гидрометрических методов.

Во-первых, так как, согласно условию  $t \leq \frac{1}{2} \tau$ , т. е. величина  $t$  сравнительно невелика, то осадками в период от  $T$  до  $T+t$  можно пренебречь; принимая это, получим из (б) приближенную зависимость

$$Q_{T+t} \approx f(Q_T), \quad (в)$$

которая является практической основой гидрометрических методов прогнозирования.

Во-вторых, так как  $t \leq \frac{1}{2} \tau$ , то гидрометрические методы могут быть использованы только на крупных или средних реках, имеющих большую величину руслового времени добегаания  $\tau$ . На малых реках, где время руслового добегаания небольшое (например,  $\tau = 1$  сут.), заблаговременность прогнозов по гидрометрическим методам будет невелика и, следовательно, применение их будет нецелесообразно.

В отличие от этого гидрометеорологические методы применимы в основном на малых водосборах, что объясняется двумя причинами. Во-первых, из сравнения (а) с (б) следует, что  $\tau_0 > t$ , т. е. заблаговременность прогнозов по гидрометеорологическим методам всегда больше, чем по гидрометрическим. Поэтому гидрометеорологические методы могут быть использованы там, где гидрометрические методы уже неприменимы (из-за небольшой величины  $t$ ).

Во-вторых, гидрометеорологические методы, как будет изложено ниже, основаны на предположении о равномерности осадков и потерь стока на площади водосбора [т. е. величин  $x$  и  $p$  в формуле (а)]. Очевидно, что это условие справедливо только для бассейнов небольшого

размера, имеющих сравнительно однородные по площади физико-географические и климатические характеристики. По этой причине рассматриваемые методы практически применимы только на малых водосборах.

Основываясь на выводах некоторых малочисленных пока что исследований, можно отметить, что гидрометеорологические методы (в основном метод изохрон) применимы на водосборах площадью до 20 тыс. км<sup>2</sup> (для средней полосы Европейской территории Советского Союза); на водосборах большего размера применимы только гидрометрические методы прогнозирования (методы тенденций и соответственных уровней).

## 2. ОЦЕНКА ПРОГНОЗОВ И МЕТОДОВ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Основным вопросом, возникающим при выпуске любого прогноза и разработке метода прогнозирования, является вопрос о качестве выпускаемых предсказаний, т. е. о возможных ошибках, которые могут быть получены при использовании данного метода. Без ясного и объективного решения этого вопроса невозможно производить сравнительную оценку различных прогнозов и заниматься усовершенствованием методик прогнозирования. Последнее имеет особенно большое значение, так как качество оперативных прогнозов зависит прежде всего от совершенства методов прогнозирования. Поэтому объективная система оценки прогнозов должна рассматриваться прежде всего как стимул ускорения развития науки о гидрологических прогнозах.

Существующий в настоящее время способ оценки гидрологических прогнозов был разработан в 1940 г. в Государственном гидрологическом институте [6].

В последние годы в этот способ были внесены некоторые существенные изменения, и сейчас он является единственным официально принятым способом оценки прогнозов (краткосрочных и долгосрочных) в системе Главного управления гидрометеорологической службы СССР.

Способ (в применении к краткосрочным прогнозам) основан главным образом на двух предпосылках:

1) оценка прогнозов производится путем вычисления их относительных погрешностей в процентах от так называемой расчетной амплитуды колебания прогнозируемого элемента за период заблаговременности прогнозов;

2) удовлетворительными считаются прогнозы, погрешности которых не превышают 20 или 15% от расчетной амплитуды колебания прогнозируемого элемента (в зависимости от совершенства применяемого метода прогнозирования).

Первая из этих предпосылок введена с целью создания универсальной системы оценки для всех рек вне зависимости от их режима.

Достигнуть универсальности оценки при использовании абсолютных погрешностей прогнозов невозможно, так как невозможно уста-

новить для всех рек одинаковую абсолютную величину допустимой погрешности. Для Невы, например, ошибка прогноза уровня  $\pm 0,5$  м является огромной, недопустимой, так как колебания уровня Невы сравнительно невелики (исключая случаев ветровых нагонов), в то время как для Средней Волги эта ошибка может уже считаться допустимой, так как уровень воды колеблется здесь весьма значительно.

Вторая из отмеченных предпосылок является условной и определяется степенью совершенства методов, используемых при прогнозировании. Условность этой предпосылки подчеркивается двойным критерием удовлетворительности прогнозов — 20 или 15% от амплитуды. Вторая из этих величин применяется при оценке весьма совершенных методов прогноза, для которых первый критерий оценки — 20% от амплитуды — является уже заниженным.

По мере совершенствования методики прогнозирования критерий удовлетворительности прогнозов (в процентах от амплитуды) будет, очевидно, уменьшаться; таким образом, эта величина является производной от уровня развития гидрологических прогнозов.

Согласно изложенному, оценка краткосрочных прогнозов производится путем вычисления относительных погрешностей прогнозов в долях от расчетной амплитуды прогнозируемого элемента (уровня или расхода).

*Расчетной амплитудой прогнозируемого элемента называется обеспеченная на 95% сумма положительных и отрицательных величин изменений прогнозируемого элемента за период заблаговременности прогноза.*

Определение расчетной амплитуды производится по данным о величинах изменений прогнозируемого элемента за период заблаговременности прогноза:

$$\Delta H_t = H_t - H_{t-\tau}, \quad (2.1)$$

где  $\Delta H_t$  — величина изменения прогнозируемого элемента (в данном случае уровня) за период заблаговременности прогноза  $\tau$ ;

$H_t$  — фактическая величина прогнозируемого элемента в момент  $t$ ;

$H_{t-\tau}$  — фактическая величина прогнозируемого элемента в момент  $t - \tau$ .

По этому равенству определяется 100—200 величин  $\Delta H_t$  в годы с наиболее резкими и значительными колебаниями рассматриваемого элемента во времени. По этим данным составляется табл. 1.

Величины интервалов при составлении таблицы выбираются так, чтобы число их было не менее восьми. В гр. 2 и 3 указывается число положительных и отрицательных (отдельно) изменений  $\Delta H$  в пределах данного интервала (в абсолютных единицах — в числителе и в процентах от общего числа случаев — в знаменателе); в гр. 4 и 5 подсчитывается обеспеченность положительных и отрицательных изменений  $\Delta H$  как нарастающая сумма процентов повто-

режности в гр. 2 и 3, и, наконец, в гр. 6 подсчитывается суммарная обеспеченность положительных и отрицательных величин  $\Delta H$ .

Таблица 1

Подсчет обеспеченности изменений уровня (расхода) воды за период заблаговременности прогноза

Река \_\_\_\_\_ Пункт \_\_\_\_\_ Год \_\_\_\_\_

Период режима \_\_\_\_\_ Заблаговременность прогноза \_\_\_\_\_

Интервалы величин изменения уровня или расхода	Частота величин изменения <sup>1</sup>		Обеспеченность $P$ величин изменения в процентах		
	положительных	отрицательных	положительных	отрицательных	сумма
1	2	3	4	5	6
0—50	26/15	32/19	15	19	34
51—100	15/9	24/14	24	33	57
101—150	12/7	19/11	31	44	75
351—400	—	3/2	40	60	100

Данные табл. 1 (гр. 1, 4 и 5) используются для построения кривых обеспеченности положительных и отрицательных изменений  $\Delta H$  (рис. 1). Следует при этом отметить, что величины обеспеченности в гр. 4 и 5 относятся к верхним границам интервалов — 50, 100, 150 см и т. д. Кривые обеспеченности строятся в прямоугольных осях координат, причем по вертикальной оси графика, вверх от нуля, откладываются положительные изменения  $\Delta H$  (рис. 2), а вниз — отрицательные; по горизонтальной оси откладывается обеспеченность  $P$  положительных и отрицательных  $\Delta H$  (гр. 4 и 5).

Расчетная амплитуда прогнозируемого элемента снимается с кривых обеспеченности на рис. 2 как сумма величин положительных и отрицательных  $\Delta H$ , обеспеченных (в сумме) на 95%,

$$A_p = \Delta H_a + \Delta H_b, \quad (3.1)$$

где  $A_p$  — расчетная амплитуда;

$\Delta H_a$  — положительное изменение прогнозируемого элемента, обеспеченность которого на 2,5% меньше максимально возможной обеспеченности (для положительных  $\Delta H$ );

$\Delta H_b$  — отрицательное изменение прогнозируемого элемента, обеспеченность которого на 2,5% меньше максимально возможной обеспеченности (для отрицательных  $\Delta H$ ).

<sup>1</sup> Числитель — число случаев, знаменатель — процент от общего числа случаев.

Обеспеченность 95%, как критерий расчетной амплитуды, является величиной, принятой условно; одной из причин выбора этого критерия является малая вероятность повторения наибольших величин  $\Delta H$ , которые к тому же значительно превышают величины  $\Delta H_a$  и  $\Delta H_b$ . Поэтому если расчетную амплитуду вычислять не как сумму  $\Delta H_a$  и  $\Delta H_b$ , а как сумму максимальных величин  $\Delta H$  (положительных и отрицательных), то полученная таким образом амплитуда будет значительно завышена по сравнению с наиболее вероятной величиной.

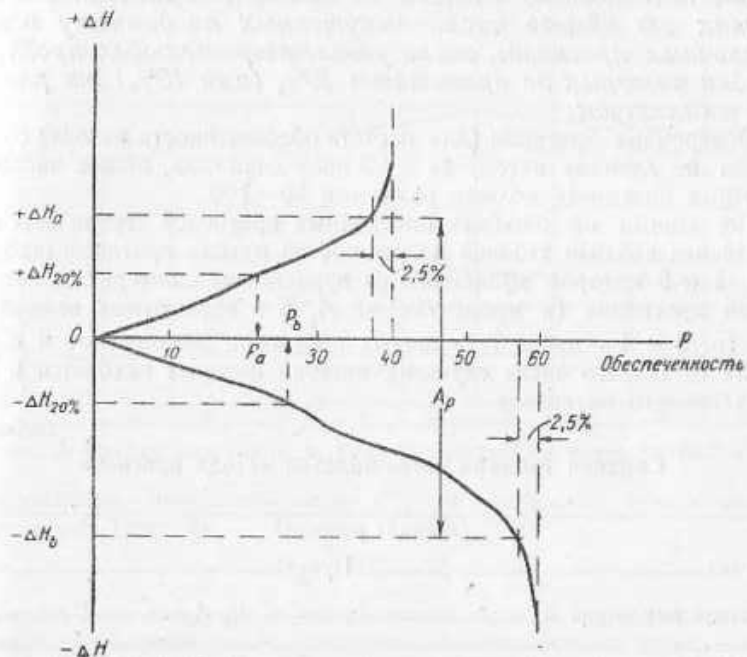


Рис. 1. Кривые обеспеченности изменений уровня за период заблаговременности.

Расчетная амплитуда  $A_p$  прогнозируемого элемента используется как для оценки самих прогнозов, так и для оценки методов прогнозирования.

Оценка оперативных прогнозов (т. е. каждого прогноза в отдельности) производится в соответствии с указанными выше предпосылками по следующей шкале.

Характеристика прогноза	Допустимая ошибка в процентах от расчетной амплитуды
Отличный	5
Хороший	5,1—10
Удовлетворительный	10,1—20
Неудовлетворительный	>20

Оценка метода прогноза, т. е. определение вероятного качества прогнозов, которые будут выпускаться по данному методу, производится путем вычисления двух величин:

- 1) обеспеченности метода,
- 2) природной обеспеченности прогнозируемого элемента.

Соотношение этих величин определяет так называемую эффективность метода, под которой понимается возможность использования данного метода в практической работе.

*Обеспеченностью метода называется выраженное в процентах от общего числа выпущенных по данному методу поверочных прогнозов, число удовлетворительных прогнозов, ошибки которых не превышают 20% (или 15%) от расчетной амплитуды.*

Поверочные прогнозы (для расчета обеспеченности метода) составляются по данному методу за 2—3 последних года, общее число поверочных прогнозов должно равняться 50—100.

По данным об ошибках поверочных прогнозов составляется так называемая сводная таблица погрешностей прогноза (табл. 2), в гр. 1 и 2 которой выписываются нарастающие интервалы погрешностей прогнозов (в процентах от  $A_p$  и в абсолютных величинах), а в гр. 3 и 4 — число поверочных прогнозов (абсолютное и в процентах от общего числа случаев), ошибки которых находятся в пределах данного интервала.

Таблица 2

Сводная таблица погрешностей метода прогноза

(элемент режима)			
Река _____		Пункт _____	
Расчетная амплитуда $A_p$ _____		$1/5 A_p$ _____	
Величина погрешности прогноза		Число прогнозов	
в % от $A_p$	абс.	абс.	в % от общего числа
1	2	3	4
0—5	0—6	15	48
0—10	0—13	26	84
0—15	0—20	28	90
0—20	0—27	29	94
0—30	0—41	31	97
0—макс.	0—43	31	100
Обеспеченность метода . . . . .		94%	

Обеспеченность метода находится в строке для интервала погрешности 0—20% от  $A_p$ ; в рассмотренном случае обеспеченность метода равна 94%.

Помимо обеспеченности метода, как отмечено выше, при оценке прогнозов определяется „природная“ обеспеченность прогнозируемого элемента.

*Природной обеспеченностью прогнозируемого элемента называется суммарная обеспеченность положительных и отрицательных изменений этого элемента за период заблаговременности прогнозов, равных 20% от  $A_p$ .*

Иными словами, если обозначить обеспеченность положительных изменений, равных 20% от  $A_p$ , через  $P_a$ , а обеспеченность таких же

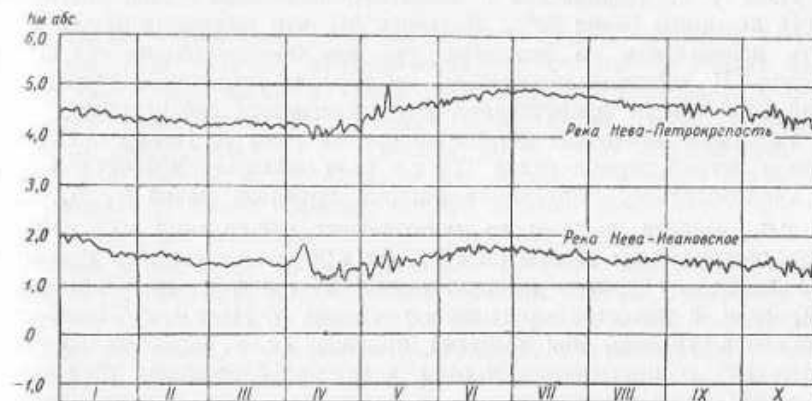


Рис. 2. График колебания р. Нева за средний по водности 1927 г.

отрицательных изменений через  $P_b$ , то природная обеспеченность будет равна (рис. 2):

$$P_{пр} = P_a + P_b. \quad (4.1)$$

Смысл этой величины с точки зрения системы оценки заключается в следующем: очевидно,  $P_{пр}$  является обеспеченностью таких изменений прогнозируемого элемента за период заблаговременности, которые, согласно рассмотренным выше нормам, являются удовлетворительными. Таким образом, природную обеспеченность можно трактовать как обеспеченность метода прогнозирования, который основан на предположении о постоянстве стока (уровня или расхода) за период заблаговременности прогноза. Иными словами, в этом случае в качестве прогнозной величины принимается уровень или расход воды в день выпуска прогноза. Так, например, если среднесуточный уровень в день выпуска прогноза, например 20/V, равен 220 см, то при заблаговременности 2 дня принимается, что уровень 22/V будет также равен 220 см.

Подобное „предсказание“ уровня и есть природный прогноз, т. е. прогноз по уровню сегодняшнего дня. Обеспеченность „природных“ прогнозов, или природная обеспеченность, будет, очевидно, равна сумме обеспеченностей положительных и отрицательных изменений  $\Delta H$ , равных 20% от  $A_p$ , так как если рассматривать эти изме-

нения как ошибки природного прогноза, то они являются предельно допустимыми. Исходя из этого, природная обеспеченность может быть определена по кривым обеспеченности величин  $\Delta H$  (см. рис. 2), как это было изложено выше.

Природная обеспеченность, или обеспеченность природных прогнозов, определяется потому, что одна обеспеченность метода исчерпывающей характеристикой ценности этого метода не является.

Поясним это примером.

Предположим, имеется метод прогноза среднесуточных уровней р. Нева у с. Ивановское с заблаговременностью 3 дня, обеспеченность которого равна 90%. Казалось бы, что подобный метод может быть использован на практике, так как обеспеченность его весьма высока. В действительности же он неудовлетворителен и практической ценности не представляет. Это объясняется следующим.

Расчетная амплитуда колебания уровня воды р. Нева у с. Ивановское в летний период равна 125 см (для заблаговременности 3 дня), и, следовательно, допустимая ошибка прогноза равна  $\frac{1}{5} A_p$ , т. е. 25 см. Вместе с этим из многолетних наблюдений над уровнем в рассматриваемом створе следует, что в 90% всех случаев трехдневные изменения уровня не превышают 25 см (рис. 2); таким образом, если в качестве прогнозного уровня р. Нева — с. Ивановское принимать уровень дня выпуска прогноза (т. е. исходить из предположения о постоянстве уровня в течение ближайших трех дней), то в 90% всех случаев подобные прогнозы можно считать удовлетворительными.

Сравнивая обеспеченность подобных природных прогнозов (90%) с обеспеченностью специального метода прогнозирования (90%), приходим к выводу о бессельности этого метода.

Очевидно, любой метод прогнозирования может считаться целесообразным и практически применимым только тогда, когда его обеспеченность будет выше естественной, природной обеспеченности колебаний прогнозируемого элемента. Поэтому эффективность метода прогнозирования, т. е. возможность использования его на практике, может быть установлена лишь в результате сравнения между собой двух величин — обеспеченности метода и природной обеспеченности прогнозируемого элемента.

Согласно официально принятой инструкции [7], эффективными считаются методы, обеспеченность которых равна или превышает 80% в зависимости от следующих соотношений между обеспеченностью метода и природной обеспеченностью прогнозируемого элемента:

При природной обеспеченности (в %)	60	70	80	88	96
Минимальная допустимая обеспеченность метода должна равняться	$\geq 80$	85	90	95	100

Таким образом, рассмотренный выше метод прогноза уровня воды р. Нева у с. Ивановское должен иметь, согласно этим нормам, обеспеченность не менее 96%, так как природная обеспеченность трехдневных колебаний уровня в этом створе равна 90%.

Следует отметить, что указанные нормы являются условными и зависят от современного уровня развития методики прогнозов. Несомненно, что дальнейшее совершенствование методики приведет к созданию более жестких норм, т. е. к увеличению минимально допустимого разрыва между природной обеспеченностью и обеспеченностью методов прогнозирования. Эффективность метода служит единственным критерием применимости его на практике: неэффективные методы, т. е. методы, не удовлетворяющие указанным выше нормам, в практике оперативной работы использоваться быть не могут.

Согласно изложенному, основным достоинством способа оценки прогнозов ГГИ является применимость его для оценки любых прогнозов, вне зависимости от вида прогнозируемого элемента и особенностей гидрологического режима реки. Кроме того, основные исходные предпосылки этого способа могут быть использованы не только для оценки методов, но и для оценки отдельных оперативных прогнозов; таким образом, второй отличительной особенностью способа является согласованность принципов оценки оперативных прогнозов и методов прогнозирования. Все это выгодно отличает способ ГГИ от других возможных приемов оценки, например от оценки по коэффициенту корреляции фактических и спрогнозированных величин стока. Несмотря на кажущуюся объективность и математическую обоснованность, этот прием не может быть использован для оценки отдельных оперативных прогнозов. Кроме этого, при использовании подобного приема неизбежно возникает вопрос о критерии удовлетворительности прогнозов, так как коэффициент корреляции характеризует тесноту связи фактических и спрогнозированных величин стока, но не дает представления об удовлетворительности или неудовлетворительности этой тесноты. Поэтому использование коэффициента корреляции не исключает необходимости в разработке каких-то условных норм удовлетворительности прогнозов и, следовательно, указанный прием оценки никаких преимуществ по сравнению с простым и гибким способом ГГИ не имеет.

Способ ГГИ применяется в настоящее время не только для оценки речных, но и для морских гидрологических прогнозов.

РАЗДЕЛ II  
МЕТОД ТЕНДЕНЦИЙ

1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТОДА

Метод тенденций — это метод прогноза стока путем экстраполирования графика уровня или расхода в данном створе реки на некоторый срок вперед.

Метод основан на предположении о постоянстве закона изменения уровня или расхода в период заблаговременности прогноза, т. е. на предположении, что существующая в настоящее время тенденция в изменении уровня или расхода сохранится неизменной в период заблаговременности прогноза; поэтому данный метод и получил название метода тенденций.

Возможность надежного экстраполирования уровня или расхода и продолжительность экстраполирования определяются особенностями гидрологического режима реки, главным образом средней продолжительностью однозначных изменений уровня или расхода (т. е. продолжительностью непрерывных подъемов и спадов).

Наилучшие условия для прогноза по методу тенденций имеются в низовьях крупных рек, где подъемы и спады уровня характеризуются плавностью и большой продолжительностью.

На средних реках возможность уверенного экстраполирования уровня и расхода значительно уменьшается, так как режим этих рек характеризуется обычно пикообразностью колебаний уровня, т. е. резкими и непродолжительными подъемами и спадами.

Наконец, на малых реках, где средняя продолжительность устойчивых подъемов и спадов не превышает 5—6 дней, метод тенденций не может быть использован даже при заблаговременности прогнозов один день. Это вытекает из следующего.

Предположим, что неудовлетворительными прогнозами по методу тенденций (с заблаговременностью одни сутки) являются прогнозы, ошибочные по фазе хода уровня или расхода (предполагается, например, что будет продолжаться подъем, а на самом деле наступает спад, или наоборот). Обеспеченность прогнозов будет равна в этом случае

$$P = \frac{T-1}{T} 100, \quad (1.2)$$

откуда

$$T = \frac{100}{100-P}, \quad (2.2)$$

где  $T$  — средняя продолжительность однозначного изменения уровня (в сутках),  $P$  — обеспеченность метода прогноза (в процентах).

Так как минимальная обеспеченность эффективного метода должна равняться, согласно изложенному, 80% (предположим, что природная обеспеченность равна 60%), то метод тенденций может быть использован только в том случае, если средняя продолжительность устойчивых подъемов и спадов не будет меньше

$$T = \frac{100}{100-80} = 5 \text{ сут.}$$

При меньшей продолжительности однозначных изменений уровня метод тенденций будет, очевидно, неэффективным и, следовательно, не сможет быть применен на практике.

В заключение общей характеристики метода тенденций следует отметить, что он является наиболее старым и простым из всех существующих в настоящее время методов прогнозов. Из этого, однако, не следует делать вывод о несовершенстве и неприменимости метода в практической работе.

В ряде случаев, например при прогнозах растянутых и плавных паводков и половодий в низовьях крупных рек, метод тенденций может оказаться не только наименее трудоемким, но и наиболее точным, особенно при прогнозах малой заблаговременности (2—3 дня). Поэтому применение этого метода может оказаться полезным на практике.

2. СПОСОБЫ ПРОГНОЗОВ ПО МЕТОДУ ТЕНДЕНЦИИ

Согласно изложенному, основным содержанием метода тенденций является экстраполирование хронологического графика уровня или расхода на несколько дней вперед.

Вместе с этим известно, что экстраполирование любой кривой (в том числе и кривой колебания уровня) может быть произведена несколькими способами, которые отличаются друг от друга исходными предпосылками и точностью. Таким образом, точность прогнозов по методу тенденций зависит прежде всего от способа экстраполирования графика изменения стока.

Все существующие способы экстраполирования можно разбить на две группы: а) линейные и б) нелинейные.

Способ линейного экстраполирования основан на предположении постоянства градиента рассматриваемого элемента во времени, т. е.

$$\frac{\Delta H}{\Delta t} = \text{const},$$

где  $H$  — уровень или расход воды.



Исходя из этой предпосылки, экстраполирование уровня или расхода производится по прямой линии, наклон которой к осям координат равен среднему наклону последнего (перед днем выпуска прогноза) отрезка гидрографа.

В отличие от этого способа нелинейное экстраполирование основано на предположении о непостоянстве градиента изменения уровня или расхода во времени, т. е.

$$\frac{\Delta H}{\Delta t} \neq \text{const.}$$

Экстраполирование гидрографа стока производится в этом случае по кривой, уравнение которой устанавливается аналитическим или графическим путем.

В соответствии с указанным подразделением прогнозы стока по методу тенденций могут быть подразделены на прогнозы по линейной тенденции и прогнозы по нелинейной тенденции.

Изложение этих способов приводится ниже.

### 3. ПРОГНОЗЫ ПО ЛИНЕЙНОЙ ТЕНДЕНЦИИ [1, 6, 11]

Практическое осуществление этого способа производится следующим образом.

Предположим, имеется отрезок гидрографа уровня (рис. 3) за период от  $t_0$  до  $t$ , причем  $t$  — сегодняшний день или день выпуска прогноза. Предположим, требуется дать прогноз уровня в момент  $t + \tau_2$  (т. е. с заблаговременностью  $\tau_2$ ).

Обозначим приращение уровня в период от  $t$  до  $t + \tau_2$  через  $\Delta H_{\tau_2}$ , а приращение уровня в прошлый период от  $t$  до  $t - \tau_1$  через  $\Delta H_{\tau_1}$ . Тогда

$$H_{\tau_2} = H_t + \Delta H_{\tau_2}, \quad (3.2)$$

или

$$H_{\tau_2} = H_{\tau_1} + \Delta H_{\tau_1}, \quad (4.2)$$

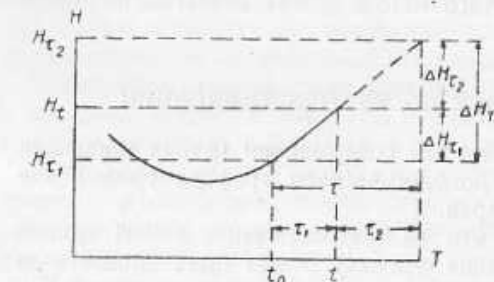
Рис. 3. Схема линейного изменения уровня во времени.

где  $H_{\tau_2}$  — уровень в момент  $t + \tau_2$ , т. е. прогноз уровня с заблаговременностью  $\tau_2$ ,

$H_t$  — уровень в момент  $t$  (сегодняшний день),

$H_{\tau_1}$  — уровень в момент  $t - \tau_1$  (уровень в прошлый момент времени),

$\Delta H_{\tau_1} = \Delta H_{\tau_1} + \Delta H_{\tau_2}$  — суммарное изменение уровня от момента  $t - \tau_1$  до момента  $t + \tau_2$ .



Так как, согласно исходной предпосылке способа,  $\frac{\Delta H}{\Delta t} = \text{const}$ , то, принимая  $\tau_1 = \text{const}$  и  $\tau_2 = \text{const}$ , получим

$$\frac{\Delta H_{\tau_2}}{\Delta H_{\tau_1}} = \text{const} \quad (5.2)$$

и, следовательно,

$$\frac{\Delta H_{\tau_2} + \Delta H_{\tau_1}}{\Delta H_{\tau_1}} = \frac{\Delta H_{\tau_1}}{\Delta H_{\tau_1}} = \text{const}. \quad (6.2)$$

Из равенств (5.2) и (6.2) следует, что величины  $\Delta H_{\tau_2}$  и  $\Delta H_{\tau_1}$  в уравнениях (3.2) и (4.2) могут быть определены по связям

$$\Delta H_{\tau_2} = f(\Delta H_{\tau_1}) \quad (7.2)$$

и

$$\Delta H_{\tau_1} = j(\Delta H_{\tau_1}), \quad (8.2)$$

т. е. по градиентам изменения уровня за прошлый период времени.

Наиболее распространен на практике прогноз уровня и расхода по уравнению (4.2). При использовании этого уравнения для прогноза стока производится построение графической зависимости (8.2) по материалам гидрометрических наблюдений в данном створе за прошлый период времени.

Обработка указанных материалов производится по форме табл. 3. В гр. 1 и 2 таблицы выписываются даты и уровень (или расход) воды в данном створе реки, в гр. 3 и 4 — разности уровней за периоды  $\tau_1$  и  $\tau_2$ .

$$\Delta H_{\tau_1} = H_{t-\tau_1} - H_t,$$

$$\Delta H_{\tau_2} = H_{t-\tau_1} - H_{t+\tau_2}.$$

Величины  $\tau_1$  и  $\tau_2$  устанавливаются заранее, исходя из требующейся заблаговременности и допустимой точности прогнозов (в табл. 3 принято  $\tau_1 = \tau_2 = 1$  сут.).

Графическая зависимость (8.2) строится по данным гр. 3 и 4, табл. 1 (рис. 4), причем по вертикальной шкале откладываются величины  $\Delta H_{\tau_1}$ , а по горизонтальной —  $\Delta H_{\tau_2}$ . Связь на этом графике проводится в виде средней линии в поле точек. Отклонения точек от этой линии (по горизонтальной оси) равны ошибкам прогноза по уравнению (4.2); поэтому обеспеченность способа может быть определена как отношение числа точек, отклонение которых от средней линии не превышает допустимой величины ( $20\%$  от  $A_p$ ), к общему числу точек на поле графика.

Зависимости вида (8.2) строятся обычно для каждого сезона в отдельности: для весеннего половодья, летней и зимней межени.

Каждая из этих связей строится по 30—50 точкам, равномерно охватывающим всю амплитуду колебания уровня (расхода) в данном сезоне за многолетний период времени (обычно за 5—6 последних лет).

Прогноз стока по зависимостям вида (8.2) весьма прост: по данным о величинах изменения уровня на прошлый интервал вре-

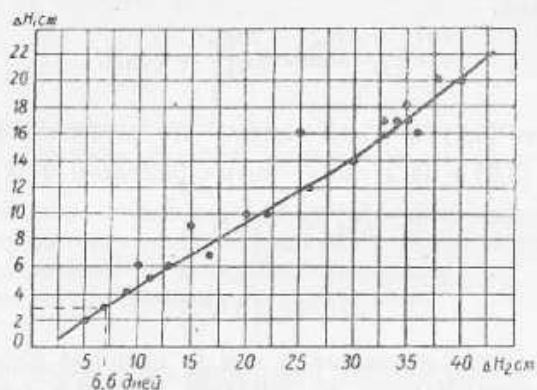


Рис. 4. Связь для прогноза уровня по линейной тенденции (р. Волга — г. Елабуга).

мени  $\Delta H_2$  с рис. 4 снимается прогнозное изменение уровня за период  $\tau$  и дается прогноз уровня по уравнению (4.2).

Исходные данные для построения графика линейной тенденции  
р. Кама — г. Елабуга

Дата	$H$ см	$\Delta H_{\tau_1} = H_1 - H_2$	$\Delta H_{\tau_2} = H_1 - H_3$	Дата	$H$ см	$\Delta H_{\tau_1} = H_1 - H_2$	$\Delta H_{\tau_2} = H_1 - H_3$
1	2	3	4	1	2	3	4
Июнь				Июнь			
6	452	—	—	19	328	22	34
7	450	2	5	20	312	16	36
8	447	3	7	21	292	20	40
9	443	4	9	22	272	20	38
10	438	5	11	23	254	18	35
11	432	6	13	24	237	17	34
12	425	7	17	25	220	17	33
13	415	10	20	26	204	16	25
14	405	10	22	27	195	9	15
15	383	12	26	28	189	6	10
16	379	14	30	29	185	4	9
17	363	16	33	30	180	5	
18	346	17	35				

Точность подобных прогнозов, как было отмечено выше, определяется заблаговременностью и особенностями гидрологического режима реки. Наилучшие результаты получаются, как правило, на крупных и средних реках в периоды плавного изменения уровня и расхода (например, в периоды весеннего половодья и зимней межени). На реках с короткими по продолжительности колебаниями стока точность прогнозов резко уменьшается.

Заблаговременность прогнозов колеблется от 1 до 6—7 дней, в зависимости от устойчивости изменения уровня и расхода воды во времени. На средних реках со сравнительно быстрыми колебаниями уровня (за исключением весеннего половодья) заблаговременность прогнозов обычно не превышает 3 дней; при большей заблаговременности способ прогноза становится в большинстве случаев неэффективным.

В заключение необходимо отметить следующее. Очевидно, что в тех случаях, когда по сравнению с другими методами прогнозирования способ линейной тенденции дает лучшие результаты (при одинаковой заблаговременности), поэтому применение каких-либо других методов прогнозирования становится явно нецелесообразным. Вот почему, по нашему мнению, способ линейной тенденции можно рассматривать как дополнительный критерий оценки остальных методов прогнозирования, который можно сформулировать следующим образом: *помимо изложенных выше норм оценки, любой метод прогноза можно считать эффективным только тогда, когда обеспеченность его превышает обеспеченность способа линейной тенденции; в противном случае данный метод не может быть использован на практике как более сложный и менее точный.*

Подобный критерий является, по нашему мнению, дополнительным стимулом к совершенствованию методик прогнозирования и позволит избежать многих заблуждений, которые возникали и возникают при разработке новых и, казалось бы, более совершенных методов краткосрочного прогнозирования.

Поэтому, несмотря на элементарную простоту и даже примитивность, применение способа линейной тенденции следует считать не только желательным, но и необходимым. Применение его дает возможность установить минимально допустимую обеспеченность поверочных прогнозов и, следовательно, ясно сформулировать требования к другим методам прогнозирования.

#### 4. ПРОГНОЗЫ ПО НЕЛИНЕЙНОЙ ТЕНДЕНЦИИ

##### Определение и классификация способов прогноза

Способы нелинейной тенденции применяются обычно для прогнозов большой заблаговременности (в среднем свыше 4—5 дней), когда предположение о постоянстве градиента уровня или расхода оказывается явно несправедливым.

Основным содержанием этих способов является экстраполирование



## Аналитический способ прогноза

Аналитический способ прогноза по нелинейной тенденции основан на предположении, что процесс спада в руслах естественных водотоков выражается уравнением экспотенциальной кривой<sup>1</sup>

$$Q_t = Q_0 e^{-at^n}, \quad (12.2)$$

где  $t$  — время от начала спада,  
 $a$  и  $n$  — коэффициенты экспотенциальной кривой,  
 $e$  — основание натуральных логарифмов.

Согласно многочисленным исследованиям [1, 2, 5, 7, 8, 9, 11], уравнение (12.2) в большинстве случаев достаточно хорошо выражает процесс истощения запасов руслового стока и поэтому может быть использовано для прогнозов в период спада.

Наилучшие результаты получаются при использовании этого уравнения на реках с однородным грунтовым питанием в период спада; если же часть спада сформирована поверхностным стоком, а часть — грунтовым стоком, то точность расчетов понижается, что объясняется различием в процессах стока поверхностных и грунтовых вод на площади бассейна.

Разработка прогнозов по уравнению (12.2) заключается в подборе коэффициентов  $a$  и  $n$  для данного замыкающего створа по материалам многолетних гидрометрических наблюдений. Подбор этих коэффициентов производится следующим образом.

Произведем двойное логарифмирование уравнения (12.2). Логарифмируя первый раз, получим

$$\lg Q_t = \lg Q_0 - at^n \lg e,$$

откуда

$$\lg Q_0 - \lg Q_t = at^n \lg e.$$

Логарифмируя это равенство вторично, получим

$$\lg(\lg Q_0 - \lg Q_t) = \lg am + n \lg t, \quad (13.2)$$

где  $m = \lg e = 0,43429$ .

Уравнение (13.2) является линейным; таким образом, коэффициенты  $a$  и  $n$  могут быть определены путем графического решения этого уравнения.

С этой целью из материалов гидрометрических наблюдений за прошлые годы выбирается несколько устойчивых продолжительных и генетически однородных спадов (например, несколько спадов весеннего половодья) и для каждого из них строится логарифмическая анаморфоза по уравнению (13.2). Затем в поле логарифмических анаморфоз проводится средняя прямая линия (рис. 6), по которой и определяются искомые коэффициенты  $a$  и  $n$ ; коэффициент  $n$  опре-

деляется как тангенс угла наклона средней линии к оси  $\lg t$ , а коэффициент  $a$  находится из отрезка  $\lg am$ , который отсекается прямой на вертикальной оси координат.

Исследование применимости (12.2) для прогнозов спада половодья было выполнено Б. А. Аполловым, М. Шокlichem и другими исследователями. Так, например, Б. А. Аполловым и М. Кунщиковой [1] получено для прогноза спада половодья на р. Москва — г. Звенигород уравнение

$$Q = Q_0 e^{-0,023t}.$$

Аналогичное уравнение было получено Шокlichem для периодов спада на р. Рейн — Листенау [1]

$$Q = Q_0 e^{-0,011t}.$$

Успешно было использовано уравнение (12.2) и для прогноза уровней в период спада на р. Сухона [10].

Из приведенных примеров следует, что коэффициент  $n$  в уравнении (12.2) в большинстве случаев равен единице и, следовательно, с практически достаточной точностью для прогнозов спада может быть использовано уравнение

$$Q_t = Q_0 e^{-at}, \quad (14.2)$$

которое называется уравнением Буссинеска.<sup>1</sup>

В отличие от  $n$  коэффициент  $a$  не остается постоянным для всех водосборов и колеблется на различных реках примерно от 0,01 до 0,2. Согласно К. П. Воскресенскому [2], коэффициент  $a$  зависит от скорости стекания воды с площади бассейна и, следовательно, определяется физико-географическими особенностями водосборов и видом питания реки на спаде. Последнее объясняется тем, что скорость стекания поверхностных вод отличается от скорости стекания грунтовых вод и, следовательно, величина коэффициента  $a$  зависит от вида преобладающего питания реки. По этой причине коэффициент  $a$  не только переменен для различных бассейнов, но и не остается постоянным в многолетнем разрезе для данного бассейна, так как условия питания реки не остаются постоянными во времени. Последнее подтверждается, в частности, исследованиями Н. Я. Подвиженской [8], согласно которым коэффициент  $a$  на р. Дон — Лиски

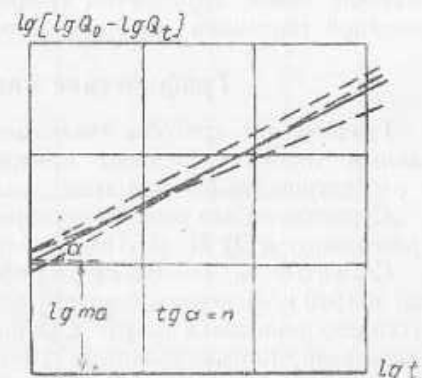


Рис. 6. Логарифмические анаморфозы спада уровня

<sup>1</sup> Это уравнение было предложено Буссинеском в конце XIX века и использовано Майе [2] для прогноза дебета подземных источников в бассейне р. Сена при отсутствии осадков на площади водосбора.

имеет сравнительно большую многолетнюю амплитуду колебания. Очевидно, русловой сток р. Дон—Лиски в период спада формируется как поверхностными, так и грунтовыми водами, причем соотношение этих видов питания не остается постоянным. В некоторые годы сток в период спада формируется только грунтовыми водами, а в некоторые годы — как грунтовыми, так и поверхностными водами. Из этого следует, что повышение точности уравнения (12.2) на р. Дон—Лиски может быть произведено путем типизации генетически однородных периодов спада и получения нескольких уравнений вида (12.2) для различных групп лет в зависимости от условий питания в период половодья.

В заключение необходимо отметить, что, несмотря на удовлетворительные результаты проверки уравнения (12.2), оно сравнительно мало применяется на практике, что объясняется значительной трудоемкостью работы по подбору коэффициентов  $a$  и  $n$  и выпуску оперативных прогнозов. По этой причине на практике отдается предпочтение менее трудоемким графическим способам прогноза по нелинейной тенденции, которые изложены ниже.

### Графические способы прогноза

Графические способы заключаются в построении по многолетним данным типовой (средней) кривой спада для данного створа реки в рассматриваемый сезон года.

Существуют два способа построения подобной кривой: 1) К. П. Воскресенского и 2) Н. Я. Подвиженской.

Способ К. П. Воскресенского [2]. Впервые опубликован в 1940 г. и использован его автором для прогноза стока на спаде весеннего половодья на рр Северная Двина — Абрамков, Вычегда — Сыктывкар, Кама — Молотов, Вятка — Киров, Ветлуга — Воскресенское, Клязьма — Владимир, Белая — Уфа. Разработка способа производилась по материалам гидрометрических наблюдений на указанных реках в период половодья за 1916—1935 гг.

Типовой кривой спада, по К. П. Воскресенскому, называется средняя линия в поле кривых вида

$$\alpha_t = f(\beta_t), \quad (15.2)$$

где  $\alpha_t = \frac{Q_t}{Q_0}$  — отношение расхода в момент  $t$  от начала спада ( $Q_t$ ) к максимальному расходу на гребне паводка ( $Q_0$ );

$\beta_t = \frac{t}{t_0}$  — отношение периода  $t$  от начала спада к общей продолжительности спада ( $t_0$ ).

Построение кривых этого вида производится в прямоугольных осях координат, причем по вертикальной оси откладываются величины  $\alpha_t$  (в долях или процентах), а по горизонтальной — величины  $\beta_t$ . Подобные кривые строятся для всех периодов спада за многолетний период наблюдений, затем в поле этих кривых проводится средняя (типовая) кривая спада (рис. 7).

Прогноз стока по типовой кривой спада К. П. Воскресенского может быть произведен только в том случае, если будут известны две величины: максимальный расход данного половодья  $Q_0$  и расход на спаде половодья через несколько дней после прохождения максимума. Таким образом, кривая спада К. П. Воскресенского не

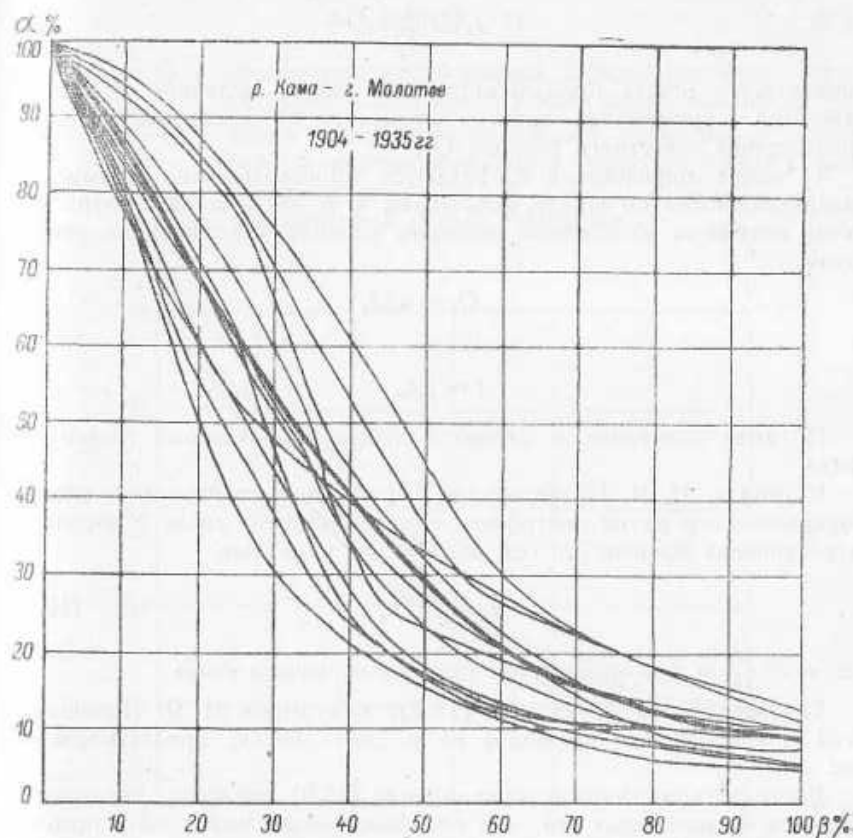


Рис. 7. Относительные кривые спада весеннего половодья (р. Кама — г. Молотов).

может быть использована для прогноза стока в первые дни спада, так как в этом случае не будет известна вторая из указанных величин — фактический расход на спаде половодья  $Q_t$ .

При наличии данных о  $Q_0$  и  $Q_t$  прогноз по типовой кривой производится следующим образом:

1) по равенству

$$\alpha_t = \frac{Q_t}{Q_0} \quad (a)$$

определяется относительная величина расхода  $Q_t$  к максимальному расходу  $Q_0$ ;

2) с типовой кривой на рис. 7 снимается величина  $\beta_t$ , соответствующая найденной величине  $\alpha_t$ ;

3) по равенству

$$t_0 = \frac{t}{\beta_t} \quad (6)$$

определяется общая продолжительность спада; величина  $t$  в этом равенстве — промежуток времени от максимума половодья до даты прохождения известного расхода  $Q_t$ ;

4) после определения  $t_0$  задаются произвольными, равномерно распределенными по шкале, величинами  $\alpha_t$  и для каждой из этих величин находят абсолютные величины расхода и времени по равенствам

$$Q_t = \alpha_t Q_0 \quad (в)$$

и

$$t = \beta_t t_0 \quad (г)$$

По этим величинам и строится искомый прогнозный гидрограф спада.

В 1953 г. Н. Я. Подвиженская [8] предложила упростить способ Воскресенского путем построения типовой кривой спада в абсолютных единицах времени по оси абсцисс, т. е. в виде

$$\alpha_t = f(t), \quad (16.2)$$

где  $\alpha_t = \frac{Q_t}{Q_0}$  и  $t$  — промежуток времени от начала спада.

Типовая кривая спада вида (16.2), полученная Н. Я. Подвиженской для весеннего половодья на р. Дон—Лиски, представлена на рис. 8.

Достоинством типовой кривой вида (16.2) является, во-первых, простота и, во-вторых, то, что подобная кривая может быть использована для прогноза стока с первого же дня спада, так как величины  $t$  снимаются в этом случае с оси абсцисс. Вместе с этим типовая кривая вида (16.2) имеет и недостаток: она основана на предположении о постоянстве общей продолжительности спада  $t_0 = \text{const}$ .

Подобная предпосылка является приближенной, так как величина  $t_0$  имеет в большинстве случаев значительную амплитуду колебания; поэтому изложенный выше способ К. П. Воскресенского следует считать более обоснованным и точным.

Способ Н. Я. Подвиженской [8]. Опубликован в 1953 г. и использован его автором для прогнозов стока на спаде половодья в створах р. Дон—Лиски и р. Дон—Калач. Разработка способа производилась по данным о расходах на спаде половодья в этих створах в период с 1942 по 1947 г.

Способ заключается в построении по материалам многолетних наблюдений графических зависимостей вида

$$\bar{Q}_t = f(t) \quad (17.2)$$

и

$$\Delta Q_t = f(Q_0, t), \quad (18.2)$$

где  $Q_t$  — среднееголетний расход в рассматриваемом створе через  $t$  дней после начала спада половодья;

$\Delta Q_t = Q_t - \bar{Q}_t$  — разность между фактическим расходом в данном году и среднееголетним расходом через  $t$  дней после начала спада;

$Q_0$  — максимальный расход половодья.

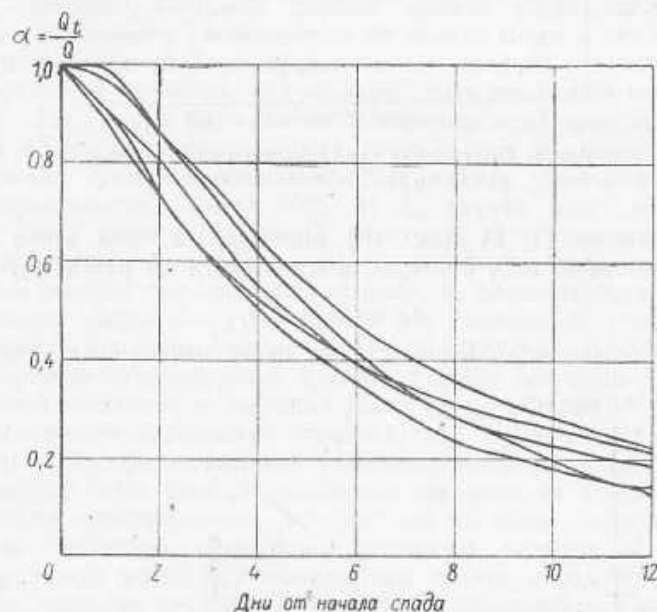


Рис. 8. Относительные кривые спада весеннего половодья (р. Дон — Лиски).

Первая из этих зависимостей представляет собой средний гидрограф спада половодья, построенный по среднеарифметическим величинам расходов за рассматриваемые годы (рис. 9).

Вторая зависимость устанавливает закономерность отклонений гидрографов спада за отдельные годы от среднееголетнего гидрографа для данного створа реки; зависимость эта для створа р. Дон—Лиски (по данным Н. Я. Подвиженской [8]) представлена на рис. 10.

Прогноз стока по способу Подвиженской производится следующим образом: по графической зависимости (17.2) (рис. 9) определяется для заданного момента  $t$  среднемноголетний расход  $\bar{Q}_t$ ;

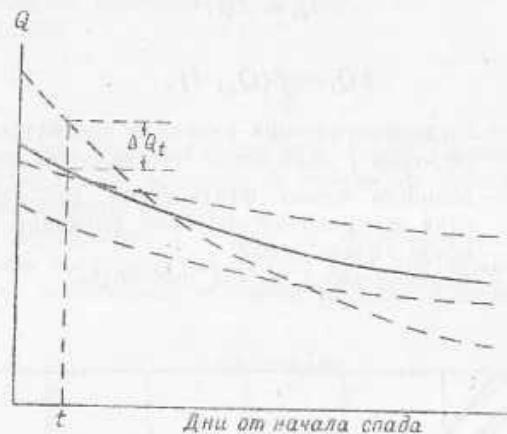


Рис. 9. Построение среднемноголетней кривой спада по Н. Я. Подвиженской.

затем по связи (18.2) (рис. 10) определяется, для этого же момента  $t$ , поправка  $\Delta Q_t$  и дается прогноз стока по равенству

$$Q_t = \bar{Q}_t + \Delta Q_t,$$

где  $Q_t$  — расход воды через  $t$  дней после начала спада половодья.

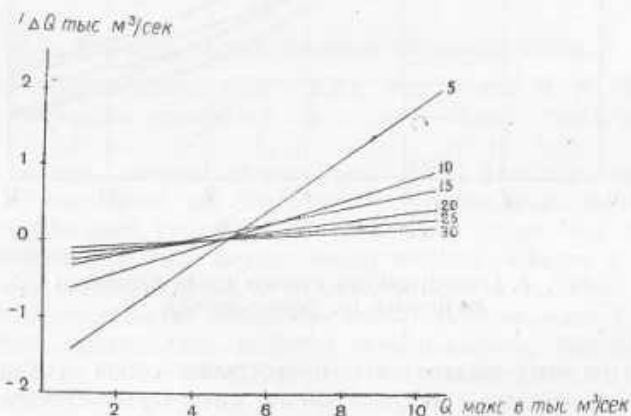


Рис. 10. Зависимость  $\Delta Q = f(Q_{max}, t)$  для р. Дон — Лиски.

Согласно данным Н. Я. Подвиженской, изложенный способ дает хорошие результаты и может быть рекомендован для использования на практике.

Недостатком способа является приближенность условия о постоянстве продолжительности спада половодья; согласно этому способу, общая продолжительность спада в данном году принимается равной среднемноголетней величине. В большинстве случаев, как отмечено выше, подобное допущение нельзя признать справедливым (так как общая продолжительность спада может значительно колебаться из года в год), и поэтому дальнейшее совершенствование способа должно проводиться путем дифференцированного учета продолжительности спада половодья для каждого года в отдельности.

Изложенные способы нелинейной тенденции применяются в настоящее время для прогноза спада весеннего половодья, продолжительность которого на средних и крупных реках колеблется от 10—15 до 40—45 дней. Точность прогнозов по этим способам определяется заблаговременностью прогнозов, что следует, например, из рис. 7, согласно которому разброс кривых спада половодья на р. Кама—г. Молотов увеличивается от начала спада к его середине. В середине спада разброс кривых около средней (типовой) линии достигает такой величины, что прогноз стока становится нецелесообразным. Так, например, при заблаговременности прогноза, равной 40% от общей продолжительности спада  $t_0$  (рис. 7), разброс кривых спада около средней линии равен 20% от  $Q_0$ . Учитывая, что при заблаговременности, равной 40% от  $t_0$ , расход воды по типовой кривой спада равен 40% от  $Q_0$ , получим, что возможные ошибки прогноза в этом случае равны  $\pm 50\%$  от фактического расхода  $Q_t$ . Подобная ошибка является недопустимой, и, следовательно, заблаговременность эффективных прогнозов по нелинейной тенденции не превышает в рассматриваемом случае 20—30% от  $t_0$ . В среднем заблаговременность уверенных прогнозов спада половодья способами нелинейной тенденции на крупных реках не превышает 10—15 дней.

В заключение необходимо отметить, что, помимо прогноза спада половодья, способы нелинейной тенденции могут быть использованы для прогноза спада больших дождевых паводков на крупных реках. В частности, благоприятные условия для прогноза спада дождевых паводков способами нелинейной тенденции имеются в низовьях р. Амур, режим которой в значительной степени определяется летне-осенними осадками муссонного характера. Продолжительность спада паводков, вызванных этими осадками, колеблется в створе р. Амур — г. Комсомольск от 15 до 30 дней, и поэтому заблаговременность прогнозов по нелинейной тенденции может достигать в этом створе 5—10 суток.

## МЕТОД СООТВЕТСТВЕННЫХ УРОВНЕЙ

## Глава I

ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ  
ПРЕДПОСЫЛКИ1. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ УРАВНЕНИЕ СООТВЕТСТВЕННЫХ  
РАСХОДОВ

Метод соответственных уровней — это метод прогноза стока в данном створе реки по материалам наблюдений над уровнем или расходом в вышележащих створах бассейна. Таким образом, для прогноза стока по этому методу необходимо иметь данные наблюдений над уровнем или расходом в нескольких гидрометрических створах (минимум в двух). Этим метод соответственных уровней принципиально отличается от метода тенденций, который основан на использовании данных о стоке только в одном створе реки.

Метод соответственных уровней основан на учете движения паводочной волны. Как известно, колебания уровня и расхода во времени в естественных водотоках возникают в большинстве случаев в результате движения паводочных волн, образующихся в результате неравномерного по площади бассейна притока воды в русловую сеть [21].

Перемещаясь в русловой сети бассейна, паводочная волна проходит, постепенно деформируясь, через все водомерные посты, расположенные на участке от места ее возникновения до устья реки. Поэтому если известны характеристики паводочной волны (высота, длина, скорость движения) в верхнем створе реки, то можно спрогнозировать эту волну в нижнем створе, т. е. дать прогноз уровня и расхода в момент ее прохождения. В этом и заключается основная идея метода соответственных уровней — метода прогноза паводочной волны в данном створе реки, исходя из гидрометрических характеристик этой волны по наблюдениям на вышележащих водомерных постах.

Рассмотрим простейший случай бесприточного участка реки длиной  $S$  между створами  $B$  (верхним) и  $A$  (нижним). Под бесприточным участком подразумевается участок реки без значительных боковых притоков; более подробно об этом будет изложено ниже.

Предположим, через створ  $B$  проходит паводок, причем данное вертикальное сечение этого паводка, проходящее через створ в момент  $t$ , движется на участке со скоростью  $w$ . Так как длина участка равна  $S$ , то через промежуток времени

$$\tau = \frac{S}{w}, \quad (1.3)$$

рассматриваемое сечение достигает створа  $A$ . Время  $\tau$ , в течение которого данное сечение паводка проходит путь  $S$  между створами, называется временем добегающего руслового стока на участке реки.

Обозначим расход воды в верхнем створе участка в момент  $t$  через  $Q_{B,t}$ , а расход в нижнем створе в момент  $t + \tau$  через  $Q_{A,t+\tau}$ . Если бы расход  $Q_{B,t}$  не изменялся на пути  $S$ , то, согласно изложенному, можно было бы написать равенство

$$Q_{A,t+\tau} = Q_{B,t}. \quad (2.3)$$

Однако в условиях естественных водотоков расход  $Q_{B,t}$  несколько изменяется на пути  $S$  под влиянием главным образом двух причин: 1) боковой приточности грунтовых и поверхностных вод на участке  $S$  и 2) расплывания (растекания) паводка на пути его движения.

Поэтому в условиях естественных водотоков равенство (2.3) должно быть записано в виде

$$Q_{A,t+\tau} = Q_{B,t} + \Delta q_t, \quad (3.3)$$

где  $\Delta q_t$  — изменение на пути  $S$  расхода в сечении паводка, проходящем через створ  $B$  в момент  $t$ .

Влияние на величину  $\Delta q$  второго из указанных выше факторов на бесприточных участках сравнительно невелико. Это объясняется тем, что расплывание паводка пропорционально добавочному паводочному уклону, под которым понимается разность между продольным уклоном воды при прохождении паводка и средним уклоном реки (при установившемся режиме). Величина же добавочного паводочного уклона, как правило, сравнительно невелика, так как длина естественных паводков в десятки тысяч раз превышает их высоту.

„Французским гидравликом Делемэ, — пишет М. А. Великанов [7], — впервые было показано для горных рек, а автором книги проверено и для равнинных рек, что добавочный уклон, возникающий в реке при прохождении паводка, выражается ничтожными долями (менее 1%) от общего среднего уклона реки, зависящего от сопротивления. Иными словами, для реки, даже в условиях паводка, мы вправе пренебречь инерционными силами по сравнению с сопротивлением русла“. Последнее станет тем более очевидным, если учесть сравнительно небольшую точность измерения расходов в руслах крупных водотоков. Вероятная ошибка измерения расходов составляет в настоящее время 3—5% от измеряемой величины, вследствие чего



„погоня за большой точностью в вычислении паводочного режима реки представляется и безнадежной и ненужной“ [7]. По этим причинам в дальнейшем принято, что изменение расхода  $Q_{B,t}$  на пути  $S$  определяется исключительно первым из указанных выше факторов — боковым притоком в русло реки; влияние же второго фактора — расплывания паводка — на бесприточных участках равнинных рек практически равно нулю.

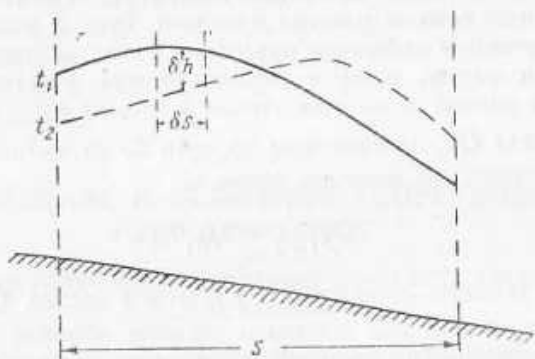


Рис. 11. Продольное сечение участка реки в моменты  $t_1$  и  $t_2$ .

Принимая в соответствии с этим

$$\Delta q_t = \int_0^s P ds, \quad (4.3)$$

где  $P$  — боковой приток на единицу длины русла в единицу времени, получим, подставляя (4.3) в (3.3),

$$Q_{A,t+\tau} = Q_{B,t} + \int_0^s P ds. \quad (5.3)$$

На этом уравнении, которое называется теоретическим уравнением соответственных расходов, основан метод соответственных уровней.

Время добегания  $\tau$  в уравнении (5.3) определяется равенством (1.1); раскроем это равенство и установим, исходя из теории движения паводочной волны, взаимосвязь  $\tau$  с гидрометрическими элементами потока.

Рассмотрим движение паводочной волны на бесконечно малом по длине участке  $\delta s$  (рис. 11).

Обозначая через  $\delta W$  изменение объема воды на этом участке в период  $\delta t$ , получим

$$\delta W = b \delta h \delta s = \delta \omega \delta s, \quad (a)$$

где  $b$  — ширина русла на участке  $\delta s$ ;  $\delta h$  и  $\delta \omega$  — средние приращения уровня воды и площади живого сечения на участке  $\delta s$  в период  $\delta t$ .

Вместе с этим

$$\delta W = Q \delta t - (Q + \delta Q) \delta t + P \delta s \delta t, \quad (б)$$

где  $Q \delta t$  — объем стока через верхний створ участка  $\delta s$  в период  $\delta t$ ;

$(Q + \delta Q) \delta t$  — объем стока через нижний створ участка  $\delta s$  в этот же период;

$P \delta s \delta t$  — объем бокового притока на участке  $\delta s$  в период  $\delta t$ .

Подставляя (a) в (б), получим

$$\delta \omega \delta s = -\delta Q \delta t + P \delta s \delta t \quad (в)$$

или, переходя к пределу, получим так называемое дифференциальное уравнение неразрывности руслового стока

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial s} = P, \quad (6.3)$$

где  $P$  — боковой приток на единицу длины русла в единицу времени.

Введем в (6.3) очевидную зависимость

$$\omega = f(Q), \quad (г)$$

где  $\omega$  — площадь живого сечения потока.

Дифференцируя (г) по времени

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = \left( \frac{\partial \omega}{\partial Q} \right) \frac{\partial Q}{\partial t} \quad (д)$$

и подставляя (д) в (6.3), получим

$$\left( \frac{\partial \omega}{\partial Q} \right) \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial s} = P, \quad (е)$$

откуда

$$\frac{\partial Q}{\partial s} = P - \left( \frac{\partial \omega}{\partial Q} \right) \frac{\partial Q}{\partial t}. \quad (ж)$$

Определим частную производную  $\frac{\partial Q}{\partial s}$ , т. е. закономерность изменения расхода по длине реки, исходя из других предпосылок.

Очевидно, расход в любом створе потока является функцией координаты створа  $s$  и времени  $t$ , т. е.

$$Q = Q(s, t). \quad (з)$$

Вместе с этим, согласно (5.3),

$$Q = Q_{B,t-\tau_s} + \int_0^s P ds, \quad (и)$$

где  $\tau_s$  — время добегания стока от створа  $B$  до створа  $s$  с координатой  $s$ .

Дифференцируя (з) и (и)

$$dQ = \frac{\partial Q}{\partial s} ds + \frac{\partial Q}{\partial t} dt, \quad (к)$$

$$dQ = P ds \quad (л)$$

и подставляя (л) в (к), получим

$$P ds = \frac{\partial Q}{\partial s} ds + \frac{\partial Q}{\partial t} dt. \quad (м)$$

Подставляя в это равенство  $\frac{\partial Q}{\partial s}$  из (ж), имеем

$$P ds = \left[ P - \left( \frac{\partial \omega}{\partial Q} \right) \frac{\partial Q}{\partial t} \right] ds + \frac{\partial Q}{\partial t} dt, \quad (н)$$

откуда следует

$$\frac{\partial \omega}{\partial Q} \frac{ds}{dt} = 1. \quad (п)$$

Вместе с этим очевидно, что

$$\frac{ds}{dt} = w, \quad (р)$$

где  $w$  — скорость движения паводка.

Подставляя (р) в (п), получим

$$\frac{\partial \omega}{\partial Q} = \frac{1}{w}$$

или, умножая обе части на  $ds$ ,

$$\frac{\partial \omega}{\partial Q} ds = \frac{ds}{w} = d\tau. \quad (с)$$

Таким образом, из (с) следует

$$\tau = \int_0^s d\tau = \int_0^s \frac{\partial \omega}{\partial Q} ds \quad (7.3)$$

или, переходя к конечным приращениям, получим

$$\tau = \sum_{i=1}^n \frac{\Delta \omega}{\Delta Q} \Delta s = \frac{\Delta W}{\Delta Q}, \quad (8.3)$$

где  $\Delta W$  — изменение объема воды на участке  $s$  при изменении среднего расхода на  $\Delta \bar{Q}$ .

Уравнение (5.3), на котором основан метод соответственных уровней, получено выше исходя из логических соображений о движении паводка на бесприточном участке реки. Помимо этого, уравнение (5.3) может быть получено теоретическим путем, исходя из дифференциального уравнения неразрывности стока (6.3), точнее из полученного выше уравнения (е). Производится это следующим образом.

Принимая, что интенсивность бокового притока при прохождении паводка постоянна во времени и является функцией расстояния  $s$ , получим

$$Q' = Q - \int_0^s P ds, \quad (т)$$

где  $Q'$  — расход в данном створе без бокового притока на участке  $s$ .

Из (т) следует

$$\frac{\partial Q'}{\partial t} = \frac{\partial Q}{\partial t}, \quad (у)$$

подставляя (у) в (е), имеем

$$\left( \frac{\partial \omega}{\partial Q} \right) \frac{\partial Q'}{\partial t} + \frac{\partial Q'}{\partial s} = 0. \quad (ф)$$

Решая это уравнение относительно  $\frac{\partial Q'}{\partial s}$ , т. е. определяя разность расходов (без бокового притока) в створах, ограничивающих участок  $s$ , получим

$$\Delta Q'_t = c \left( t - \int_0^s \frac{\partial \omega}{\partial Q} ds \right) \quad (х)$$

или, учитывая (7.3),

$$\Delta Q'_t = c (t - \tau), \quad (и)$$

где  $\Delta Q'_t$  — разность расходов (без бокового притока) в створах, ограничивающих участок  $s$ ;

$t = t_2 - t_1$  — промежуток времени между моментами измерения расхода в створах, ограничивающих участок  $s$  (см. рис. 11);

$c$  — произвольная функция.

Определим функцию  $c$ .

Принимая  $t = 0$ , получим из (и)

$$\Delta Q'_t = -c\tau. \quad (ч)$$

Вместе с этим, согласно (8.3),

$$\Delta W = \tau \Delta \bar{Q} = \Delta Q'_t \Delta t,$$

откуда

$$\Delta Q'_t = \tau \frac{\Delta \bar{Q}}{\Delta t}. \quad (ш)$$

Подставляя (ч) в (ш), получим

$$c = - \frac{\Delta \bar{Q}}{\Delta t}$$

и, следовательно, согласно (и),

$$\Delta Q'_t = - \frac{\Delta \bar{Q}}{\Delta t} (t - \tau). \quad (щ)$$

Учитывая, что

$$\left. \begin{aligned} \Delta Q_t &= \Delta Q_t' + \int_0^s P ds \\ \Delta Q_t &= Q_{At_2} - Q_{Bt_1} \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

где  $\Delta Q_t$  — суммарная разность расходов (с учетом бокового притока) в замыкающих створах участка (см. рис. 11) и  $Q_{At_2}$  и  $Q_{Bt_1}$  — расходы в створах  $A$  и  $B$  в моменты  $t_2$  и  $t_1$ , получим, подставляя (9) в (ш),

$$Q_{At_2} = Q_{Bt_1} - \frac{\Delta \bar{Q}}{\Delta t} (t - \tau) + \int_0^s P ds. \quad (9.3)$$

При  $t = \tau$ , т. е. в случае, когда измерения расходов в замыкающих створах производятся в моменты  $t_2$  и  $t_1$ , причем  $t_2 - t_1 = \tau$ , получим из (9.3) искомое уравнение соответственных расходов (5.3).

В случае же  $t = 0$ , т. е. при одновременном измерении расхода в замыкающих створах участка, получим из (9.3), принимая  $t_2 = t_1 = t$ , так называемое уравнение неразрывности руслового стока

$$Q_{At} = Q_{Bt} + \frac{\Delta Q}{\Delta t} \tau + \int_0^s P ds. \quad (10.3)$$

Таким образом, уравнения (5.3) и (10.3), несмотря на внешнее их различие, являются частными вариантами уравнения (9.3). Поэтому уравнение (9.3) названо нами общим уравнением баланса руслового стока на бесприоточном участке реки.

## 2. РАСЧЕТНЫЕ УРАВНЕНИЯ МЕТОДА

Прогнозы по рассматриваемому методу основаны на использовании уравнения (5.3). Согласно изложенному, величины  $Q_{At+\tau}$  и  $Q_{Bt}$  в (5.3) — это расходы в створах  $A$  и  $B$  в моменты прохождения через эти створы одного и того же сечения паводка.

Расходы или уровни воды в различных створах участка реки в моменты прохождения через эти створы одного и того же поперечного сечения паводка, или, как говорят, одинаковой его фазы, называются соответственными. Этим объясняется название метода: прогноз стока по методу соответственных уровней производится по данным о соответственных величинах стока в верхних створах участка.

Расчетные уравнения метода находятся из (5.3) путем приближенного учета бокового притока. В методе соответственных уровней принимается

$$\Delta q_t = \int_0^s P ds \approx \alpha Q_{Bt}, \quad (11.3)$$

где  $Q_{Bt}$  — расход в верхнем створе участка в момент  $t$ ;  $\alpha = \text{const}$  — коэффициент боковой приточности.

Равенство (11.3) основано на предположении о постоянстве распределения модулей стока на площади водосбора

$$\frac{M_{At+\tau}}{M_{Bt}} = \text{const}, \quad (a)$$

где  $M_{At+\tau}$  — средний модуль стока на водосборной площади  $F_A$  до створа  $A$  в момент  $t + \tau$  и

$M_{Bt}$  — средний модуль стока на водосборной площади  $F_B$  до створа  $B$  в момент  $t$ .

Исходя из этой предпосылки, имеем

$$\frac{M_{At+\tau} F_A - M_{Bt} F_B}{M_{Bt} F_B} = \frac{Q_{At+\tau} - Q_{Bt}}{Q_{Bt}} = \frac{\Delta q_t}{Q_{Bt}} = \text{const} = \alpha. \quad (6)$$

откуда следует равенство (11.3).

Подставляя (11.3) в (5.3), имеем

$$Q_{At+\tau} = (1 + \alpha) Q_{Bt} \quad (12.3)$$

и, следовательно,

$$Q_{At+\tau} = f(Q_{Bt}), \quad (13.3)$$

так как  $(1 + \alpha) = \text{const}$ .

Аналогичная зависимость может быть получена и в уровнях воды.

Предположим, что уравнения кривых расходов в замыкающих створах участка имеют вид

$$\left. \begin{aligned} Q_A &= (aH_A + b)^n \\ Q_B &= (cH_B + d)^m \end{aligned} \right\} \quad (в)$$

где  $H_A$  и  $H_B$  — уровни воды в створах  $A$  и  $B$ .

Подставляя эти уравнения в (12.3), получим

$$(\Delta H_{At+\tau} + b)^n = (1 + \alpha) (cH_{Bt} + d)^m, \quad (г)$$

откуда

$$H_{At+\tau} = \frac{(1 + \alpha)^{\frac{1}{n}} (cH_{Bt} + d)^{\frac{m}{n}} - b}{a}. \quad (д)$$

Принимая в (д)  $n = m$  (что практически справедливо для створов с одинаковыми поперечными профилями), получим

$$H_{At+\tau} = \frac{(1 + \alpha)^{\frac{1}{n}} c}{a} H_{Bt} + \frac{(1 + \alpha)^{\frac{1}{n}} (d - b)}{a} = \beta H_{Bt} + r, \quad (14.3)$$

где

$$\beta = \frac{(1+a)^n c}{a} \text{ и } r = \frac{(1+a)^n (d-b)}{a} \quad (e)$$

и, следовательно, по аналогии с (13.3)

$$H_{A_{t-\tau}} = f(H_{B_t}) \quad (15.3)$$

Зависимость (15.3), очевидно, справедлива, если  $\beta$  и  $r$  в (14.3) будут постоянными. Последнее же, согласно (e), имеет место при постоянстве коэффициентов в уравнениях (в). Таким образом, зависимость (15.3) справедлива только в случае постоянства кривых расходов  $Q=f(H)$  в замыкающих створах участка.

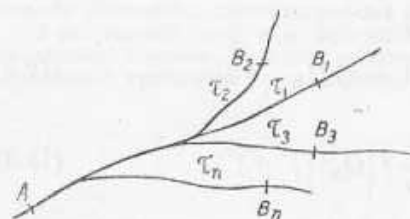


Рис. 12. Схема речной сети.

Зависимости (13.3) и (15.3) называются связями соответственных расходов и соответственных уровней на бесприточном участке реки. При этом обращается внимание, что связь соответственных уровней произведена от связи соответственных расходов (13.3) и может быть установлена лишь в случае устойчивых кривых расходов в створах  $A$  и  $B$ . Поэтому метод соответственных уровней правильнее было бы назвать методом соответственных расходов, так как это отражало бы его физическую сущность. Однако в силу исторически сложившихся обстоятельств и прежде всего в результате того, что связь (15.3) была применима на практике (без теоретического ее обоснования) значительно раньше, чем связь (13.3), а также потому, что на практике, как правило, больше интересуются прогнозами уровня, чем расхода, рассматриваемый метод принято называть методом соответственных уровней.

Связи (13.3) и (15.3) могут быть использованы для прогноза стока на бесприточном участке реки. Перейдем теперь к общему случаю приточного участка.

Предположим, что в главную реку на участке между постами  $B_1$  (верхний пост на главной реке) и  $A$  (нижний пост) впадает несколько притоков, на которых имеются водомерные посты (рис. 12). Подобные участки, т. е. участки, ограниченные двумя верхними постами и более, называются приточными.

Примем, что общее число верхних постов (включая и пост на главной реке) равно  $n$ , а время руслового добега от верхних постов  $B_1, B_2, \dots, B_n$  до нижнего створа  $A$  равно  $\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n$ . Исходя из предположения о независимости стока от верхних постов до нижнего, т. е. принимая, что приточный участок с количеством

верхних постов  $n$  аналогичен сумме  $n$  бесприточных участков, получим, исходя из (12.3),

$$Q_{A_t} = \sum_{i=1}^{i=n} (1 + \alpha_i) Q_{B_{t-\tau_i}} = (1 + \alpha_1) Q_{B_{t-\tau_1}} + \sum_{i=2}^n (1 + \alpha_i) Q_{B_{t-\tau_i}} \quad (ж)$$

где  $Q_{A_t}$  — расход в нижнем створе приточного участка в момент  $t$ ;  
 $\alpha_1$  — коэффициент боковой приточности главной реки;  
 $Q_{B_{t-\tau_1}}$  — расход в верхнем створе главной реки в момент  $t - \tau_1$ ;  
 $\alpha_i$  — коэффициенты боковой приточности на притоках, впадающих в главную реку;  
 $Q_{B_{t-\tau_i}}$  — расходы в верхних створах на притоках в моменты  $t - \tau_i$ .

Сток в верхнем створе главной реки выделен в равенстве (ж) потому, что водность главной реки обычно значительно превышает водность каждого из ее притоков и поэтому оказывает преобладающее влияние на формирование стока в нижнем створе участка.

Вводя в (ж) так называемый коэффициент относительной боковой приточности

$$k_i = \frac{1 + \alpha_i}{1 + \alpha_1} = \text{const}, \quad (3)$$

получим после незначительных преобразований

$$Q_{A_t} = (1 + \alpha_1) \left( Q_{B_{t-\tau_1}} + \sum_{i=2}^n k_i Q_{B_{t-\tau_i}} \right) \quad (16.3)$$

и, следовательно,

$$Q_{A_t} = f \left( Q_{B_{t-\tau_1}} + \sum_{i=2}^n k_i Q_{B_{t-\tau_i}} \right) \quad (17.3)$$

Зависимость (17.3) называется связью соответственных расходов общего вида (для любого участка реки); (13.3) является частным случаем этой зависимости при  $n=1$ .

В отличие от бесприточного участка, переход от расходов к уровням воды на приточном участке теоретически весьма затруднен; применяющаяся в настоящее время на практике связь соответственных уровней на приточном участке является приближенной и строгого теоретического обоснования не имеет. По аналогии с (14.3) и учитывая (16.3), связь эта приближенно может быть представлена в виде

$$H_{A_t} \approx \beta_1 \left( H_{B_{t-\tau_1}} + \sum_{i=2}^n p_i H_{B_{t-\tau_i}} \right) + R, \quad (18.3)$$

или, принимая  $\beta_1 = \text{const}$  и  $R = \text{const}$ ,

$$H_{A_t} \approx f \left( H_{B_t - \tau_1} + \sum_{i=2}^n p_i H_{B_t - \tau_i} \right), \quad (19.3)$$

где  $p_i = \frac{\beta_i}{\beta_1}$  — коэффициент водности притока;

$H_{B_t - \tau_1}$  — уровень воды в верхнем створе главной реки в момент  $t - \tau_1$ ;

$H_{B_t - \tau_i}$  — уровень воды в верхнем створе  $B_i$  на притоке.

Приближенность равенства (18.3) становится уже очевидной при  $n = 2$ . Принимая  $n = 2$ , получим из (16.3)

$$Q_{A_t} = (1 + \alpha_1) (Q_{B_t - \tau_1} + k_2 Q_{B_t - \tau_2}), \quad (я)$$

где  $Q_{B_t - \tau_1}$  и  $Q_{B_t - \tau_2}$  — расходы в верхних створах на главной реке ( $B_1$ ) и притоке ( $B_2$ ).

$k_2 = \frac{1 + \alpha_2}{1 + \alpha_1}$  — относительный коэффициент боковой приточности для притока.

Предположим, что уравнения кривых расходов в замыкающих створах участка имеют вид

$$\left. \begin{aligned} Q_A &= (aH_A + b)^n \\ Q_{B_1} &= (c_1 H_{B_1} + d_1)^{m_1} \\ Q_{B_2} &= (c_2 H_{B_2} + d_2)^{m_2} \end{aligned} \right\} \quad (к)$$

где  $H_A$ ,  $H_{B_1}$  и  $H_{B_2}$  — уровни воды в створах  $A$  (нижнем),  $B_1$  и  $B_2$  (верхних).

Подставляя (к) в (я)

$$(aH_{A_t} + b)^n = (1 + \alpha_1) \left[ (c_1 H_{B_t - \tau_1} + d_1)^{m_1} + k_2 (c_2 H_{B_t - \tau_2} + d_2)^{m_2} \right] \quad (л)$$

и принимая, как в рассмотренном выше случае бесприточного участка  $m_1 = m_2 = n$ , получим

$$aH_{A_t} = (1 + \alpha_1) \frac{1}{a} (x^n + k_2 y^n)^{\frac{1}{n}} - b, \quad (м)$$

где  $x = (c_1 H_{B_t - \tau_1} + d_1)$ ,  $y = (c_2 H_{B_t - \tau_2} + d_2)$ .

Согласно биному Ньютона,

$$\begin{aligned} (x^n + k_2 y^n)^{\frac{1}{n}} &= x^n \frac{1}{n} + c_1 x^n \left( \frac{1}{n} - \frac{1}{n^2} \right) k_2 y^n \frac{1}{n^2} + \\ &+ c_2 x^n \left( \frac{1}{n} - \frac{2}{n^2} \right) k_2 y^n \frac{2}{n^2} + c_3 x^n \left( \frac{1}{n} - \frac{3}{n^2} \right) k_2 y^n \frac{3}{n^2} + \\ &+ \dots + c_{n-1} x^n \left( \frac{1}{n} - \frac{n-1}{n^2} \right) k_2 y^n \frac{n-1}{n^2} + k_2 y^n \frac{1}{n}, \end{aligned} \quad (н)$$

причем биномиальные коэффициенты в соответствии со свойствами биннома равны

$$\begin{aligned} c_1 &= c_{n-1} = \frac{1}{n}, \\ c_2 &= c_{n-2} = \frac{1}{n} \left( \frac{1}{n} - 1 \right) \frac{1}{2!}, \\ c_3 &= c_{n-3} = \frac{1}{n} \left( \frac{1}{n} - 1 \right) \left( \frac{1}{n} - 2 \right) \frac{1}{3!} \text{ и т. д.} \end{aligned}$$

Из анализа правой части бинома ( $n$ ) следует, что все члены, за исключением первого и последнего, невелики, особенно при значительном  $n$  (например,  $n = 6-8$ ). Это объясняется, во-первых, тем, что биномиальные коэффициенты с резко уменьшаются к середине ряда, и, во-вторых, тем, что резко уменьшаются с возрастанием порядкового номера члена показатели степени  $x$  и  $y$ .

Поэтому принимая, что все средние члены разложения бинома являются величинами второго порядка по сравнению с первым и последним членами, получим приближенно

$$(x^n + k_2 y^n)^{\frac{1}{n}} \approx x + k_2 y. \quad (п)$$

Подставляя (п) в (м), имеем

$$\begin{aligned} aH_{A_t} &\approx (1 + \alpha_1) \frac{1}{a} (x + k_2 y) - b = \\ &= (1 + \alpha_1) \frac{1}{a} \left[ c_1 H_{B_t - \tau_1} + d_1 + k_2 (c_2 H_{B_t - \tau_2} + d_2) \right] - b, \end{aligned} \quad (р)$$

откуда

$$H_{A_t} \approx \frac{(1 + \alpha_1)}{a} \frac{1}{a} \left[ c_1 H_{B_t - \tau_1} + k_2 c_2 H_{B_t - \tau_2} + k_2 d_2 + d_1 \right] - \frac{b}{a}. \quad (с)$$

Принимая в (с)

$$\left. \begin{aligned} \beta_1 &= \frac{(1 + \alpha_1)}{a} \frac{1}{a} c \\ \beta_2 &= \frac{(1 + \alpha_1)}{a} \frac{1}{a} k_2 c_2 \\ R &= \frac{(1 + \alpha_1)}{a} \frac{1}{a} (k_2 d_2 + d_1) - \frac{b}{a} \end{aligned} \right\} \quad (т)$$

находим

$$\begin{aligned} H_{A_t} &\approx \beta_1 H_{B_t - \tau_1} + \beta_2 H_{B_t - \tau_2} + R = \\ &= \beta_1 (H_{B_t - \tau_1} + p_2 H_{B_t - \tau_2}) + R, \end{aligned} \quad (у)$$

где  $p_2 = \frac{\beta_2}{\beta_1}$ .

Распространяя полученный результат на общий случай  $n > 2$  (т. е. при наличии более двух верхних постов), получим приведенное выше уравнение (18.3), причем по аналогии с (т) коэффициенты этого уравнения равны

$$p_i = \frac{\beta_i}{\beta_1} \quad (\Phi)$$

$$\beta_i = \frac{1}{a} (1 + \alpha)^{\frac{1}{n}} k_i c_i \quad (\chi)$$

$$R = \frac{(1 + \alpha)^{\frac{1}{n}} \left( d_1 + \sum_{i=2}^n k_i d_i \right) - b}{a} \quad (\psi)$$

С помощью равенств (Ф) и (Х) можно выразить коэффициенты водности притоков  $p_i$  в (18.3) и (19.3) через коэффициент боковой приточности  $k_i$ ; подставляя (Х) в (Ф) и учитывая, что

$$\beta_i = \frac{1}{a} (1 + \alpha)^{\frac{1}{n}} c_i$$

получим

$$p_i = \frac{\beta_i}{\beta_1} = k_i \frac{c_i}{c_1} \quad (\eta)$$

где  $k_i = \frac{1 + \alpha_i}{1 + \alpha_1}$  — относительный коэффициент боковой приточности для  $i$ -го притока,

$c_i$  и  $c_1$  — угловые коэффициенты уравнений кривых расходов (к) в верхнем  $i$ -ом створе и нижнем створе А.

Из этого следует, что коэффициенты  $p_i$  в (19.3) не равны, в общем случае, коэффициентам  $k_i$  в (17.3) и определяются в основном (учитывая, что коэффициенты  $k_i$  приблизительно равны единице) формой кривых расходов в замыкающих створах участка. Этот вывод является, по нашему мнению, весьма важным, так как он позволяет производить расчет коэффициентов  $p_i$  в (19.3) по данным о кривых расходов в створах участка.

Приближенность (18.3) по сравнению с (17.3) еще раз подчеркивает основную особенность метода соответственных уровней: он основан на учете баланса стока на рассматриваемом участке реки и прогноз уровня является производным от прогноза расхода по (17.3).

### 3. УСЛОВИЯ ПРИМЕНИМОСТИ МЕТОДА И КЛАССИФИКАЦИЯ ПРОГНОЗОВ

Условия применимости метода. Как следует из основного расчетного уравнения (17.3), точность прогнозов по методу соответственных уровней определяется в основном тремя факторами.

- 1) точностью измерения расходов  $Q_{B_i}$  в верхних створах участка;
- 2) точностью определения времени добегаания  $\tau_i$  от каждого верхнего створа участка до нижнего замыкающего створа А;

3) справедливостью исходной предпосылки метода  $\alpha_i = \text{const}$ .

Рассмотрим влияние последнего фактора и определим, исходя из этого, условия применимости метода соответственных уровней.

Для упрощения рассмотрим бесприточный участок реки, ограниченный двумя водомерными постами. Полученные в этом случае выводы могут быть распространены в дальнейшем на любой приточный участок с  $n$  верхними постами  $n$ .

Согласно изложенному, связь соответственных расходов на бесприточном участке выражается уравнением (12.3). Принимая, что ошибка определения  $Q_{A_i}$  по этому равенству зависит только от колебания коэффициента  $\alpha$ , получим

$$\delta(\%) = \delta\alpha(\%) \frac{Q_{B_i - \tau}}{Q_{A_i}} \quad (\alpha)$$

где  $\delta(\%) = \frac{\Delta Q_{A_i}}{Q_{A_i}} 100$  — относительная ошибка определения  $Q_{A_i}$  в процентах,

$\delta\alpha(\%) = \frac{\Delta\alpha}{\alpha} 100$  — относительная ошибка определения коэффициента  $\alpha$  в процентах.

Из уравнения (11.3) имеем

$$\alpha = \frac{\Delta q_i}{Q_{B_i - \tau}}$$

откуда

$$\delta\alpha(\%) = \frac{\delta q_i}{Q_{B_i - \tau}} 100 \quad (\beta)$$

где  $\delta q_i$  — абсолютная ошибка определения бокового притока  $q_i$ .

Подставляя (б) в (а) и учитывая (11.3), получим

$$\delta(\%) = \frac{\delta q_i}{Q_{B_i - \tau} + \Delta q_i} 100 \quad (\gamma)$$

Таким образом, относительная ошибка прогноза стока в нижнем створе участка определяется ошибкой вычисления бокового притока на участке АВ.

Равенство (в) может быть использовано для определения предела применимости метода соответственных уровней. Примем, что допустимая ошибка прогноза  $Q_{A_i}$  не должна превышать 20%, т. е.  $\Delta(\%) \leq 20$ , а максимально возможная амплитуда колебания бокового

притока  $\Delta q_t$  равна 100% от  $q_t$ , т. е.  $\delta q_t = q_t$ ; тогда получим из (в) условие применимости метода соответственных уровней

$$0,2 \leq \frac{\Delta q_t}{Q_{B_t-\tau}} = \frac{Q_{A_t} - Q_{B_t-\tau}}{Q_{B_t-\tau}} = \frac{Q_{A_t}}{Q_{B_t-\tau}} - 1$$

или

$$\frac{Q_{A_t}}{Q_{B_t-\tau}} \leq 1,2. \quad (г)$$

Таким образом, метод соответственных уровней применим, исходя из указанных выше предпосылок, только в том случае, если расход в нижнем створе превышает соответственный расход в верхнем створе не более чем на 20%. Для многолетнего периода это условие можно, очевидно, представить в виде

$$\frac{\bar{Q}_A}{\bar{Q}_B} \leq 1,2, \quad (20.3)$$

где  $\bar{Q}_A$  и  $\bar{Q}_B$  — среднееголетние расходы в створах  $A$  и  $B$ , или, в общем случае, для любого приточного участка с количеством верхних створов  $n$ ,

$$\frac{\bar{Q}_A}{\sum_{i=1}^n \bar{Q}_{B_i}} \leq 1,2, \quad (21.3)$$

где  $\sum_{i=1}^n \bar{Q}_{B_i}$  — сумма среднееголетних расходов в верхних створах участка.

При невыполнении этого условия возможные ошибки прогнозов могут, очевидно, превышать 20%, и поэтому применение метода соответственных уровней становится в этом случае нецелесообразным.

Требования к расположению водомерных постов при прогнозах по методу соответственных уровней. Водомерные посты, наблюдения на которых используются для составления прогнозов по методу соответственных уровней, должны удовлетворять следующим основным требованиям:

1) время добегаания между постами должно быть пропорционально водности реки на участках [в соответствии с (20.3)], колеблясь для различных участков от 1 до 5—6 суток;

2) на постах должны быть данные достаточно длительных (не менее 2—3 лет) синхронных наблюдений над уровнем воды;

3) посты не должны находиться в сфере переменного подпора от впадающих ниже их значительных притоков и гидротехнических сооружений.

Классификация прогнозов. В зависимости от количества верхних постов  $n$  на рассматриваемом участке реки, прогнозы стока по (17.3) и (19.3) могут быть подразделены на: а) прогнозы на бесприточном участке ( $n=1$ ) и б) прогнозы на приточном участке реки ( $n>1$ ).

Подобное подразделение объясняется различием способов построения связей (13.3) и (17.3) при  $n=1$  и  $n>1$ . Таким образом, подразделение это имеет скорее технический, а не принципиальный характер, так как вне зависимости от  $n$  прогнозы стока по методу соответственных уровней имеют общую основу — связь (17.3).

Помимо прогнозов стока на бесприточных и приточных участках, на практике выделяются обычно в отдельную группу прогнозы на так называемой речной системе.

Речной системой называется часть бассейна главной реки, которая может быть подразделена на несколько последовательно расположенных участков (приточных или бесприточных)<sup>1</sup>. Пример речной системы представлен на рис. 13; речная система состоит в этом случае из трех участков I, II и III (оконтурены пунктиром) с нижними створами  $C_1$ ,  $C_2$  и  $A$ .

Прогноз стока в нижнем створе  $A$  речной системы осуществляется, как правило, путем переноса прогнозных величин стока от верхних

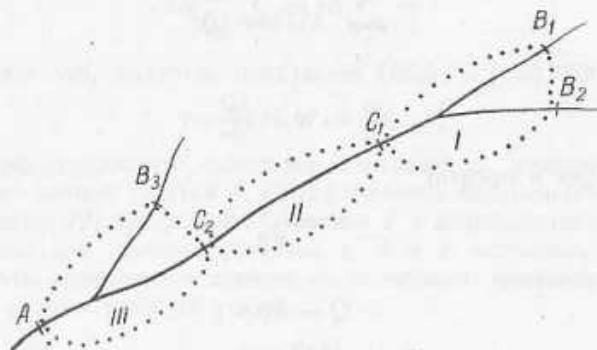


Рис. 13. Схема речной системы.

участков системы к нижним: прогноз стока в  $C_2$  дается по прогнозу стока в  $C_1$ , а прогноз стока в  $A$  дается по прогнозу в  $C_2$ . Таким образом, прогноз на речной системе является производным от прогнозов стока на отдельных участках и самостоятельной теории не имеет. Очевидно также, что условие применимости прогнозов на речной системе полностью определяется неравенством (21.3).

В соответствии с изложенным прогнозы стока по методу соответственных уровней будут подразделены в дальнейшем на:

- 1) прогнозы стока на бесприточном участке,
- 2) прогнозы стока на приточном участке и
- 3) прогнозы стока на речной системе.

В свою очередь описание каждого из этих видов прогнозов подразделено на две части: а) описание способов расчета и прогноза руслового времени добегаания и б) описание способов построения связей вида (17.3) и (19.3).

<sup>1</sup> Определение дается применительно к задаче прогноза режима рек.

## ПРОГНОЗЫ НА БЕСПРИТОЧНОМ УЧАСТКЕ

## 1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВРЕМЕНИ ДОБЕГАНИЯ

## Общие сведения

Время добегания  $\tau$  на бесприточном участке реки определяется следующими факторами: длиной участка  $s$ , формой и шероховатостью русла реки на участке, уровнем воды и средним продольным уклоном реки на участке.

Доказательством этого является следующее.

Согласно изложенному, время добегания на бесприточном участке определяется равенством (1.3).

Вместе с этим скорость движения паводка  $w$  определяется равенством (8.3)

$$\tau = \sum_1^n \Delta\tau = \sum_1^n \frac{\Delta\omega}{\Delta Q} \Delta s,$$

откуда следует

$$\frac{\Delta s}{\Delta\tau} = w = \frac{\Delta Q}{\Delta\omega},$$

или, переходя к пределу

$$w = \frac{dQ}{d\omega}. \quad (22.3)$$

Далее, известно

$$Q = \omega v, \quad (a)$$

откуда

$$dQ = \omega dv + v d\omega, \quad (б)$$

где  $Q$  — расход воды,

$\omega$  — площадь живого сечения,

$v$  — средняя скорость течения.

Определим  $dv$  в (в). Принимая, согласно Шези,

$$v \approx c \sqrt{HI}$$

и считая, что  $c = \text{const}$  и  $I = \text{const}$ , получим

$$dv = \frac{c \sqrt{HI}}{2H} dH = \frac{v}{2H} dH. \quad (в)$$

Вместе с этим

$$d\omega = b dH, \quad (г)$$

откуда

$$dH = \frac{d\omega}{b}, \quad (д)$$

где  $b$  — ширина живого сечения.

Подставляя (б) и (д) в (в), получим

$$dQ = \omega \frac{v}{2bH} d\omega + v d\omega = v d\omega \left( \frac{\omega}{2bH} + 1 \right), \quad (е)$$

и, следовательно, по уравнению (22.3)

$$w = \frac{dQ}{d\omega} = v_{\text{ср}} \left( \frac{\omega}{2bH} + 1 \right), \quad (ж)$$

или

$$w = kv_{\text{ср}}, \quad (23.3)$$

где  $k = \frac{\omega}{2bH} + 1$  — коэффициент формы русла.

Согласно выводам практической гидрометрии (и в соответствии с формулой Шези), средняя скорость течения  $v_{\text{ср}}$  определяется уровнем воды, шероховатостью русла и продольным уклоном реки, т. е.

$$v_{\text{ср}} = f(H, I, c). \quad (з)$$

Учитывая это, получим, подставляя (23.3) в (1.3),

$$\tau = f(H, I, k, s, c), \quad (и)$$

т. е. время руслового добегания определяется указанными выше факторами: длиной участка  $s$ , коэффициентом поперечного сечения  $k$ , уровнем воды  $H$ , продольным уклоном  $I$  и шероховатостью русла  $c$ .

Так как для данного участка  $s$ ,  $k$  и  $c$  постоянны, то из (и) следует, что колебания  $\tau$  зависят от колебаний уровня воды и продольного уклона реки на участке, т. е.

$$\tau = f(H, I). \quad (24.3)$$

На многоводных реках со сравнительно небольшой амплитудой колебания  $H$  и  $I$  амплитуда изменения  $\tau$  составляет в среднем  $\pm 30$  —  $35\%$  от среднего времени добегания в данный сезон года.

На малых и средних реках со значительными продольными уклонами и пикообразным уровнем режимом амплитуда возможных колебаний времени добегания значительно больше; здесь она может достигать  $\pm 200\%$  от среднего времени добегания за многолетний период наблюдений.

Определение  $\tau$  за прошлые годы наблюдений

Определение времени добегания  $\tau$  производится путем анализа данных синхронных наблюдений над прохождением паводков в замыкающих створах участка. С этой целью строятся обычно совмещенные гидрографы уровня или расхода в створах  $A$  и  $B$  (рис. 14) и определяются соответственные точки, под которыми, согласно изложенному, понимаются однородные по фазе паводка точки на совмещенных гидрографах. После определения соответственных точек,



с совмещенных гидрографов снимаются величины  $\tau$  как горизонтальные расстояния (по оси времени) между соответственными точками на этих гидрографах.

Соответственными точками на совмещенных гидрографах принимаются в основном<sup>1</sup> переломные точки. Так, например, соответственными принимаются (рис. 14) точки 1 и 1', 2 и 2', 3 и 3' и т. д.

При этом способе выбираются прежде всего наиболее характерные переломные точки: пики ясно выраженных на обоих постах паводков и наинизшие устойчивые уровни в период открытого русла (длительностью не менее 3 суток при изменении уровня не более

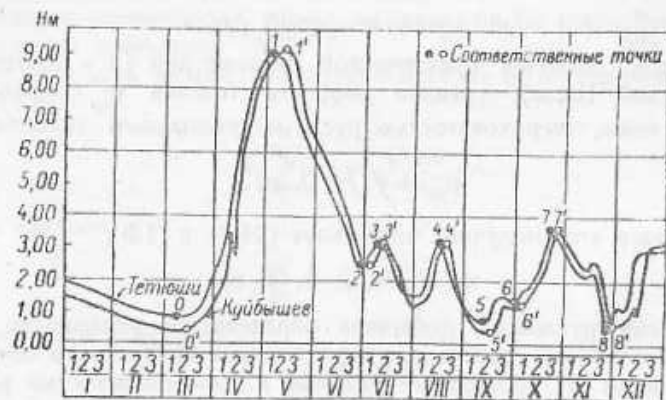


Рис. 14. Совмещенные графики колебания уровня в створах гг. Тетюши и Куйбышев (р. Волга).

2—3 см). При недостаточном количестве наиболее характерных точек производится выборка дополнительных точек, к которым относятся впадины хода уровня между паводками, точки начала паводков, точки резкого изменения интенсивности подъема или спада. При этом подчеркивается, что в качестве характерных и дополнительных соответственных точек можно принимать лишь такие, которые ясно и одинаково четко выражены на графиках обоих постов и имеют на нижнем посту некоторое запаздывание по сравнению с временем наступления их на верхнем посту.

Очевидно, что изложенный способ применим лишь при наличии достаточного количества переломных точек. В том же случае, если количество переломных точек сравнительно невелико (когда режим реки на участке отличается большой плавностью и устойчивостью изменения уровня, а продолжительность периода наблюдений сравнительно невелика), можно использовать для определения соответственных уровней так называемый способ пропорциональных модулей стока, основанный на предположении о про-

<sup>1</sup> Известны и другие способы определения соответственных точек [2]. Однако они представляют скорее исторический, чем теоретический или практический интерес и поэтому не приводятся.

порциональности между высотами паводка и высотами соответственных точек над подошвами паводка в створах А и В. Иными словами, указанный способ основан на предположении, что высоты соответственных точек над

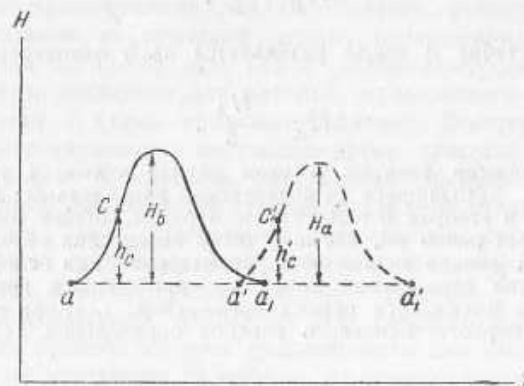


Рис. 15. Совмещенные паводки в верхнем и нижнем створах.

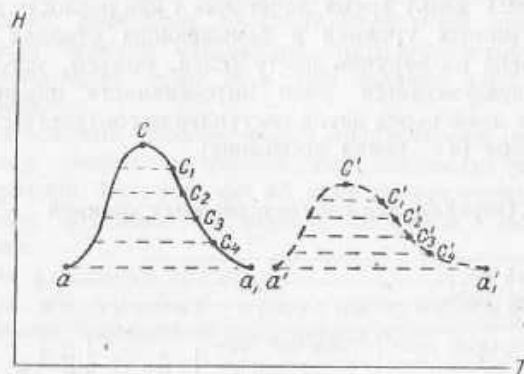


Рис. 16. Схема пропорционального расчленения паводков;

подошвой паводка в створах участка (рис. 15) определяются соотношением

$$\frac{h_c}{h'_c} = \frac{H_B}{H_A}, \quad (а)$$

откуда

$$h'_c = h_c \frac{H_A}{H_B}, \quad (б)$$

где  $h'_c$  и  $h_c$  — высоты соответственных точек  $c$  и  $c'$  над подошвами паводка в створах А и В,

$H_A$  и  $H_B$  — высоты паводка (над его подошвой) в створах А и В.

Практически определение соответственных точек по равенству (6) производится путем расчленения паводка в створах В и А на равное число интервалов линиями, параллельными подошвам паводка  $aa'$  и  $a'a_1'$  (рис. 16).

Так, например, если паводок в створе *B* разбит на 5 одинаковых интервалов шириной

$$\Delta H_B = \frac{H_B}{5},$$

то паводок в створе *A* также разбивается на 5 одинаковых интервалов шириной

$$\Delta H_A = \frac{H_A}{5}.$$

Соответственными точками в этом случае являются точки  $c_1 - c_1'$ ,  $c_2 - c_2'$ ,  $c_3 - c_3'$ , находящиеся на пересечении параллельных линий с гидрографом паводка в створах *B* и *A*. Таким образом, общее число пар соответственных точек равно  $2m$ , где  $m$  — число интервалов расчленения.

Изложенный способ может быть рекомендован для использования при малом количестве переломных точек на совмещенных графиках уровня или расхода за имеющийся период наблюдений, т. е. при невозможности использования первого, основного способа определения соответственных точек.

Соответственные уровни или расходы рекомендуется выписывать в табл. 4. Помимо величин и дат наступления соответственных уровней или расходов в створах участка, в этой таблице выписывается (с точностью  $\pm 1$  день) время добега  $\tau$  как разность дат наступления соответственных уровней в замыкающих створах и отмечается фаза хода уровня на верхнем посту (спад, подъем, устойчивый); под последней подразумевается знак интенсивности изменения уровня в среднем за  $\tau$  дней перед датой наступления соответственного уровня в верхнем створе ( $\tau$  — время добега).

Определение соответственных уровней

Таблица 4

Река \_\_\_\_\_  
Верхний пост \_\_\_\_\_  
Нижний пост \_\_\_\_\_

№ п/п	Год	Верхний пост		Нижний пост		Время добега $\tau$ (сутки)	Фаза хода уровня на верхнем посту	Примечание
		дата	уровень или расход	дата	уровень или расход			
1	2	3	4	5	6	7	8	9

Количество пар соответственных точек, которые определяются изложенными способами за прошлый период наблюдений, должно быть не менее 15—20. При этом следует учитывать, что выбранные соответственные точки должны равномерно распределяться по всей амплитуде колебания уровня воды; это необходимо для определения  $\tau$  при всех отметках уровня в верхнем створе участка.

## Прогноз времени добега

Изложенные выше способы определения  $\tau$  на совмещенных гидрографах стока предназначены для определения фактических величин времени добега за прошлый период наблюдений. В случае же прогноза стока по (13.3) или (15.3) необходимо, очевидно, иметь прогноз времени добега для паводка, проходящего через верхний створ в момент  $t$  (день выпуска прогноза). Поэтому ниже будут изложены существующие в настоящее время способы прогноза времени добега, т. е. способы определения времени добега для паводка, который наблюдается сегодня в верхнем створе участка.

В настоящее время существуют три способа прогноза времени добега: а) по кривым времени добега, б) по уравниванию неразрывности стока и в) по средней скорости течения.

Основным и наиболее точным из этих способов является первый. Два последних способа следует рассматривать как ориентировочные, так как они не учитывают, в отличие от кривых времени добега, местных особенностей участков (например, формы русла и распределения продольных уклонов), которые существенно сказываются на величине времени добега. Кроме этого, необходимо отметить, что применение двух последних способов становится практически бессмысленным при наличии материалов гидрометрических наблюдений на участке за прошлые годы, т. е. при наличии табл. 4 с фактическими величинами  $\tau$ .

Поэтому указанные способы имеют практическую ценность только при отсутствии данных о фактических величинах  $\tau$  за прошлый период наблюдений. При наличии же этих данных прогнозы  $\tau$  должны во всех случаях производиться первым способом — по кривым времени добега.

Рассмотрим указанные способы.

Прогноз по кривым времени добега. Кривыми времени добега называются зависимости вида

$$\tau = f(H_B, I), \quad (25.3)$$

где  $H_B$  — уровень в верхнем створе в день выпуска прогноза и  $I$  — средний продольный уклон на участке.

Зависимость эта следует из (24.3) при условии

$$H_B = f(H, I),$$

где  $H$  — средний уровень на участке  $s$ , т. е. при линейном распределении уровня на участке реки.

Построение кривых времени добега производится графическим путем по данным табл. 4; при этом по вертикальной оси откладывается, как правило, уровень  $H_B$  в верхнем створе участка (гр. 4, табл. 4), а по горизонтальной — время добега  $\tau$  (гр. 8, табл. 4). Продольный уклон учитывается обычно путем построения на поле графика двух кривых для периодов подъема и спада уровня

на верхнем посту.<sup>1</sup> В этом случае у точек на поле графика отмечается фаза паводка на верхнем посту: с — спад и п — подъем (по данным гр. 7, табл. 4); после этого в поле точек для подъема и спада проводятся средние плавные линии — кривые времени добегаия для периодов подъема и спада. В случае же, если все точки близко расположены друг к другу и подразделение по фазам невозможно, на поле графика проводится одна общая кривая для периодов подъема и спада. В этом случае, очевидно, режим реки на участке характеризуется сравнительным постоянством продольного уклона ( $I = \text{const}$ ) при прохождении паводков из-за незначительности добавочного уклона паводков по сравнению со средним уклоном реки.

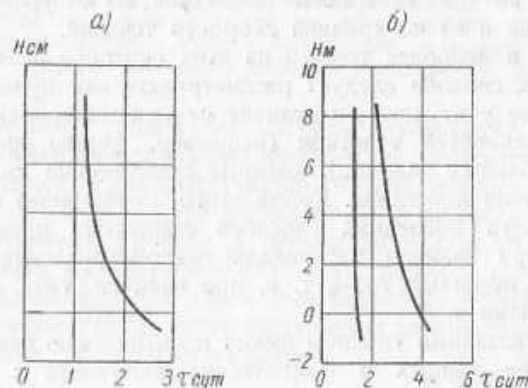


Рис. 17. Кривые времени добегаия.

Кривые времени добегаия для естественных открытых водотоков имеют, как правило, вид, представленный на рис. 17. На рис. 17 а приводится общая кривая времени добегаия при  $I = \text{const}$  (р. Амур — с. Кумара), а на рис. 17 б — кривая времени добегаия для подъема и спада паводков при  $I \neq \text{const}$  (р. Даугава, участок Витебск — Даугавпилс).

Как правило, кривые времени добегаия почти параллельны оси уровня или расхода, за исключением нижней части, изогнутой вправо. Иными словами, время добегаия мало изменяется при колебаниях уровня, за исключением наиболее низких отметок, при которых  $\tau$  увеличивается. Последнее объясняется тем, что с уменьшением уровня уменьшается средняя скорость течения  $v_{\text{ср}}$  и, следовательно, уменьшается [в соответствии с (23.3)] скорость движения паводков  $w$ .

<sup>1</sup> Некоторые исследователи, например Ф. И. Быдин [2], предлагают строить кривые времени добегаия с учетом абсолютной величины среднего уклона  $I$ . Однако подобные предложения не получили распространения на практике из-за сравнительной сложности и незначительного выигрыша в точности.

Кривые для периодов подъема и спада уровня на верхнем посту почти параллельны друг другу, причем кривая времени добегаия для подъема находится слева от кривой времени добегаия для спада,<sup>1</sup> т. е. при одинаковом уровне  $H_B$  время добегаия на подъеме меньше времени добегаия на спаде ( $\tau_n < \tau_c$ ). Последнее можно объяснить исходя из равенства (8.3), из которого следует

$$\tau = \frac{\Delta \bar{w}}{\Delta \bar{Q}} \approx \frac{\Delta \bar{H}}{\Delta \bar{Q}} bs,$$

где  $\Delta \bar{w}$ ,  $\Delta \bar{Q}$  и  $\Delta \bar{H}$  — средние величины приращений площади живого сечения, расхода и уровня воды на участке  $s$  за единицу времени  $\Delta t$ ,

$b$  — средняя ширина реки на участке.

Как известно, кривая расходов на реках с переменными уклонами при прохождении паводков ( $I \neq \text{const}$ ) имеет более или менее выраженную петлю (рис. 18), причем верхняя часть петли соответствует спаду, а нижняя — подъему уровня.

Определим по кривой расхода приращение расхода при подъеме и спаде уровня, соответствующие приращению уровня  $\Delta H$ . Из рис. 18 следует  $\Delta Q_n > \Delta Q_c$ , где  $\Delta Q_n$  и  $\Delta Q_c$  — приращения расхода на подъеме и спаде. Подставляя это неравенство в (8а), получим, что при  $\Delta H = \text{const}$ ,  $b = \text{const}$  и  $s = \text{const}$   $\tau_n < \tau_c$ .

Таким образом, величина сдвига (по оси  $\tau$ ) между кривыми времени добегаия для подъема и спада уровня прямо пропорциональна ширине петли кривой расхода при данном уровне воды (так как с увеличением ширины петли возрастает неравенство  $\Delta Q_n > \Delta Q_c$ ). Поэтому кривые расходов в замыкающих створах участка могут быть использованы для характеристики влияния продольного уклона на время добегаия  $\tau$  на этом участке.

Точность прогноза  $\tau$  по кривым времени добегаия (т. е. величина разброса точек около средней линии на поле графика) определяется в основном двумя факторами: а) амплитудой колебания продольного уклона и б) распределением уровня воды по длине участка.

Влияние первого из этих факторов доказывается зависимостью (25.3). Так как продольный уклон при построении кривых времени

<sup>1</sup> При этом подчеркивается, что, согласно изложенному на стр. 64, гребень паводка и небольшой начальный промежуток спада уровня относятся к фазе подъема.

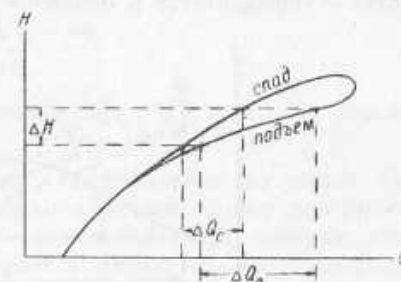


Рис. 18. Кривые расхода для периодов подъема и спада уровня.

добегания учитывается приближенно, то с увеличением амплитуды колебания  $I$  в периоды подъема и спада разброс точек около кривых времени добегания будет увеличиваться.

Влияние второго фактора объясняется тем, что зависимость (25.3) основана на предположении о линейном изменении уровня на участке  $s$ ; поэтому в случаях нелинейного распределения уровня точность зависимости (25.3) уменьшается.

Амплитуда колебаний продольного уклона определяется режимом реки. Наибольшая амплитуда колебаний наблюдается обычно на малых реках степной зоны с незначительной естественной зарегулированностью стока. Наименьшая амплитуда колебаний продольного уклона наблюдается в низовьях крупных рек, режим которых отличается плавностью изменений уровня во времени.

Второй из указанных факторов — распределение уровня по длине участка — определяется в основном соотношением между длиной па-

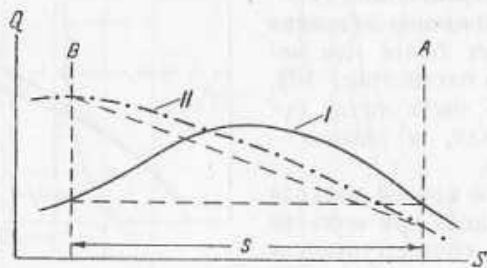


Рис. 19. Схема распределения расхода воды по длине реки.

водка и длиной участка  $S$ . Это иллюстрируется рис. 19, на котором представлены продольные разрезы двух паводков различной длины. Из рисунка следует, что с увеличением длины паводка увеличивается отклонение фактического распределения уровня от линейного (пунктир).

Таким образом, наибольшая точность кривых времени добегания будет наблюдаться на сравнительно коротких участках крупных рек, где длина паводков обычно наибольшая, с увеличением длины участка точность кривых будет уменьшаться.

В заключение следует отметить, что кривые времени добегания строятся только в случае значительной амплитуды колебания величин  $\tau$  в табл. 4. При небольшой амплитуде колебания  $\tau$ , не превышающей  $\pm 30\%$  от среднееголетней величины, кривые времени добегания не строятся. Прогнозы уровня и расхода по зависимостям (15.3) и (13.3) даются в этом случае с учетом постоянного среднего времени добегания, которое находится как среднее арифметическое из величин  $\tau$  в табл. 4.

Прогноз  $\tau$  по уравнению неразрывности стока. Уравнением неразрывности называется уравнение, определяющее баланс стока на участке реки,

Обозначая объемы воды, проходящие в единицу времени  $\Delta t$  через верхний и нижний створы участка, через  $Q_B \Delta t$  и  $Q_A \Delta t$ , а объем бокового притока грунтовых вод через  $\Delta q \Delta t$ , получим уравнение неразрывности стока

$$Q_B \Delta t + \Delta q \Delta t - Q_A \Delta t = \Delta W$$

или

$$Q_{A_t} \Delta t = Q_{B_t} \Delta t + \Delta q_t \Delta t - \Delta W, \quad (26.3)$$

где  $\Delta W$  — изменение объема воды на участке.

Приращение объема воды  $\Delta W$  может быть выражено через время добегания  $\tau$  по зависимости (8.3). Подставляя (8.3) в (26.3), получим

$$Q_{A_t} \Delta t = Q_{B_t} \Delta t + \Delta q_t \Delta t - \tau \Delta \bar{Q}_t,$$

откуда

$$\tau = \frac{\bar{Q}_{B_t} - Q_{A_t} + \Delta \bar{q}_t}{\Delta \bar{Q}_t}, \quad (a)$$

где  $\bar{Q}_{B_t}$ ,  $\bar{Q}_{A_t}$  и  $\Delta \bar{q}_t$  — средние величины  $Q_B$ ,  $Q_A$  и  $\Delta q$  за единицу времени  $\Delta t$ .

Так как величина  $\Delta q$  неизвестна, то уравнение (a) может быть использовано для определения  $\tau$  только в частном случае при  $\Delta q \approx 0$ . Подобное допущение может быть принято на спаде паводка, когда боковой приток на участке уменьшается настолько, что приращение расхода  $\Delta q$  становится величиной второго порядка по сравнению с  $Q_B$ . Принимая поэтому для периодов спада  $\Delta \bar{q} \approx 0$ , получим из (a)

$$\tau = \frac{\bar{Q}_{B_t} - \bar{Q}_{A_t}}{\Delta \bar{Q}_t}, \quad (б)$$

где  $\Delta \bar{Q}_t$  — среднее изменение расхода воды на участке в единицу времени  $\Delta t$ .

Величины  $\bar{Q}_{B_t}$ ,  $\bar{Q}_{A_t}$  и  $\Delta \bar{Q}_t$  в (б) могут быть определены по данным гидрометрических наблюдений в створах  $B$  и  $A$ , исходя из предположения о линейном распределении расхода по длине участка. При этом условии

$$\bar{Q}_{B_t} = \frac{Q_{B_{t-\Delta t}} + Q_{B_t}}{2}, \quad (в)$$

$$\bar{Q}_{A_t} = \frac{Q_{A_{t-\Delta t}} + Q_{A_t}}{2}, \quad (г)$$

$$\Delta \bar{Q}_t = \frac{Q_{B_t} + Q_{A_t}}{2} - \frac{Q_{B_{t-\Delta t}} + Q_{A_{t-\Delta t}}}{2}, \quad (д)$$

где  $Q_{B_t}$  и  $Q_{A_t}$  — расходы в створах  $B$  и  $A$  в момент  $t$ ,  $Q_{B_{t-\Delta t}}$  и  $Q_{A_{t-\Delta t}}$  — расходы в этих же створах в момент  $t - \Delta t$ ,  $\Delta t$  — принятая единица времени (обычно сутки).

Подставляя (в), (г) и (д) в (б), получим

$$\tau = \frac{(Q_{Bt} - Q_{At}) + (Q_{Bt-\Delta t} - Q_{At-\Delta t})}{(Q_{Bt} + Q_{At}) - (Q_{Bt-\Delta t} + Q_{At-\Delta t})} \quad (27.3)$$

Это уравнение может быть использовано для прогноза по данным о расходах воды в замыкающих створах участка в данный и предшествующий моменты времени.

Достоинством изложенного способа является его простота и возможность использования при отсутствии синхронных гидрометрических наблюдений в створах  $B$  и  $A$  за прошлый период времени.

Недостатком способа является его небольшая точность, так как уравнение (27.3) не учитывает местных особенностей русла на участке и основано на приближенной предпосылке о линейном распределении расхода по длине реки. Кроме этого, недостаток способа заключается в том, что уравнение (27.3) может быть использовано только в периоды спада, когда боковой приток достигает минимума.

Как и в случае кривых времени добегания, точность равенства (27.3) определяется режимом реки и длиной участка  $s$ . Наибольшую точность имеют расчеты  $\tau$  на коротких участках многоводных рек, так как в этом случае в наибольшей степени выполняется условие о линейном распределении расходов по длине участка  $s$ . С увеличением  $s$  и, следовательно, с увеличением отклонения фактического распределения расходов от линейного распределения точность равенства (27.3) уменьшается.

Изложенный способ может быть использован только для ориентировочного расчета  $\tau$  в период спада при отсутствии кривых времени добегания.

Прогноз  $\tau$  по средней скорости течения. Способ основан на использовании уравнений (1.3) и (23.3). Подставляя последнее в первое, получим

$$\tau = \frac{s}{k v_{cp}} \quad (28.3)$$

Теоретически коэффициент  $k$  в этом равенстве определяется формой русла (см. стр. 63)

$$k = \frac{\omega}{2bH} + 1,$$

где  $\omega$ ,  $b$  и  $H$  — площадь живого сечения, ширина и глубина реки.

Так, например, для русла прямоугольной формы

$$\omega = bH$$

и, следовательно,

$$k = \frac{\omega}{2bH} + 1 = \frac{3}{2},$$

для русла треугольной формы  $\omega = \frac{1}{2}bH$  и, следовательно,  $k = \frac{5}{4}$ ; для русла параболической формы  $\omega = \frac{2}{3}bH$  и, следовательно,  $k = \frac{4}{3}$ .

Таким образом, теоретически коэффициент  $k$  во всех случаях больше единицы и в среднем равен 1,35. Однако практически коэффициент  $k$  может быть больше и меньше единицы. Так, например, Б. А. Аполлов [2] приводит данные о фактических коэффициентах  $k$  (найденных по фактическим величинам  $\tau$ ) на бесприточных участках рр. Волги, Рейна и Эльбы. Согласно этим данным, коэффициент  $k$  колеблется от 0,55 до 1,34 и в среднем равен 0,8—1,0.

Расхождение между теоретическими и фактическими величинами  $k$  объясняется, во-первых, тем, что равенство (ж) (стр. 63), устанавливающее связь между скоростью движения паводка и средней скоростью течения, получено исходя из приближенных предпосылок  $l = \text{const}$  и  $c = \text{const}$  в формуле Шези и, во-вторых, тем, что гидрометрические створы устанавливаются обычно в суженных местах русла, где скорость течения повышена. А так как средняя скорость  $v_{cp}$  в (28.3) определяется обычно как среднее арифметическое из скоростей течения в замыкающих створах участка

$$v_{cp} = \frac{v_A + v_B}{2}, \quad (e)$$

где  $v_A$  и  $v_B$  — скорости течения в створах  $A$  и  $B$ , то величина  $v_{cp}$  получается обычно завышенной по сравнению с фактической средней скоростью течения на участке. Поэтому фактическая величина  $k$ , которая находится из равенства (28.3)

$$k = \frac{s}{\tau v_{cp}}, \quad (ж)$$

оказывается заниженной по сравнению с теоретической величиной.

Последняя причина является, по-видимому, основной, так как фактические величины  $k$ , как правило, занижены по сравнению с теоретическими значениями и лишь в некоторых случаях равны им.

Исходя из изложенного и учитывая, что в среднем фактические величины коэффициента  $k$  близки к единице ( $\bar{k} = 0,8 - 1,0$ ), Б. А. Аполлов [2] предлагает принимать в (28.3)  $k = 1,0$ , т. е. производить расчет  $\tau$  по равенству

$$\tau = \frac{s}{v_{cp}} = \frac{2s}{v_A + v_B}, \quad (29.3)$$

где  $v_A$  и  $v_B$  — скорости течения в створах  $A$  и  $B$  в данный момент времени.

Точность этого равенства можно установить исходя из данных о возможной амплитуде колебания коэффициента  $k$ . Принимая, согласно изложенному, что коэффициент  $k$  колеблется на различных реках от 0,35 до 1,35, получим, что наибольшая возможная ошибка расчета по (29.3) может достигать

$$\Delta(\%) = \left(1 - \frac{1}{0,58}\right) 100 = \pm 80\%$$

от фактического времени добегания  $\tau$ .

Из этого следует, что изложенный способ может быть использован только для ориентировочного расчета  $\tau$  на мало исследованных реках, для которых невозможно построить кривые времени добега.

## 2. ПРОГНОЗ СТОКА

### Построение связей соответственных уровней

Связи (13.3) и (15.3), по которым производится прогноз уровня или расхода на бесприточном участке, строятся, как и кривые времени добега, по данным табл. 4.

В большинстве случаев построение этих связей производится графически (рис. 20), причем по вертикальной оси откладываются

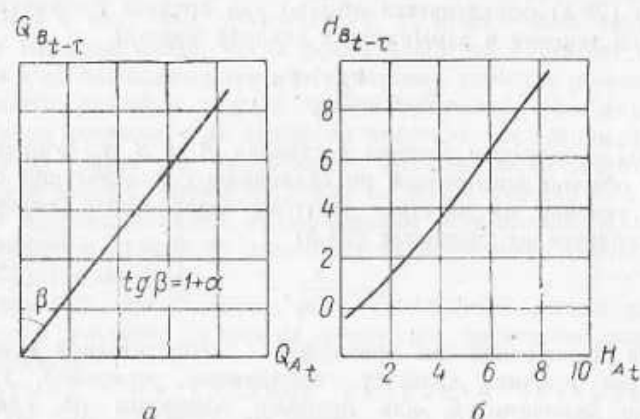


Рис. 20. Связи соответственных уровней и расходов.

уровни или расходы на верхнем посту (гр. 4, табл. 4), а по горизонтальной — уровни или расходы на нижнем посту (гр. 6, табл. 4).

Как правило, связь соответственных расходов на естественных открытых водотоках является линейной, причем, согласно (12.3),

$$\operatorname{tg} \gamma = (1 + \alpha),$$

где  $\gamma$  — угол наклона линии связи к вертикальной оси (рис. 20 а).

Таким образом, наклон линии связи соответственных расходов к осям координат определяется боковой приточностью  $\Delta q$  на участке: при отсутствии бокового притока ( $\Delta q = 0$ ) угол наклона линии связи к вертикальной оси  $\gamma = 45^\circ$ ; в случае же  $\Delta q > 0$ ,  $\gamma > 45^\circ$ .

В отличие от графиков связи соответственных расходов, связь соответственных уровней (рис. 20 б) определяется не только боковым притоком, но и формой кривых расходов  $Q = f(H)$  в замыкающих створах участка, так как связь эта является производной от связи соответственных расходов (13.3).

В зависимости от вида кривых расходов, точнее в зависимости от выполнимости равенства  $m = n$ , где  $m$  и  $n$  — степенные показатели уравнений кривых расходов (см. стр. 53), связь (15.3) может быть линейной и нелинейной. Линейной эта связь будет при  $m = n$ , т. е. при одинаковых поперечных профилях русла в створах А и В. Нелинейной она будет при  $m \neq n$ , т. е. при различных профилях поперечного сечения русла в замыкающих створах. В последнем случае связь соответственных уровней будет иметь выпуклость к оси координат того поста, на котором ширина реки при подъеме уровня увеличивается быстрее (рис. 21). Таким образом, связь соответственных уровней может быть использована как характеристика поперечных профилей русла в замыкающих створах участка. И, наоборот,

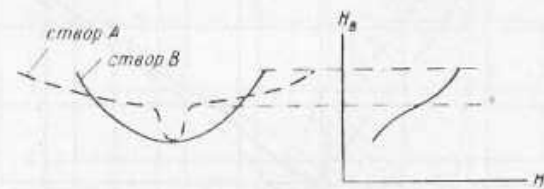


Рис. 21. Схема влияния поперечного сечения русла на связь соответственных уровней.

поперечные профили русла в замыкающих створах могут быть использованы для уточнения связи соответственных уровней при недостатке точек наблюдений на поле графика.

### Точность связи соответственных уровней и построение связи при $I \neq \text{const}$ , переменном боковом притоке и неустойчивом русле

Согласно изложенному, точность связи соответственных уровней определяется в основном:

- 1) точностью измерения или определения расходов в замыкающих створах участка,
- 2) точностью определения времени добега  $\tau$ ,
- 3) справедливостью исходной предпосылки метода  $\alpha = \text{const}$ .

В свою очередь точность определения расходов в замыкающих створах зависит от устойчивости кривых расходов, т. е. от устойчивости русла в створах водомерных постов; точность определения времени добега зависит в основном от устойчивости продольного уклона реки, а изменчивость коэффициента  $\alpha$  определяется колебаниями боковой приточности и степенью распластывания паводков на участке.

Таким образом, точность связи соответственных уровней определяется в основном четырьмя факторами:

- а) устойчивостью русла реки в створах водпостов,
- б) колебаниями продольного уклона реки,
- в) величиной и амплитудой колебания боковой приточности на участке и
- г) величиной распыливания паводков при движении их на участке.

Наибольшее влияние на точность связи соответственных уровней оказывают три первых фактора. Например, согласно рис. 22а, б, на которых представлены связи соответственных уровней на участках

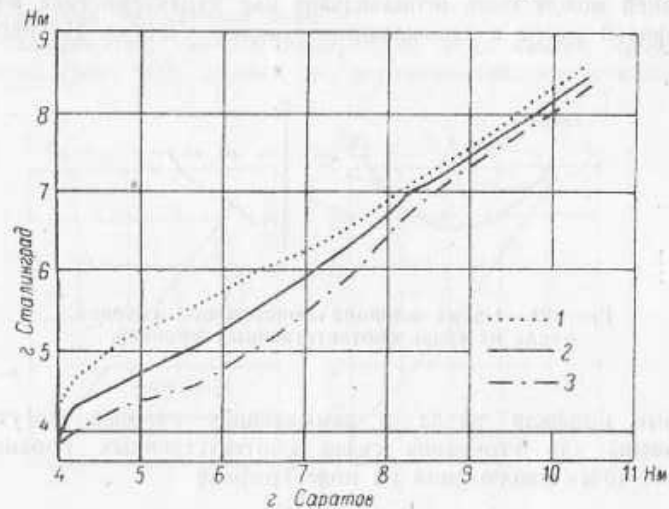


Рис. 22а. Связь соответственных уровней при различном времени добегания.  
1 — пробег 4 суток, 2 — пробег 2 суток, 3 — пробег 3 суток.

Саратов — Сталинград (р. Волга) и Екатерино-Никольское — Михайло-Семеновское (р. Амур), точность связей существенно зависит от принятого времени добегания между постами (и, следовательно, от величины продольного уклона, которым определяется время добегания), и боковой приточности на участке; влияние последнего фактора, особенно при несинхронных колебаниях боковой приточности (по сравнению с колебаниями расходов в верхнем створе), может вызвать значительный разброс точек и резко снизить точность связи соответственных уровней (рис. 22б).

Последний из указанных выше факторов — распыливание паводков — сравнительно мало влияет на точность связи соответственных уровней на бесприточных участках равнинных рек [13]. Длина этих участков в большинстве случаев невелика, и поэтому распыливание паводков часто соизмеримо с ошибками определения расхода по кривым  $Q = f(H)$ .

В соответствии с изложенным связь соответственных уровней может быть эффективно использована для прогноза стока на реках с небольшими амплитудами колебания продольного уклона при прохождении паводков и с небольшой, синхронно изменяющейся боковой приточностью. На реках же со значительными амплитудами колеба-

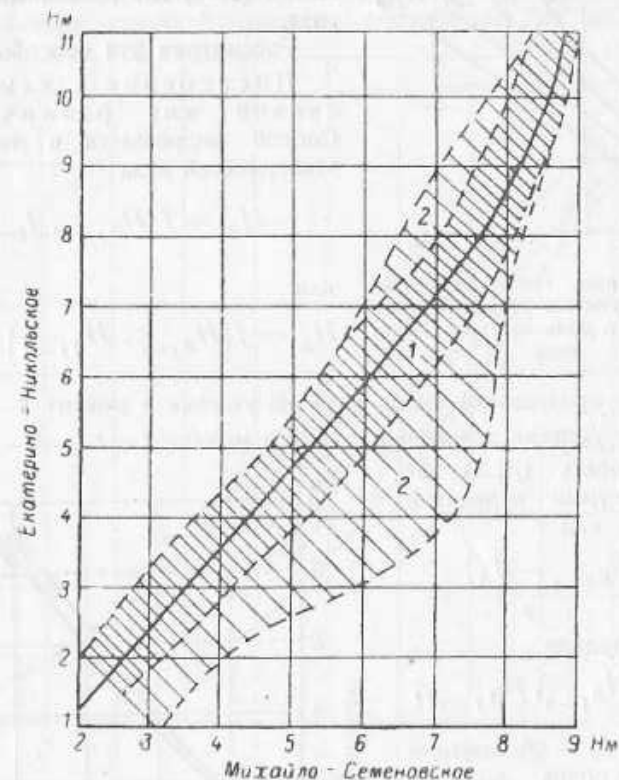


Рис. 22б. Связь соответственных уровней при переменной боковой приточности.  
1 — поле с густым расположением точек, 2 — поле с редким расположением точек.

ния продольного уклона и боковой приточности, а также на реках с неустойчивым, легко размываемым руслом графические связи (13.3) и (15.3) будут иметь значительный разброс точек и, следовательно, небольшую точность. В этих случаях возникает необходимость в учете продольного уклона, боковой приточности и устойчивости русла при построении связей соответственных уровней. Производится это в основном следующими способами:

- а) путем построения семейства связей (13.3) или (15.3) для различных значений продольного уклона,

б) путем построения двух связей соответственных уровней для периодов подъема и спада паводков,

в) путем построения связей соответственных уровней с учетом осадков на площади водосбора,

г) путем построения семейства связей (15.3) для различных сезонов года.

Рассмотрим эти способы.

Построение семейства связей для различных  $i$ . Способ заключается в построении зависимостей вида

$$H_{A_i} = f(H_{B_{i-\tau}}, I_{i-\tau}) \quad (30.3)$$

или

$$H_{A_i} = f(H_{B_{i-\tau}}, H_{A_{i-\tau}}), \quad (31.3)$$

Рис. 23. Связь соответственных уровней с учетом уровня в нижнем створе в день выпуска прогноза.

где  $I_{i-\tau}$  — продольный уклон реки на участке в момент  $t-\tau$ ,

$H_{A_{i-\tau}}$  — уровень в нижнем створе в момент  $t-\tau$ .

Зависимость (31.3) является частным вариантом (30.3), так как

$$I_{i-\tau} = \frac{\bar{H}_{B_{i-\tau}} - \bar{H}_{A_{i-\tau}}}{s}$$

и, следовательно,

$$I_{i-\tau} = f(H_{B_{i-\tau}}, H_{A_{i-\tau}}),$$

где  $\bar{H}_B$  и  $\bar{H}_A$  — абсолютные отметки уровня воды в створах  $B$  и  $A$ .

На практике применяется в большинстве случаев зависимость (31.3) (рис. 23). Построение этой связи производится по данным табл. 4 (гр. 3, 5 и 6).

Построение связей соответственных уровней для подъема и спада паводков. Способ применяется при небольших амплитудах колебания продольного уклона в период подъема и в период спада паводков. В этом случае по данным табл. 2 (гр. 4, 6 и 7) строятся связи соответствен-

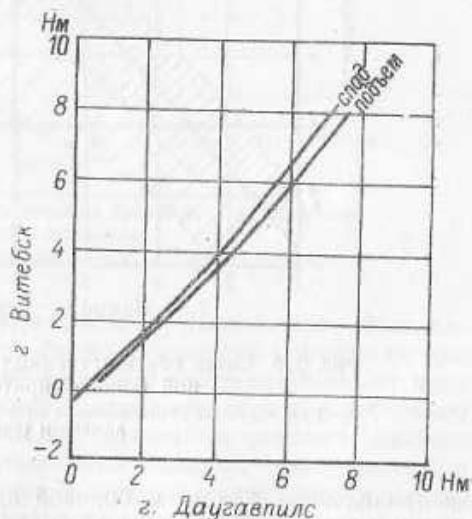
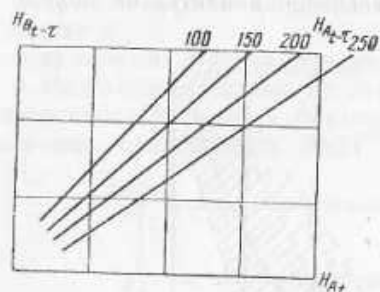


Рис. 24. Связи соответственных уровней для периодов подъема и спада (р. Даугава, участок Витебск—Даугавпилс).

ных уровней отдельно для периодов подъема и спада. На рис. 24 представлены подобные связи для участка Витебск—Даугавпилс (р. Даугава).

Построение связей соответственных уровней с учетом осадков на площади водосбора. Способ заключается в построении семейства связей соответственных уровней для нескольких градаций осадков, выпадающих на водосборную

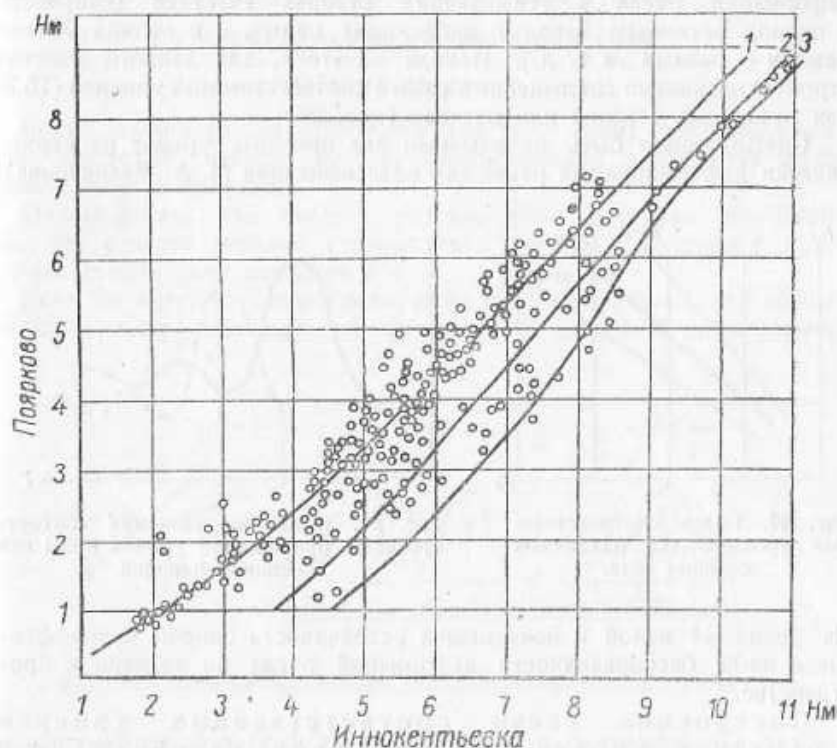


Рис. 25. Связь соответственных уровней р. Амура на участке Поярково—Иннокентьевка с учетом осадков в бассейне р. Бурей.

Осадки в бассейне р. Бурей: 1 — малые (< 15 мм), 2 — средние (15—20 мм), 3 — большие (> 40 мм).

площадь участка. Метеорологические станции, по данным которых определяется среднее количество осадков, а также период суммирования осадков (т. е. период, для которого учитываются осадки) находятся путем подбора. В некоторых случаях при построении подсобных связей учитываются не только уже выпавшие осадки (в течение нескольких дней перед датой выпуска прогноза), но и ожидаемые осадки (по данным прогноза погоды).

Так, например, прогноз уровня в нижнем створе участка Поярково—Иннокентьевка (р. Амур) производится с учетом осадков в бассейне р. Бурей (впадающей в Амур на этом участке) (рис. 25).



Осадки в данном случае брались спрогнозированные: на поле графика было построено семейство из трех изолиний для малой (< 15 мм), средней (15—40 мм) и большой (> 40 мм) суммы осадков в бассейне за следующие три дня от даты выпуска прогноза.

Построение семейства связей (15.3) для различных сезонов года. Способ основан на предположении о сезонности деформаций русла в замыкающих створах участков (например, в период весеннего паводка происходит намыв, а в период летней межени — размыв и т. д.). Исходя из этого, для данного участка строится несколько смещенных связей соответственных уровней (15.3) для различных сезонов или месяцев (рис. 26).

Способ может быть использован для прогноза уровня на периодически деформируемых реках (по классификации М. А. Великанова).

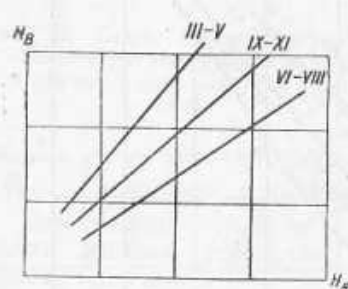


Рис. 26. Связь соответственных уровней для различных сезонов года.

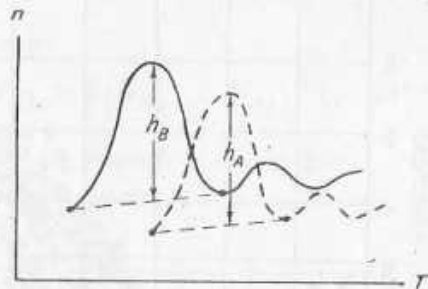


Рис. 27. Схема определения соответственных приращений уровня воды над подошвой паводка.

На реках же малой и наименьшей устойчивости способ малоэффективен из-за беспорядочности деформаций русла во времени и пространстве.

Построение связи соответственных уровней в отметках уровня над подошвой паводка. Способ заключается в построении графической или аналитической зависимости вида

$$h_{A,t} = f(h_{B,t-\tau}), \quad (32.3)$$

где  $h_A$  и  $h_B$  — отметки уровня в створах  $A$  и  $B$  над подошвой паводка (рис. 27).

Преимущество этой зависимости по сравнению с (15.3) заключается в возможности учета расплывания паводочной волны, которое определяется высотой паводка, а не уровнем воды над нулем графика.

Таким образом, зависимость (32.3) может быть использована для прогноза в случаях значительного расплывания паводков. На практике эта зависимость применяется весьма редко, что объясняется,

во-первых, большой трудоемкостью ее построения и использования и, во-вторых, тем, что на бесприточных участках равнинных рек расплывание паводков, как было отмечено выше, практически равно нулю.

### Глава III

## ПРОГНОЗЫ НА ПРИТОЧНОМ УЧАСТКЕ

### 1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВРЕМЕНИ ДОБЕГАНИЯ

#### Общие сведения

Время добегания на приточном участке, кроме перечисленных выше факторов, зависит еще от интерференции паводочных волн главной реки и притоков.

Предположим, что имеется участок реки с одним притоком (рис. 28) и через верхние створы этого участка в моменты  $t_1$  и  $t_2$  прошли гребни двух паводков  $I$  и  $II$ .

Если бы в русле главной реки, ниже впадения притока, эти волны двигались независимо друг от друга, то в створе  $A$  наблюдались

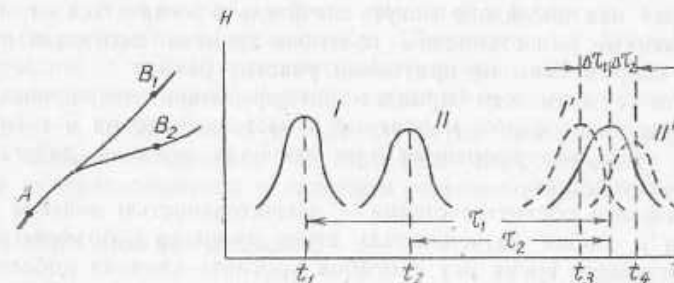


Рис. 28. Схема интерференции паводков на приточном участке.

бы два паводка  $I'$  и  $II'$  и время добегания их соответственно равнялось бы  $\tau_1 = t_3 - t_1$  и  $\tau_2 = t_4 - t_2$ .

В действительности же в нижнем створе будут наблюдаться не два, а один паводок, что объясняется интерференцией паводочных волн в русле главной реки.

Из рис. 28 следует, что время добегания суммарного паводка от постов  $B_1$  и  $B_2$  равно  $\tau_1$  и  $\tau_2$ ; при отсутствии же интерференции время добегания от этих постов равно соответственно  $\tau'$  и  $\tau''$ . Таким образом, разность между величинами времени добегания при интерференции и без нее равна  $\Delta\tau_1 = \tau' - \tau_1$  и  $\Delta\tau_2 = \tau'' - \tau_2$ .

Отклонение времени добегания  $\Delta\tau$  вследствие интерференции паводков может достигать на практике больших величин в зависимости от соотношения водности главной реки и притока и фазы встречи паводков. Так, Я. Т. Ненько [16] приводит следующий пример: в 1927 г. минимум паводка на р. Сев. Донец прошел через

нижний створ (г. Лисичанск) на 5 дней раньше, чем через верхний створ (г. Изюм). Таким образом, как отмечает Я. Т. Ненько, „ошибка при определении времени пробега, вызываемая интерференцией волн, может быть настолько велика, что приводит к абсурду — время наступления пика паводка на низовом створе опережает время наступления пика паводка верхового створа“.

Помимо изменения времени добегаия, интерференция приводит к расплыванию паводков в нижнем створе участка, что также следует из рис. 28. Максимум паводка, образованного в результате интерференции, в большинстве случаев меньше суммы максимумов паводков, проходящих через верхние створы участка, а длина этого паводка будет значительно больше длины каждого из начальных паводков. Величина расплывания также определяется соотношением объемов и фазой встречи интерферирующих паводков и изменяется на практике в весьма широких пределах.

Из-за наличия интерференции рассмотренные выше способы прогноза времени добегаия на бесприточном участке неприменимы на приточном участке реки. Возвращаясь к рис. 28, отметим, что эти способы предназначены для прогноза  $\tau'$  и  $\tau''$ , в то время как в действительности на приточном участке будут наблюдаться величины  $\tau_1$  и  $\tau_2$ , а так как последние могут значительно отличаться от первых, то изложенные выше способы прогноза времени добегаия принципиально неприменимы на приточном участке реки.

Вместе с этим сам процесс интерференции паводочных волн изучен еще очень слабо, и поэтому в настоящее время нет способов прямого учета интерференции при расчетах времени добегаия на приточных участках.

Указанными обстоятельствами — значительностью влияния интерференции и слабой изученностью этого процесса — объясняется то, что в настоящее время нет способов прогноза времени добегаия от каждого верхнего створа приточного участка до нижнего замыкающего створа А. Прогнозы стока на приточных участках основаны пока что на учете среднегодовалого, нормального времени добегаия от каждого верхнего створа участка до нижнего створа А.

Иными словами, прогнозы основаны на приближенной зависимости

$$Q_{A,t} = f \left( Q_{B_1, t - \bar{\tau}_1} + \sum_{i=2}^{i=n} k_i Q_{B_i, t - \bar{\tau}_i} \right),$$

где  $\bar{\tau}_1$  и  $\bar{\tau}_i$  — среднегодовые (нормальные) величины времени добегаия от верхнего поста на главной реке и от постов на притоках до нижнего створа А.

Исходя из этого, в дальнейшем будут рассмотрены способы определения среднегодового времени добегаия от каждого верхнего поста до нижнего замыкающего створа участка.

Кроме этого, в дальнейшем будет изложен способ прогноза среднего времени добегаия на приточном участке реки по Г. П. Кали-

нину. Способ дает возможность прогнозировать средневзвешенное время добегаия от всех верхних постов до нижнего створа А (т. е. для всего приточного участка в целом). На практике этот способ пока не применяется при прогнозах по методу соответственных уровней. Вместе с этим, оригинальность идеи, положенной в основу этого способа, и возможность использования ее при разработках новых способов прогнозирования времени добегаия делают изучение способа Г. П. Калинина не только желательным, но и необходимым.

### Способы определения среднего времени добегаия

В настоящее время существуют три основных способа определения среднегодового (нормального) времени добегаия от каждого верхнего поста приточного участка до нижнего створа А:

- 1) по средней скорости движения паводков на соседних бесприточных участках;
- 2) по соответственным уровням при отсутствии интерференции паводков;
- 3) по уравнению соответственных расходов.

Расчет времени добегаия по средней скорости на бесприточных участках. Предположим, имеется приточный участок с тремя верхними постами (рис. 29) и рядом с ним расположены бесприточные участки главной реки и притоков.

Расчет  $\bar{\tau}_i$  производится в этом случае по данным о средней скорости движения паводков на соседних бесприточных участках, исходя из предположения о линейном изменении скорости по длине реки.

Согласно этой предпосылке,

$$\bar{\tau}_1 = \frac{s_1}{\bar{w}_1} = \frac{2s_1}{\bar{w}'_1 + \bar{w}'_A},$$

$$\bar{\tau}_2 = \frac{s_2}{\bar{w}_2} = \frac{2s_2}{\bar{w}'_2 + \bar{w}'_A},$$

$$\bar{\tau}_3 = \frac{s_3}{\bar{w}_3} = \frac{2s_3}{\bar{w}'_3 + \bar{w}'_A},$$

где  $\bar{\tau}_1$ ,  $\bar{\tau}_2$  и  $\bar{\tau}_3$  — среднегодовое время добегаия на участках  $B_1A$ ,  $B_2A$  и  $B_3A$ ;

$s_1$ ,  $s_2$  и  $s_3$  — длина участков  $B_1A$ ,  $B_2A$  и  $B_3A$ ;

$\bar{w}_1$ ,  $\bar{w}_2$ ,  $\bar{w}_3$  — средняя скорость движения паводков на участках  $B_1A$ ,  $B_2A$  и  $B_3A$ ;

$\bar{w}'_1$ ,  $\bar{w}'_2$ ,  $\bar{w}'_3$  и  $\bar{w}'_A$  — средняя скорость движения паводков на соседних бесприточных участках  $B'_1B_1$ ,  $B'_2B_2$ ,  $B'_3B_3$  и  $AA'$ .

Средняя скорость движения паводков на бесприточных участках определяется по данным о нормальном времени добегаания на этих участках:

$$\bar{w}_1 = \frac{s'_1}{\tau_1}, \quad \bar{w}_2 = \frac{s'_2}{\tau_2}, \quad \bar{w}_3 = \frac{s'_3}{\tau_3}, \quad \bar{w}_A = \frac{s'_A}{\tau_A},$$

где  $s'_1, s'_2, s'_3$  и  $s'_A$  — длина бесприточных участков  $B'_1B_1, B'_2B_2, B'_3B_3$  и  $AA'$ ;

$\tau_1, \tau_2, \tau_3$  и  $\tau_A$  — нормальное время добегаания паводков на бесприточных участках  $B'_1B_1, B'_2B_2, B'_3B_3$  и  $AA'$ .

Так как исходной предпосылкой способа является предположение о линейном изменении скорости движения паводков по длине реки, то этот способ может быть использован для определения  $\tau_i$  только

на участках с нормальными продольными профилями; на участках с резкими переломами профиля (пороги, быстрины и т. д.) способ не может быть использован.

Расчет  $\tau_i$  по соответственным уровням при отсутствии интерференции паводков. Способ заключается в выборке из материалов уровневых наблюдений таких периодов, когда паводки наблюдались только на главной реке или на одном из притоков.

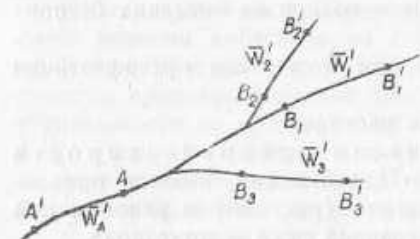


Рис. 29. Схема расположения водомерных постов, необходимых для определения среднего времени добегаания.

Подобные периоды характеризуются, очевидно, отсутствием интерференции, что дает возможность использовать для определения нормального времени добегаания в эти периоды изложенные ранее способы расчета (для бесприточного участка реки).

Выборку указанных периодов удобно производить путем анализа совмещенных графиков хода уровня или расхода на всех постах участка.

При наличии достаточного материала наблюдений способ дает хорошие результаты и широко используется на практике.

Расчет  $\tau_i$  по уравнению соответственных расходов. Способ применяется на приточных участках с одним притоком ( $n = 2$ ), при  $n > 2$  расчеты по этому способу значительно усложняются, и поэтому применение его становится нецелесообразным.

Основной предпосылкой способа является предположение о равенстве бокового притока на главной реке и на притоке; подобное предположение можно считать справедливым для небольших по длине приточных участков, когда бассейны главной реки (на рассматриваемом участке) и притока имеют одинаковые физико-географические характеристики.

Для  $n = 2$  получим из (16.3)

$$Q_{At} = (1 + \alpha_1) (Q_{B_{1t-\tau_1}} + k_2 Q_{B_{2t-\tau_2}}),$$

где  $k_2 = \frac{1 + \alpha_2}{1 + \alpha_1}$  — относительный коэффициент боковой приточности на притоке (по отношению к боковой приточности на главной реке).

Принимая в соответствии с указанной выше предпосылкой  $k_2 = 1,0$  и производя небольшие преобразования в индексах времени, получим из (16а)

$$Q_{At+\tau_1} = (1 + \alpha_1) (Q_{B_{1t}} + Q_{B_{2t+\Delta}}),$$

где  $\Delta = \tau_1 - \tau_2$ , а  $\alpha_1 = \text{const}$  — коэффициент боковой приточности главной реки.

Это уравнение и используется для расчетов  $\tau_i$  по рассматриваемому способу. Расчет заключается в подборе такой разности  $\Delta = \tau_1 - \tau_2$ , при которой

$$(1 + \alpha_1) = \frac{Q_{At+\tau_1}}{Q_{B_{1t}} + Q_{B_{2t+\Delta}}} = \text{const}.$$

Для этой цели обычно используется форма табл. 5.

Таблица 5

Расчет времени добегаания на приточном участке

Дата $t$	$Q_{B_{1t}}$	$Q_{B_{2t+\Delta}}$				$Q_{B_{1t}} + Q_{B_{2t+\Delta}}$				$Q_{At}$
		$\Delta = 1$	$\Delta = 2$	$\Delta = 3$	$\Delta = 4$	$\Delta = 1$	$\Delta = 2$	$\Delta = 3$	$\Delta = 4$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

в которой приводятся следующие данные:

в графе 2 — расходы в верхнем створе на главной реке в период прохождения паводка;

в графах 3, 4, 5 и 6 — расходы в верхнем створе на притоке при различных значениях  $\Delta$  (например, 1, 2, 3, 4);

в графах 7, 8, 9, 10 — сумма расходов в верхних створах участка при значениях  $\Delta$  в графах 3, 4, 5 и 6;

в графе 11 — расходы в нижнем створе участка в период прохождения паводка в створе  $B_1$ .

Разности  $\Delta$  в графах 3, 4, 5 и 6 назначаются, в первом приближении, в зависимости от разности расстояний между верхними и нижними створами участка. Так, например, если расстояние между створами  $B_1$  и  $A$  равно 200 км, а между створами  $B_2$  и  $A$  — 110 км, то разность  $\Delta$  приблизительно равна

$$\Delta \approx \frac{200 - 110}{40} \approx 2,$$

где 40 — ориентировочная скорость движения паводочных волн в км/сут.

Принимая, что найденная указанным образом величина  $\Delta$  имеет ошибку  $\pm 1-2$  суток, получим значения  $\Delta$  в графах 3, 4, 5 и 6 соответственно 1, 2, 3 и 4 дня.

По данным граф 7, 8, 9, 10 и 11 табл. 5 строятся совмещенные графики суммы расходов в верхних створах участка и расходов в нижнем створе А (рис. 30) и устанавливается степень подобия гидрографа расходов в створе А с гидрографами суммы расходов в верхних створах при различном  $\Delta$ . Как следует из рис. 30, гидрограф в створе А в наибольшей степени подобен гидрографу суммы расходов в верхних створах при  $\Delta = 4$ . Из этого следует, что при  $\Delta = 4$  выполняется условие

$$1 + \alpha_1 = \frac{Q_{A,t+\tau_1}}{Q_{B_1,t} + Q_{B_2,t+\Delta}} = \text{const}$$

и, следовательно, для данного участка  $\tau_1 - \tau_2 = 4$ .

Величина  $\tau_1$ , т. е. время добега паводка на участке  $B_1 A$  (по главной реке), определяется на рис. 30 как сдвиг между максимумом гидрографа расходов в створе А и гидрографом суммы расходов в створах  $B_1$

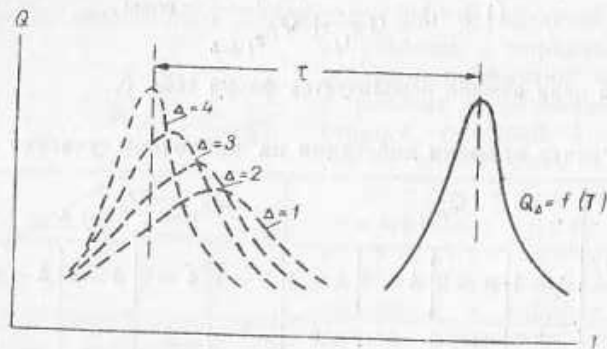


Рис. 30. Совмещенные гидрографы стока для различных приращений  $\Delta$  времени добега.

и  $B_2$  при  $\Delta = 4$ . Что же касается времени добега  $\tau_2$ , то оно, очевидно, может быть найдено как разность:  $\tau_2 = \tau_1 - \Delta = \tau_1 - 4$ .

Полученные таким образом величины  $\tau_1$  и  $\tau_2$  характеризуют только данный паводок. Для определения же нормальных величин времени добега  $\tau_1$  и  $\tau_2$  необходимо обработать указанным образом 5-6 различных по высоте паводков, которые наблюдались в последние 2-5 лет; величины  $\tau_1$  и  $\tau_2$  находят как среднеарифметическое из величин  $\tau_1$  и  $\tau_2$  для различных паводков.

Изложенный способ является весьма объективным и надежным. Однако вместе с этим он отличается и большой трудоемкостью, что в значительной степени препятствует широкому использованию его на практике.

### Прогноз среднего времени добега на приточном участке по способу Г. П. Калинина

Способ основан на использовании равенства (8.3)

$$\tau = \frac{\Delta W}{\Delta Q},$$

согласно которому время добега  $\tau$  равно (рис. 31) тангенсу угла наклона касательной к так называемой кривой объема русловых

запасов, под которой понимается зависимость объема воды в русловой сети  $W$  от среднего расхода на участке  $\bar{Q}$

$$W = f(\bar{Q}). \quad (33.3)$$

Таким образом, определение  $\tau$  по способу Калинина производится путем построения по материалам гидрометрических наблюдений кривой объема русловых запасов для данного участка реки.

В дальнейшем для удобства прогнозирования  $\tau$  строится кривая времени добега

$$\tau = f(\bar{Q}), \quad (34.3)$$

где  $\bar{Q}$  — средний расход воды на участке.

Величины  $\tau$  при построении этой кривой снимаются с кривой объема русловых запасов (33.3)

Кривая объема русловых запасов (33.3) строится Г. П. Калиным, исходя из уравнения неразрывности руслового стока, (26.3) — при условии  $\Delta q = 0$ , т. е. при отсутствии бокового притока на рассматриваемом участке реки. Принимая это условие, получим из (25.3) уравнение неразрывности стока для приточного участка

$$Q_{A,t} \Delta t = \sum Q_{B_i} \Delta t - \Delta W_t, \quad (35.3)$$

где  $Q_{A,t}$  — расход в нижнем створе приточного участка в момент  $t$ ,

$\sum Q_{B_i}$  — сумма расходов в верхних створах участка в этот же

момент времени,

$\Delta W_t$  — изменение объема воды на участке.

Рассмотрим период спада паводка, когда с наибольшей полнотой выполняется, согласно изложенному выше (стр. 71), условие  $\Delta q = 0$ . Суммируя приращения объема воды в русловой сети от конца спада к его началу, получим из (35.3)

$$\frac{W_{\bar{Q}_0}}{\Delta t} = \sum_{\bar{Q}_0} \frac{\Delta W_t}{\Delta t} = \sum_{\bar{Q}_0} (\sum Q_{B_i} - Q_{A_t}), \quad (36.3)$$

где  $W_{\bar{Q}_0}$  — объем воды в русловой сети над начальным объемом в конце спада,

$\bar{Q}_0$  — средний расход на участке в конце спада.

Пример расчета  $\frac{W_{\bar{Q}_0}}{\Delta t}$  по (36.3) для приточного участка с двумя верхними постами ( $n = 2$ ) приводится в табл. 6.

Для расчета  $W_{\bar{Q}_0}$  выбираются периоды устойчивого спада в нижнем створе участка; одним из таких периодов на рассматриваемом

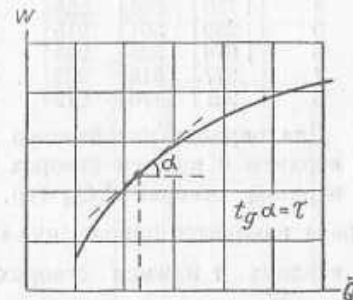


Рис. 31. Кривая объема русловых запасов.

участке являлся период от 30/III до 8/IV, когда расходы в верхнем створе устойчиво уменьшаются от 4760 до 931 м³/сек.

Таблица 6

Определение координат кривой объемов

Дата	Q <sub>A</sub>	Верхние створы		ΣQ <sub>B</sub>	ΔW/Δt = ΣQ <sub>B</sub> - Q <sub>A</sub>	W <sub>Q<sub>0</sub></sub> = Σ ΔW / Q <sub>0</sub>	Q̄ = (Q <sub>A</sub> + ΣQ <sub>B</sub> ) / 2
		Q <sub>B1</sub>	Q <sub>B2</sub>				
1	2	3	4	5	6	7	8
Март							
30	4760	2947	1263	4210	-550	9352	4485
31	4760	2450	1050	3500	-1260	8802	4130
Апрель							
1	4310	1778	762	2540	-1770	7542	3425
2	3680	1176	504	1680	-2000	5772	2680
3	2680	798	342	1140	-1540	3772	1910
4	1750	595	256	851	-899	2232	1300
5	1250	501	215	716	-534	1333	983
6	1070	525	225	750	-320	799	910
7	977	518	223	741	-236	479	859
8	931	476	212	688	-243	243	810

Для периода устойчивого спада в табл. 6 выписываются расходы в верхнем и нижнем створах участка и определяется сумма расходов в верхних створах ΣQ<sub>B</sub> (гр. 5). Затем для каждого дня периода спада находится приращение объема воды ΔW/Δt как разность расходов в верхних и нижнем створах участка; знак минус перед величинами ΔW/Δt в гр. 6 говорит об истощении запаса воды в русловой сети в период спада (так как отток через нижний створ превышает приток через верхние створы). После определения величин ΔW/Δt находится суммарный объем W<sub>Q<sub>0</sub></sub> как сумма приращений ΔW от конца спада; подчеркивается, что найденные таким образом величины W<sub>Q<sub>0</sub></sub> являются не абсолютными объемами воды в русловой сети, а величинами *превышения объема над начальным объемом в конце спада* (в данном случае над объемом воды 9/IV).

Полученные в гр. 7, табл. 6 величины W<sub>Q<sub>0</sub></sub> используются при построении кривой объема (33.3) для данного периода спада. Средний расход Q̄ при построении этой кривой находится обычно, исходя из предположения о линейном распределении расхода по длине участка, по равенству

$$\bar{Q}_t = \frac{Q_{A_t} + \sum Q_{B_t}}{2} \quad (37.3)$$

Вычисленные по этому равенству величины Q̄ приводятся в гр. 8, табл. 6.

По форме табл. 6 производятся расчеты Q̄ и W<sub>Q<sub>0</sub></sub> для нескольких периодов спада, которые наблюдались в последние 3—5 лет. По полученным данным строятся кривые объемов русловых запасов

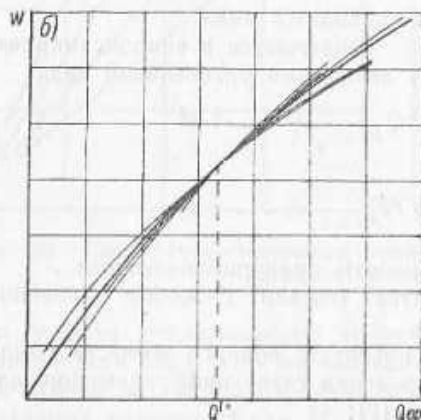
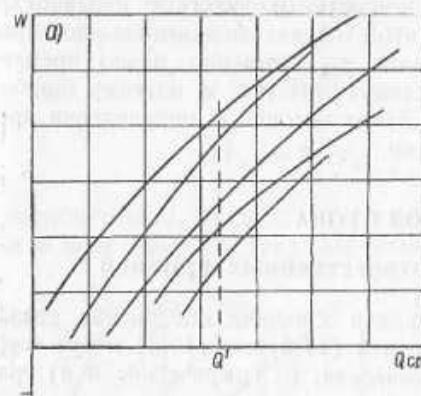


Рис. 32. Схема построения средней кривой объема русловых запасов по Г. П. Каинину.

а — кривые объемов для отдельных паводков, б — совмещенные кривые объемов.

Средняя кривая объема русловых запасов используется в дальнейшем для определения среднего для всего участка времени добега τ<sub>ср</sub>, которое находится как тангенс угла наклона касательной к кривой объема при различных величинах Q̄

$$\tau_{ср} = \frac{\Delta W}{\Delta Q} = \operatorname{tg} \alpha, \quad (38.3)$$

где α — угол наклона касательной к средней кривой объема (рис. 31).

Данные о τ<sub>ср</sub> используются затем для построения кривой времени добега (34.3) (рис. 33), которая является конечным результатом

для отдельных паводков (рис. 32 а) и затем средняя кривая объема для рассматриваемого участка. Последняя проводится как средняя в поле кривых объема для отдельных паводков; для облегчения проведения средней кривой кривые объемов для отдельных паводков объединяются в пучок путем перемещения их на поле графика вдоль вертикальной оси W (рис. 32 б).

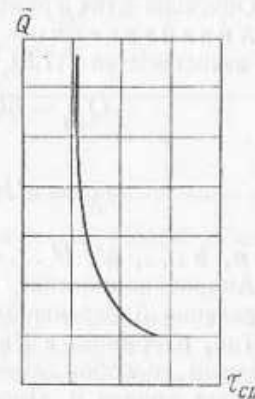


Рис. 33. Кривая времени добега на приточном участке.

работ по рассмотренному способу. Эта кривая дает возможность производить прогноз среднего времени добегаания от всех верхних створов участка до нижнего створа А. По этой причине способ Г. П. Калинина целесообразно применять на участках с равноудаленными верхними створами. В этом случае полученное по кривой (34.3) среднее время добегаания  $\tau_{\text{ср}}$  примерно равно времени добегаания от каждого верхнего створа участка, и поэтому ошибки прогноза стока по (17.3) или (19.3) от неточного определения времени добегаания будут минимальными.

## 2. ПРОГНОЗ СТОКА

### Построение связи соответственных уровней

Существующие в настоящее время способы построения связей соответственных расходов или уровней (17.3) или (19.3) могут быть разбиты на три группы: а) аналитические, б) графические и в) графоаналитические.

Описание этих групп способов приводится ниже.

**Аналитический способ.** Заключается в аппроксимировании зависимостей (17.3) или (19.3) линейными уравнениями вида

$$Q_{A_t} = aQ_{B_t-\tau_1} + bQ_{B_t-\tau_2} + \dots + d$$

или

$$H_{A_t} = a'H_{B_t-\tau_1} + b'H_{B_t-\tau_2} + \dots + d',$$

где  $a, b, \dots, a', b', \dots$  — коэффициенты пропорциональности.

Аппроксимирование производится обычно способом линейной корреляции 3 переменных и более.

Так, например, в Украинском институте водного хозяйства были получены способом линейной корреляции следующие уравнения для прогноза уровня р. Днепр у Киева [2]:

$$H_K = 0,47H_{\text{Моз}} + 0,78H_{\text{Л}} + 0,97H_{\text{Мак}} - 106,$$

$$H_K = 1,43H_{\text{Моз}} + 0,62H_{\text{Л}} + 0,46H_{\text{Мак}} - 72,$$

где  $H_K, H_{\text{Моз}}, H_{\text{Л}}$  и  $H_{\text{Мак}}$  — уровни воды у Киева, Мозыря, Лоева и Макашина, взятые с учетом времени добегаания.

Первое из этих уравнений применяется для прогноза уровней у Киева в интервале от 506 до 106 см над нулем графика, а второе — от 270 до 86 см.

Заблаговременность прогнозов по обоим уравнениям 6 дней.

Аналитический способ построения связи соответственных уровней (по линейной корреляции) может быть практически использован на приточных участках с  $n \leq 3$ , так как при большем числе верхних постов расчеты становятся весьма громоздкими и трудоемкими.

В настоящее время аналитический способ почти не применяется на практике, что объясняется его трудоемкостью.

**Графический способ построения.** Применяется при  $n=2$ , т. е. на приточных участках с двумя верхними постами. В этом случае зависимости (17.3) и (19.3) имеют вид

$$Q_{A_t} = f(Q_{B_t-\tau_1}, Q_{B_t-\tau_2}) \quad (а)$$

и

$$H_{A_t} = f(H_{B_t-\tau_1}, H_{B_t-\tau_2}), \quad (б)$$

и, следовательно, связь соответственных уровней может быть выполнена в виде графика трех переменных (рис. 34). По вертикальной

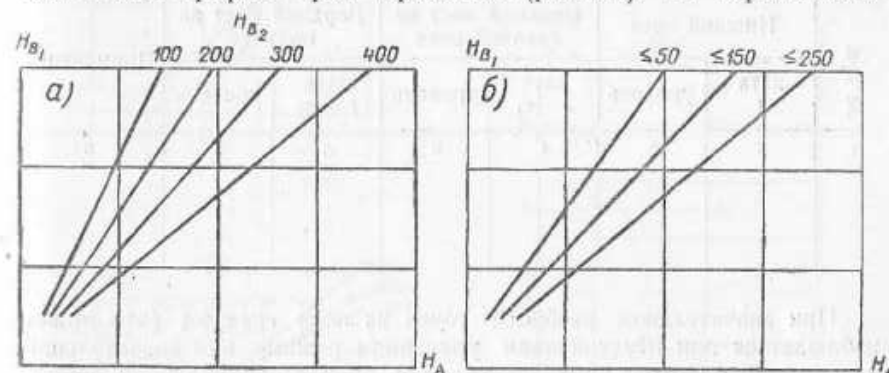


Рис. 34. Связи соответственных уровней на приточном участке в виде графиков трех переменных.

оси графика откладываются уровень или расход в верхнем створе главной реки ( $B_1$ ), а по горизонтальной — уровень или расход в нижнем створе А. На поле графика проводится семейство изолиний для различных величин  $Q$  или  $H$  на притоке (пост  $B_2$ ).

Построение графика с тремя переменными производится по данным табл. 7, в гр. 2 и 3 которой приводятся даты и уровень в створе А, а в гр. 4—7 — соответствующие этим величинам даты и уровень в створах  $B_1$  и  $B_2$  (т. е. с учетом постоянного времени добегаания  $\tau_1$  и  $\tau_2$ ).

Для составления табл. 7 используются материалы уровенных наблюдений в замыкающих створах участка за последние 1—3 года (в зависимости от устойчивости и амплитуды колебания уровня).

Желательно, чтобы данные таблицы равномерно освещали всю амплитуду колебания уровня на нижнем посту, включая и экстремные его значения.

Проведение изолиний по данным табл. 7 производится обычным способом: около каждой точки на поле графика выписывается уровень воды на притоке и затем в поле точек проводятся прямые или слабоизогнутые сглаженные линии через точки с примерно одина-

ковым уровнем на притоке (рис. 34 а). Густота изолиний определяется амплитудой колебания уровня на притоке; обычно изолинии проводятся через 20, 50 или 100 см.

Таблица 7

Определение соответственных уровней на приточном участке

Нижний пост \_\_\_\_\_  
 Верхний пост на главной реке \_\_\_\_\_  $\tau_1$  \_\_\_\_\_  
 Верхний пост на притоке \_\_\_\_\_  $\tau_2$  \_\_\_\_\_

№ п/п.	Нижний пост		Верхний пост на главной реке		Верхний пост на притоке		Примечание
	дата $t$	уровень	дата $t - \tau_1$	уровень	дата $t - \tau_2$	уровень	
1	2	3	4	5	6	7	8

При значительном разбросе точек на поле графика (что может наблюдаться при неустойчивом уровненом режиме или значительной неучтенной боковой приточности) для проведения изолиний применяются различные приемы сглаживания, одним из которых является прием Ф. М. Молокова [2,15]. Он заключается в следующем.

По данным табл. 7 строятся отдельно связи

$$H_{A_t} = f(H_{B_t - \tau_1}) \text{ и } H_{A_t} = f(H_{B_t - \tau_2})$$

для каждого года в отдельности (рис. 35 а и б).

После этого задаются различными величинами уровня на нижнем посту, и для каждого из этих уровней снимаются с обоих графиков координаты средних линий для рассматриваемых лет. По этим координатам и строится график трех переменных, как показано на рис. 35 в.

Помимо приема Молокова, при значительном разбросе точек практикуется построение графика трех переменных по диапазонам колебания уровня на притоке (рис. 34 б). В этом случае изолиния проводится не по точкам с какой-либо конкретной величиной уровня, а в поле точек с уровнями определенного диапазона (например, от 50 до 150 см, от 150 до 250 см и т. д.). Прогноз уровня по такому графику, в отличие от графика на рис. 34 а, производится без интерполирования между изолиниями; иными словами, при уровнях на притоке от 50 до 150 см прогноз дается по изолинии  $H \leq 150$  см, при уровнях от 150 до 250 см — по изолинии  $H \leq 250$  см, и т. д.

Следует отметить, что изложенные приемы сглаживания могут применяться только в пределах допустимой точности: прогнозы с использованием этих приемов должны иметь обеспеченность не менее 80%. При обеспеченности менее 80% прогнозные связи необходимо строить с учетом дополнительных уточняющих факторов, о чем будет изложено ниже.

Графоаналитические способы. Основаны на определении коэффициентов  $k_i$  или  $p_i$  в зависимостях (17.3) или (19.3). После этого связь соответственных уровней или расходов при любом количестве верхних постов строится в прямоугольных осях координат

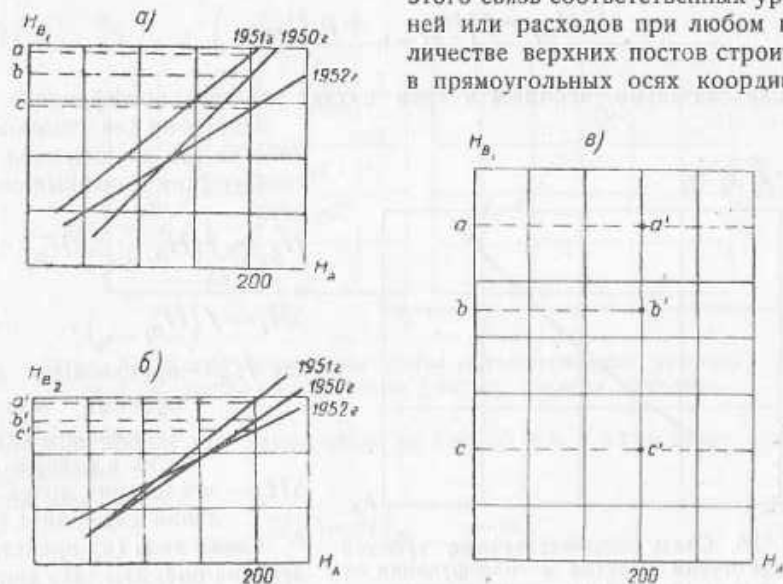


Рис. 35. Схема построения связи соответственных уровней на приточном участке по Ф. М. Молокову.

в виде одной линии, причем по вертикальной оси откладывается сумма расходов или уровней на верхних постах

$$Q_{B_t - \tau_1} + \sum_{i=2}^{i=n} k_i Q_{B_t - \tau_i}$$

или

$$H_{B_t - \tau_1} + \sum_{i=2}^{i=n} p_i H_{B_t - \tau_i},$$

а по горизонтальной — расходы или уровни в нижнем створе  $Q_{A_t}$  или  $H_{A_t}$  (рис. 36).

В настоящее время существуют два способа определения коэффициентов  $k_i$  или  $p_i$  в зависимостях (17.3) или (19.3): 1) способ последовательного исключения и 2) способ пропорциональных модулей.

Способ последовательного исключения [19]. Может быть использован при  $n=2$  и  $n=3$ , т. е. на участках с одним или двумя притоками.

Для участка с одним притоком способ заключается в следующем. При  $n=2$  зависимость (19.3) имеет вид

$$H_{A_t} = f(H_{B_t-\tau_1} + p_2 H_{B_t-\tau_2}) \quad (19a)$$

и, следовательно, искомым в этом случае является коэффициент  $p_2$ .

Построим для указанного участка (по данным табл. 7) графические линейные связи вида

$$H_{A_t} = f(H_{B_t-\tau_1}, H'_B) \quad (a)$$

$$\text{и} \quad \Delta H_t = f(H_{B_t-\tau_2}), \quad (б)$$

где  $H'_B$  — произвольно выбранный, обычно минимальный уровень в створе  $B_2$ ,  $\Delta H_t$  — отклонение точек от линии связи вида (а).

Связь вида (а) представлена на рис. 37а. По вертикальной оси графика откладываются уровни  $H_{B_t-\tau_1}$ ,

$$H_{B_t-\tau_1} + \sum_{i=2}^n p_i H_{B_t-\tau_i}$$

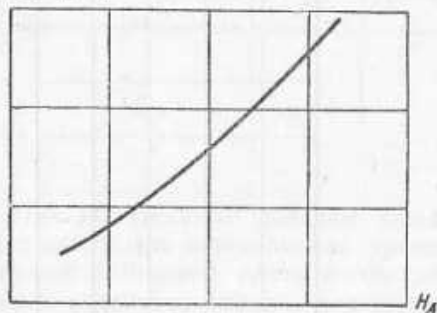


Рис. 36. Связь соответственных уровней на приточном участке в виде функции от суммы уровней в верхних створах.

на верхнем посту главной реки, по горизонтальной оси — уровни  $H_{A_t}$  в створе А, а у точек на поле графика выписываются уровни  $H_{B_t-\tau_1}$  на притоке.

На поле графика проводится одна прямая изолиния для уровня  $H'_B$  на притоке; в общем случае  $H'_B$  может быть произвольным; однако удобнее в качестве  $H'_B$  принимать минимальный уровень в створе  $B_2$ .

Так как линия связи на этом графике проводится для  $H'_B = \text{const}$ , то все точки с  $H_{B_t-\tau_2} \neq H'_B$  будут отклонены от нее на величину  $\Delta H$  (по горизонтальной оси), причем, очевидно,

$$\Delta H_t = f(H_{B_t-\tau_2}).$$

Эта зависимость представлена на рис. 37б. Объединим зависимости (а) и (б).

Из рис. 37 а следует, что для любой точки на поле графика

$$H_{A_t} = H'_{A_t} + \Delta H_t, \quad (в)$$

где  $H'_{A_t}$  — фактический уровень воды в нижнем створе в момент  $t$ ,

$H'_{A_t}$  — уровень воды, снимаемый при данной величине  $H_{B_t-\tau_1}$ , с изолинии на рис. 35 а,

$\Delta H_t$  — отклонение данной точки от изолинии на рис. 37 а.

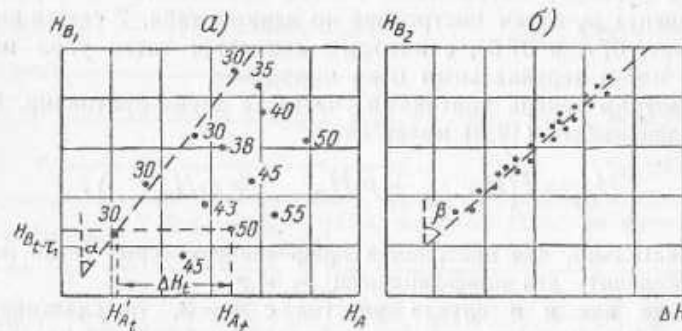


Рис. 37. Схема построения связи соответственных уровней по Е. В. Бергу на приточном участке с одним притоком.

Предположим, что линии связи на рис. 35 а и б аппроксимируются уравнениями

на рис. 37 а

$$H'_{A_t} = aH_{B_t-\tau_1} + m, \quad (г)$$

на рис. 37 б

$$\Delta H = bH_{B_t-\tau_2} + n. \quad (д)$$

Подставив (г) и (д) в (в), получим

$$\begin{aligned} H_{A_t} &= aH_{B_t-\tau_1} + bH_{B_t-\tau_2} + R = \\ &= a \left( H_{B_t-\tau_1} + \frac{b}{a} H_{B_t-\tau_2} \right) + R, \end{aligned} \quad (е)$$

где  $R = m + n$ .

Уравнение (е) может быть, очевидно, представлено в виде зависимости

$$H_{A_t} = f \left( H_{B_t-\tau_1} + \frac{b}{a} H_{B_t-\tau_2} \right). \quad (ж)$$

Сравнивая (ж) с (19а), приходим к выводу, что

$$p_2 = \frac{b}{a},$$



а так как  $a = \operatorname{tg} \alpha$  (рис. 37 а) и  $b = \operatorname{tg} \beta$  (рис. 37 б), то, следовательно,

$$p_2 = \frac{\operatorname{tg} \beta}{\operatorname{tg} \alpha}, \quad (39.3)$$

где  $\alpha$  и  $\beta$  — угол наклона линий связи на рис. 37 а и 37 б к вертикальной оси координат.

Таким образом, изложенный способ заключается в определении коэффициента  $p_2$  путем построения по данным табл. 7 связей вида (а) и (б) (рис. 37 а и 37 б), с которых снимается затем угол наклона связей  $\alpha$  и  $\beta$  к вертикальным осям координат.

Рассмотрим теперь приточный участок с двумя притоками. В этом случае зависимость (19.3) имеет вид

$$H_{A_t} = f(H_{B_{t-\tau_1}} + p_2 H_{B_{t-\tau_2}} + p_3 H_{B_{t-\tau_3}}), \quad (196)$$

и, следовательно, для построения графоаналитической связи необходимо определить два коэффициента:  $p_2$  и  $p_3$ .

Так же как и в случае участка с  $n=2$ , определение этих коэффициентов производится по материалам наблюдений над уровнем в последние 1—3 года, которые сводятся в табл. 8. Данные этой таблицы, помимо требований, предъявляемых к данным табл. 7, должны удовлетворять еще одному основному условию: в таблице должно быть не менее 15—20 величин  $H_A$  (гр. 3), которым соответствует одинаковый уровень  $H_B = \operatorname{const}$  на одном из верхних постов; в табл. 8 это условие удовлетворяется в строках 3, 10, 14, 17, 21 для поста  $B_2$ . Во всех этих случаях  $H_{B_2} = \operatorname{const}$  (гр. 7), и то время как уровни в остальных створах различны.

Определение коэффициентов  $p_2$  и  $p_3$  по данным табл. 8 основано на том же принципе, как и в случае одного притока: коэффициенты  $p_2$  и  $p_3$  определяются путем последовательного исключения притоков.

С этой целью из табл. 8 выбираются прежде всего данные с постоянным уровнем на притоке  $H_{B_2} = \operatorname{const}$ ; при  $H_{B_2} = \operatorname{const}$  участок с двумя притоками можно рассматривать как одноприточный, удовлетворяющий связям вида

$$H_{A_t} = f(H_{B_{t-\tau_1}}, H_{B_3}) \quad (а)$$

и

$$\Delta H'_t = f(H_{B_{t-\tau_3}}), \quad (б)$$

где  $H'_{B_3}$  — произвольный, обычно минимальный уровень в створе  $B_3$ ,

$\Delta H'_t$  — отклонение точек с  $H_{B_{t-\tau_3}} \neq H'_{B_3}$  от связи вида (а).

Эти связи, построенные по данным с  $H_{B_2} = \operatorname{const}$  (треугольные точки на поле графиков), представлены на рис. 38 а и б. Они пред-

назначены, очевидно, для выделения влияния притока  $B_3$  при „нейтрализации“ притока  $B_2$ . Перейдем теперь к учету влияния притока  $B_2$ .

Нанесем с этой целью на графики 38 а и 38 б все остальные данные табл. 8 с  $H_{B_2} \neq \operatorname{const}$ .

Таблица 8

Исходные данные для получения связи соответственных уровней по Е. В. Бергу

Нижний пост \_\_\_\_\_ Время добегаия:  
Верхний пост \_\_\_\_\_  $\tau_1 = 3$  суток  
Притоки: р \_\_\_\_\_  $\tau_2 = 2$  суток  
          р \_\_\_\_\_  $\tau_3 = 4$  суток

№ п/п	Нижний пост		Верхний пост на главной реке		Пост на притоке _____		Пост на притоке _____		Примечание
	дата t	уровень	дата t - $\tau_1$	уровень	дата t - $\tau_2$	уровень	дата t - $\tau_3$	уровень	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	20 VI	301	23 VI	410	22 VI	276	24 VI	506	
2	21 VI	276	24 VI	376	23 VI	250	25 VI	477	
3	22 VI	242	25 VI	355	24 VI	240	26 VI	452	
4	23 VI	230	26 VI	330	25 VI	238	27 VI	420	
5	24 VI	219	27 VI	311	26 VI	220	28 VI	400	
6	25 VI	210	28 VI	288	27 VI	215	29 VI	400	
7	20 VIII	105	23 VIII	210	22 VIII	150	24 VIII	310	
8	21 VIII	164	24 VIII	275	23 VIII	176	25 VIII	390	
9	22 VIII	210	25 VIII	290	24 VIII	195	26 VIII	420	
10	23 VIII	262	26 VIII	320	26 VIII	240	27 VIII	476	
11	5 X	402	8 X	470	7 X	386	9 X	546	
12	6 X	336	9 X	400	8 X	330	10 X	509	
13	7 X	286	10 X	355	9 X	300	11 X	469	
14	8 X	222	11 X	300	10 X	240	12 X	400	
15	15 VII	171	18 VII	240	17 VII	200	19 VII	346	
16	16 VII	152	19 VII	235	18 VII	210	20 VII	317	
17	17 VII	184	20 VII	235	19 VII	240	21 VII	298	
18	18 VII	200	21 VII	260	20 VII	256	22 VII	290	
19	19 VII	223	22 VII	272	21 VII	270	23 VII	320	
20	20 VII	202	23 VII	256	22 VII	256	24 VII	300	
21	21 VII	282	24 VII	200	23 VII	240	25 VII	288	

Так как  $H_{B_2} \neq \operatorname{const}$ , то отклонение  $\Delta H'_t$  дополнительных точек от связи (а) (рис. 38 а) равно

$$\Delta H'_t = f(H_{B_{t-\tau_3}}, H_{B_{t-\tau_2}})$$

и, следовательно, отклонение дополнительных точек от связи (б) (рис. 38 б) определяется зависимостью

$$\Delta H_t'' = f(H_{B_{t-\tau_2}}), \quad (в)$$

где  $\Delta H_t''$  — отклонение точек с  $H_{B_2} \neq \text{const}$  от связи вида (б).

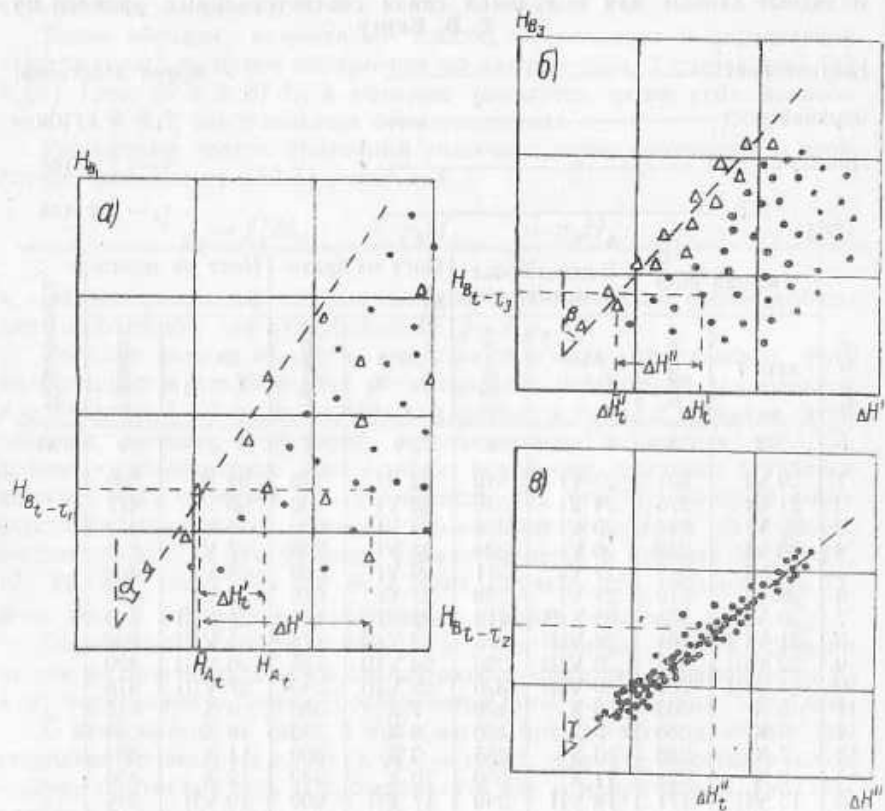


Рис. 38. Схема построения связи соответственных уровней по Е. В. Бергу на приточном участке с двумя притоками.

Связь вида (в), построенная по данным с  $H_{B_2} \neq \text{const}$ , представлена на рис. 38 в.

Объединим зависимости (а), (б) и (в).

Из рис. 38 а следует, что для любой точки на поле графика (с  $H_{B_2} = \text{const}$  и  $H_{B_2} \neq \text{const}$ )

$$H_{A_t} = \bar{H}_{A_t} + \Delta H_t', \quad (г)$$

где  $H_{A_t}$  — фактический уровень в нижнем створе в момент  $t$ ,  
 $\bar{H}_{A_t}$  — уровень воды, снимаемый при данной величине  $H_{B_{t-\tau_1}}$ ,  
с изолинии на рис. 38 а,  
 $\Delta H_t'$  — отклонение данной точки от линии связи на рис. 38 а.  
Вместе с этим, из рис. 38 б следует, что отклонение

$$\Delta H_t' = \Delta \bar{H}_t' + \Delta H_t'', \quad (д)$$

где  $\Delta \bar{H}_t'$  — абсцисса линии связи на рис. 38 б при данной ординате  $H_{B_{t-\tau_2}}$ ,

$\Delta H_t''$  — отклонение данной точки от линии связи на рис. 38 а.

Таким образом, подставляя (д) в (г), получим

$$H_{A_t} = \bar{H}_{A_t} + \Delta \bar{H}_t' + \Delta H_t''. \quad (е)$$

По аналогии с рассмотренным выше случаем  $n = 2$ , подставим в (е) уравнения линий связи, представленных на рис. 38 а, 38 б и 38 в.

Предположим, что связи эти аппроксимируются линейными уравнениями:

на рис. 38 а

$$\bar{H}_{A_t} = aH_{B_{t-\tau_1}} + m; \quad (ж)$$

на рис. 38 б

$$\Delta \bar{H}_t' = bH_{B_{t-\tau_2}} + n; \quad (з)$$

на рис. 38 в

$$\Delta H_t'' = cH_{B_{t-\tau_2}} + l. \quad (и)$$

Подставляя (ж), (з) и (и) в (е), получим

$$\begin{aligned} H_{A_t} &= aH_{B_{t-\tau_1}} + bH_{B_{t-\tau_2}} + cH_{B_{t-\tau_2}} + R = \\ &= a \left( H_{B_{t-\tau_1}} + \frac{b}{a} H_{B_{t-\tau_2}} + \frac{c}{a} H_{B_{t-\tau_2}} \right) + R, \end{aligned} \quad (к)$$

где  $R = m + n + l$ .

Уравнение (к) может быть, очевидно, представлено в виде зависимости

$$H_{A_t} = f\left(H_{B_t-\tau_1} + \frac{b}{a} H_{B_t-\tau_2} + \frac{c}{a} H_{B_t-\tau_3}\right). \quad (л)$$

Сравнивая (ж) с (196), приходим к выводу, что

$$p_2 = \frac{c}{a} \text{ и } p_3 = \frac{b}{a},$$

а так как  $a = \operatorname{tg} \alpha$  (рис. 38 а),  $b = \operatorname{tg} \beta$  (рис. 38 б) и  $c = \operatorname{tg} \gamma$  (рис. 38 в), то, следовательно,

$$\left. \begin{aligned} p_2 &= \frac{\operatorname{tg} \gamma}{\operatorname{tg} \alpha} \\ p_3 &= \frac{\operatorname{tg} \beta}{\operatorname{tg} \alpha} \end{aligned} \right\} \quad (40.3)$$

где  $\alpha$  — угол наклона связи на рис. 38 а к оси  $H_{B_1}$ ,

$\beta$  — угол наклона связи на рис. 38 б к оси  $H_{B_2}$ ,

$\gamma$  — угол наклона связи на рис. 38 в к оси  $H_{B_3}$ .

Таким образом, при  $n=3$  изложенный способ заключается в определении коэффициентов  $p_2$  и  $p_3$  по угловым коэффициентам связей вида (а), (б) и (в), построенным по данным табл. 8.

Способ пропорциональных модулей. Основан на предположении о постоянстве соотношений модулей в створах приточного участка

$$\frac{M_{A_t}}{M_{B_t-\tau_i}} \approx \frac{\bar{M}_A}{\bar{M}_B} = \text{const}, \quad (41.3)$$

где  $M_{A_t}$  — модуль стока в створе А в момент  $t$ ,

$M_{B_t-\tau_i}$  — модуль стока в створе  $B_i$  в момент  $t - \tau_i$ ,

$\bar{M}_A$  — среднееголетний модуль стока в створе А,

$\bar{M}_B$  — среднееголетний модуль стока в створе В.

Исходя из этого, приближенно принимается

$$p_i \approx \frac{\bar{Q}_{B_i}}{\bar{Q}_A} \approx \frac{F_{B_i}}{F_A}, \quad (42.3)$$

где  $\bar{Q}_{B_i}$  — среднееголетний расход в створе  $B_i$ ,

$\bar{Q}_A$  — среднееголетний расход в створе А,

$F_{B_i}$  — водосборная площадь до створа  $B_i$ ,

$F_A$  — водосборная площадь до створа А.

Пример расчета коэффициентов  $p_i$  для приточного участка на р. Шилка (нижний створ — Сретенск) приводится в табл. 9.

Согласно данным таблицы, коэффициент  $p_2$ , учитывающий влияние р. Ингода, принят среднееголетним из соотношений площадей и среднееголетних расходов. Что же касается коэффициента  $p_3$  (р. Нерча), то он найден подбором ( $p_3 = 1,0$ ), так как соотношения площадей и среднееголетних расходов оказались заниженными. Из этого, в частности, следует, что способ пропорциональных модулей стока необходимо рассматривать как приближенный, ориентировочный способ расчета  $p_i$  на участках с  $n > 3$ , т. е. при невозможности использования способа Е. В. Берга.

Таблица 9

Определение коэффициентов боковой приточности на приточном участке р. Шилка

Верхние посты участка		Площадь водо-сбора $F$ км <sup>2</sup>	Норма стока $M$ л/сек с 1 км <sup>2</sup>	Среднееголетний расход $\bar{Q}$ м <sup>3</sup> /сек	Коэффициенты $p_i$		
река	пост				по площади бассейнов	по среднееголетнему расходу	принятые
Онон	Оловянная	92 900	2	190	—	—	—
Ингода	Атамановка	37 200	3	110	0,4	0,6	0,5
Нерча	Зюльзя	26 500	6	160	0,3	0,85	1,0

В случаях же  $n \leq 3$  предпочтение следует отдавать способу Е. В. Берга, как теоретически обоснованному и более точному.

### Точность связи соответственных уровней и построение связи при $I \neq \text{const}$ и переменном боковом притоке

Согласно изложенному, точность связи соответственных уровней на приточном участке должна в основном определяться:

- 1) устойчивостью русла в створах участка;
- 2) колебаниями продольных уклонов рек участка;
- 3) интерференцией и деформацией паводков на участке;
- 4) колебаниями неучтенной боковой приточности на участке.

Кроме этого, точность рассматриваемой связи при использовании графоаналитических способов построения зависит от точности определения коэффициентов  $k_i$  и  $p_i$  в (17.3) и (19.3).

Степень влияния каждого из указанных факторов определяется физико-географическими и гидрологическими характеристиками участка и главным образом уровнем режимом, устойчивостью русла и густотой речной сети.

На участках с резкими колебаниями уровня основное влияние на точность связи соответственных уровней оказывают второй и третий факторы, т. е. колебания продольного уклона и интерференция паводков на участке.

На участках с неустойчивым руслом и плавными изменениями уровня преобладающее влияние имеет первый фактор, т. е. устойчивость русел рек на участке.

Наконец, на участках с развитой речной сетью значительное влияние на точность связей (17.3) и (19.3) оказывает четвертый фактор — неучтенная боковая приточность, под которой понимается суммарный объем стока, не контролируемый водомерными постами (когда в главную реку на участке ВА впадают притоки, не имеющие водомерных постов).<sup>1</sup>

Таким образом, оценка влияния указанных факторов может быть получена в результате ознакомления с особенностями уровня режима рек, а также с физико-географическими характеристиками рассматриваемого участка. Особое внимание при этом следует обратить на амплитуду колебания продольного уклона главной реки при прохождении паводков, а также на выполнимость условия (21.3), определяющего возможность применения метода соответственных уровней на данном участке.

Наиболее эффективной связью соответственных уровней на приточном участке будет при небольшой амплитуде колебания продольного уклона и небольшой боковой приточности между замыкающими створами участка. На реках же со значительными амплитудами колебания этих величин графические и графоаналитические связи соответственных уровней будут иметь значительный разброс точек и, следовательно, небольшую точность. В этом случае возникает необходимость в учете указанных выше факторов при построении связи соответственных уровней. Производится это следующими способами:

- 1) путем построения графоаналитических или аналитических связей вида (17.3) или (19.3) отдельно для подъема и спада паводков;
- 2) путем построения связи соответственных уровней в величинах приращения уровня за период времени добегаания;
- 3) путем построения связи соответственных уровней с учетом осадков на площадь водосбора;
- 4) путем построения сезонных связей соответственных уровней;
- 5) путем текущей корректировки связей соответственных уровней.

Первый из этих способов применяется главным образом на реках со значительными амплитудами колебания продольного уклона и сравнительно небольшими деформациями паводков. Второй способ применяется при значительном расплывании паводков и большой амплитуде колебания продольного уклона. Третий способ — при значительных и несинхронных колебаниях боковой приточности на участке. Четвертый способ — при неустойчивом русле и небольших колебаниях продольного уклона. Что же касается пятого способа, то он может быть использован для уточнения прогнозов на всех реках, в том числе и на реках с неустойчивым руслом.

<sup>1</sup> О влиянии неучтенной боковой приточности и о применимости метода соответственных уровней при наличии боковой приточности см. выше (стр. 54).

Изложение указанных способов приводится ниже.

Построение графоаналитических или аналитических связей соответственных уровней для подъема и спада паводков. Способ заключается в проведении на поле графика (рис. 39) двух линий связи вида (17.3) или (19.3) для подъема и спада *суммы расходов или уровней на верхних постах*. Построение этих связей производится графоаналитическим

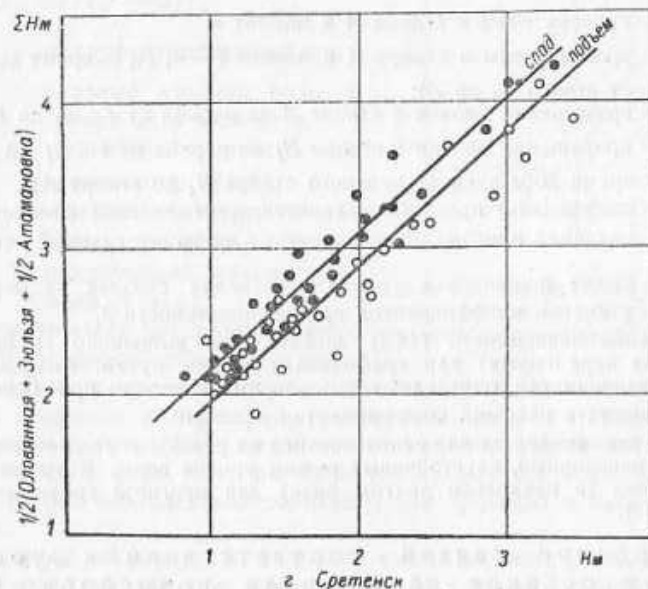


Рис. 39. Связи соответственных уровней на приточном участке для периодов подъема и спада (р. Шилка, участок Оловянная, Атамановка, Сретенск).

способом с одинаковыми коэффициентами  $k_i$  и  $p_i$  для периодов подъема и спада.

Построение связи соответственных уровней в приращениях уровня за период времени добегаания. Способ основан на предположении, что деформация паводков на участке определяется, во-первых, водностью главной реки и, во-вторых, интенсивностью изменения уровня при прохождении паводков через верхние створы участка.

Справедливость этой предпосылки можно доказать следующим образом. Согласно изложенному, деформация паводка на участке реки определяется продольным уклоном на подъеме и спаде и скоростью движения. Вместе с этим очевидно, что продольный уклон паводка определяет интенсивность изменения уровня при прохождении паводка через какой-либо створ, а скорость движения паводка зависит от среднего уклона реки, являющегося функцией уровня. Таким образом, основными факторами, определяющими деформацию паводка, являются интенсивность изменения уровня при прохождении паводка через верхний створ участка и уровень воды в реке перед его прохождением.

В соответствии с изложенной предпосылкой прогноз уровня в нижнем створе участка может быть дан по равенствам

$$H_{A_t} = H_{A_{t-\tau_1}} + h_{A_t} \quad (43.3)$$

$$h_{A_t} = f \left( H_{A_{t-\tau_1}}, \sum_{i=1}^{i=n} \beta_i \Delta h_{i_t} \right), \quad (44.3)$$

где  $H_{A_t}$  — уровень воды в створе  $A$  в момент  $t$ ;

$H_{A_{t-\tau_1}}$  — уровень воды в створе  $A$  в момент  $t - \tau_1$  ( $\tau_1$  — время добегаания от створа  $B_1$  до  $A$ );

$h_{A_t}$  — приращение уровня в створе  $A$  за период от  $t - \tau_1$  до  $t$ ;

$\Delta h_{i_t}$  — приращение уровня в створе  $B_i$  за период от  $t - \tau_i$  до  $t$  ( $\tau_i$  — время добегаания от верхнего створа  $B_i$  до створа  $A$ );

$\beta_i$  — коэффициент пропорциональности, учитывающий относительную величину притока по отношению к водности главной реки;

$\sum_{i=1}^{i=n} \beta_i \Delta h_{i_t}$  — сумма приращений уровня на верхних створах за период  $\tau_1$  с учетом коэффициентов пропорциональности  $\beta_i$ .

Построение зависимости (44.3) может быть выполнено графическим (график трех переменных) или графоаналитическим путем. Коэффициенты  $\beta_i$  в этой зависимости определяются подбором; в первом приближении их следует принимать равными коэффициентам  $p_i$  в (19.3).

Способ рекомендуется для использования на реках с горными притоками, имеющими паводочный, неустойчивый режим уровня воды. В первые способ был применен (в несколько другом виде) для прогноза уровня р. Дунай у г. Бены [2].

Построение связей соответственных уровней с учетом осадков на площади водосбора. Способ заключается в построении семейства графоаналитических связей вида (17.3) или (19.3) для различного количества осадков на водосборной площади участка (или на водосборной площади крупных притоков, не имеющих водомерных постов). Построение подобных связей на приточном участке производится так же, как и на бесприточном (рис. 25). Отличие заключается только в том, что в случае приточного участка по вертикальной оси графика откладывается сумма уровней или расходов на верхних постах. Так же как и на бесприточном участке, период суммирования осадков  $t_{ос}$  находится подбором.

Способ можно рекомендовать для использования на значительных по длине приточных участках с большим процентом (от объема стока в верхних створах) неучтенной боковой приточности, а также для малых рек с небольшим временем добегаания руслового стока.

Построение сезонных связей соответственных уровней. Способ заключается в построении графоаналитических связей (17.3) или (19.3) для каждого сезона в отдельности, исходя из предположения о закономерном изменении процесса деформации русел в течение года или скорости течения в разные сезоны года.

Текущая корректировка связей соответственных уровней. Основана на предположении о плавном изменении во времени суммарных ошибок прогноза по зависимостям (17.3) и (19.3), возникающих в результате колебаний водности по длине речной сети. Исходя из этого, текущая корректировка производится по равенству

$$H'_{A_t} = H_{A_t} + \Delta H_{A_t - \Delta t},$$

где  $H'_{A_t}$  — откорректированный прогнозный уровень воды в створе  $A$  в момент  $t$ ,

$H_{A_t}$  — прогнозный уровень по зависимости (19.3),

$\Delta H_{A_t - \Delta t}$  — ошибка прогноза по зависимости (19.3) в предшествующий момент времени ( $t - \Delta t$ ).

Корректировка по этому равенству производится обычно графически, путем построения временной связи соответственных уровней на поле графика: на основной прогнозный график с графоаналитической связью вида (19.3) наносятся точки наблюдений за несколько последних дней (рис. 40), по которым проводится временная линия связи (обычно параллельная основной) для прогноза в данный момент времени.

В заключение раздела о точности связи соответственных уровней следует отметить, что при прочих равных условиях ошибки прогнозов по зависимости (19.3) (в уровнях) в большинстве случаев, особенно на участках с  $n \geq 2$ , превышают ошибки прогнозов по зависимости (17.3) (в расходах). Это объясняется в основном следующим:

1) коэффициенты  $k_i$  в зависимости вида (17.3) обычно близки к единице и имеют небольшую амплитуду колебания. В отличие от этого, коэффициенты  $p_i$  в (19.3) значительно отличаются от единицы и имеют несколько большую амплитуду колебания. Поэтому при графоаналитических построениях связей (17.3) и (19.3) ошибки расчета коэффициентов  $k_i$  во много раз меньше ошибок расчета коэффициентов  $p_i$  (особенно на многоводных участках) и, следовательно, ошибки прогнозов по (17.3) меньше ошибок прогнозов по (19.3);

2) согласно изложенному (стр. 56), зависимость вида (19.3) получена из (17.3) при двух предпосылках: во-первых, принято, что  $n = m_1 = m_2$  и, во-вторых, что все члены разложения с коэффициентами, отличными от единицы (стр. 56), равны нулю. Обе эти предпосылки приближенны и, следовательно, сама зависимость (19.3) также приближенна. Очевидно поэтому, что ошибки прогнозов по (19.3) (при  $n \geq 2$ ) будут превышать ошибки прогнозов по (17.3).

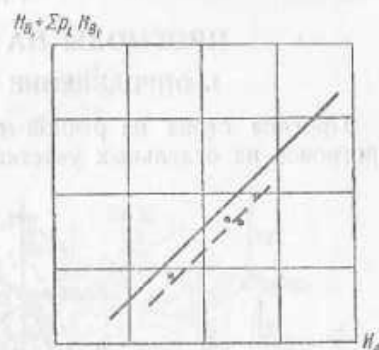


Рис. 40. Корректирование связей соответственных уровней по данным наблюдений за последние дни.



Таблица 10

## Время добегаания руслового стока в системе р. Волга

Река	Водомерный пост	№ поста	Расстояние от устья Волги (км)	Время добегаания до Енотаевска (сутки)
Волга	В. Волжский бейшлот	1	3 580	39,8
"	Зубцов	2	3 395	37,9
"	Калинин	3	3 238	36,6
"	Медведицкое	4	3 064	34,9
"	Рыбинск	5	2 843	32,1
"	Кострома	6	2 672	30,1
"	Юрьевец	7	2 498	28,0
"	Горький	8	2 354	25,9
"	Козьмодемьянск	9	2 131	23,4
"	Вязовые	10	1 971	21,4
"	Тетюши	11	1 806	19,6
"	Куйбышев	12	1 486	16,1
"	Вольск	13	1 172	13,2
"	Саратов	14	1 030	11,7
"	Камышин	15	792	9,2
"	Сталинград	16	613	7,2
"	Енотаевск	17	267	0,0
Тверца	Бейшлот Осугский	18	3 361	37,8
"	Ян-Медный	19	3 278	37,0
Молога	Покрова-Молога	20	3 188	37,5
"	Весьегонск	21	3 024	34,9
"	Молога	22	2 877	32,6
Чагода	Мегрино	23	3 224	37,7
"	Лентьево	24	3 104	36,2
Шексна	Череповец	25	3 091	36,0
"	Городок	26	2 927	33,4
Кострома	Буй	27	2 843	31,7
"	Исады	28	2 750	30,8
Унжа	Кологрив	29	2 830	32,6
"	Макарьев	30	2 612	29,8
"	Кобылино	31	2 522	28,4
Ока	Белев	32	3 590	46,0
"	Кадуга	33	3 456	44,4
"	Серпухов	34	3 327	42,7
"	Шурово	35	3 202	41,0
"	Рязань	36	3 045	39,0
"	Копоново	37	2 853	35,5
"	Касимов	38	2 755	33,7
"	Муром	39	2 566	30,2
"	Горбатов	40	2 432	27,5
Угра	Мокрое	41	3 593	46,7
"	Товарково	42	3 507	45,1
Мокша	Темников	43	2 916	38,4
"	Ширмасово	44	2 831	35,5
"	Шевелевский Майдан	45	2 770	34,5
Цна	Моршанск	46	2 943	38,6
"	Усть-Никольское	47	2 750	33,9

Река	Водомерный пост	№ поста	Расстояние от устья Волги (км)	Время добегаания до Енотаевска (сутки)
Клязьма	Городок	48	2 954	37,6
"	Владимир	49	2 734	33,2
"	Вязники	50	2 526	29,8
"	Гороховец	51	2 457	27,9
Сура	Пенза	52	2 827	32,6
"	Промзино	53	2 552	29,1
"	Ярий	54	2 244	24,8
Ветлуга	Шарья	55	2 680	33,4
"	Ветлуга	56	2 545	31,0
"	Варнавин	57	2 412	29,0
"	Воскресенское	58	2 314	26,6
"	Мелковка	59	2 182	24,2
Свияга	Вырпаевка	60	2 223	26,4
"	Деушево	61	2 063	23,4
Кама	Волоосница	62	3 540	38,5
"	Кайгородское	63	3 449	36,7
"	Гайны	64	3 312	34,1
"	Бондюг	65	3 186	32,4
"	Березники	66	3 026	30,8
"	Пермь	67	2 778	29,1
"	Сарапула	68	2 357	25,1
"	Каракулино	69	2 269	24,2
"	Осокольи Горы	70	2 058	22,4
"	Ланшев	71	1 892	20,4
Вишера	Усть-Улс	72	3 359	35,8
"	Митракова	73	3 233	34,8
"	Рябинин Перевоз	74	3 150	32,8
Колва	Подбобыка	75	3 266	34,0
"	Чердынь	76	3 164	33,1
Чусовая	Ревдинский завод	77	2 568	34,7
"	Илимская пристань	78	2 377	33,3
"	Кын. завод	79	2 274	32,3
"	Чусовские Горюлки	80	2 078	30,8
"	Переволоки	81	1 988	29,7
Сылва	Суксунский завод	82	2 257	32,3
"	Подкаменное	83	2 153	31,3
Белая	Субхангулово	84	3 351	34,6
"	Стерлитамак	85	3 024	32,3
"	Уфа	86	2 747	30,2
"	Бирск	87	2 537	28,0
"	Андреевка	88	2 350	25,4
Уфа	Уфимское плотбище	89	3 446	36,3
"	Красноуфимск	90	3 279	34,6
"	Шафеево	91	3 046	32,8
"	Нижне Никольское	92	2 850	31,1
Вятка	Усатьевская	93	2 983	32,9
"	Слободской	94	2 837	31,3
"	Котельнич	95	2 611	28,6
"	Вятские Поляны	96	2 166	23,6
Чепца	Глазов	97	3 094	35,0
"	Селезнево	98	2 915	32,4

Таблица 11

## Время добегаания руслового стока в системе р. Днепр

Река	Водомерный пост	№ поста	Расстояние от устья Днепра (км)	Время добегаания до Каховки (сутки)
Днепр	Дорогобуж	1	2 074	33,0
"	Смоленск	2	1 873	29,5
"	Орша	3	1 729	28,3
"	Могилев	4	1 635	27,1
"	Новый Быхов	5	1 533	—
"	Рогачев	6	1 448	23,5
"	Жлобин	7	1 414	—
"	Речица	8	1 293	20,1
"	Лоев	9	1 204	18,4
"	Домонтово	10	1 064	14,9
"	Киев	11	952	12,3
"	Витачево	12	894	11,3
"	Черкассы	13	747	9,7
"	Кременчуг	14	593	—
"	Лоцманская Каменка	15	420	5,2
"	Никополь	16	242	2,5
"	Каховка	17	106	0
Березина	Борисов	18	1 741	27,1
"	Бобруйск	19	1 509	23,6
"	Шацляки	20	1 400	22,0
Свислочь	Защитовская Слобода	21	1 683	27,3
"	Липень	22	1 655	24,9
Сож	Бахревка	23	1 690	29,9
"	Кричев	24	1 617	27,7
"	Пропойск	25	1 501	25,8
"	Гомель	26	1 309	21,2
Беседь	Клиевичи	27	1 507	26,7
"	Светиловичи	28	1 403	23,7
Ипуть	Крутояр	29	1 615	31,0
"	Жовницы	30	1 487	27,5
"	Видево	31	1 372	23,2
Припять	Любязь	32	1 678	25,5
"	Диковичи	33	1 610	24,1
"	Мосты Воляжские	34	1 529	22,3
"	Нырчи	35	1 477	21,1
"	Мозырь	36	1 257	17,5
"	Белосороки	37	1 146	16,0
Стоход	Поварск	38	1 744	26,7
"	Червище	39	1 706	26,0
Ясольда	Хорево	40	1 773	30,1
"	Старомляни	41	1 697	28,5
"	Сиенин	42	1 614	25,1
Стырь	Рожище	43	1 811	29,5
"	Волчицы	44	1 627	24,7
Горынь	Ожелин	45	1 919	31,8
"	Деражно	46	1 753	28,3

Река	Водомерный пост	№ поста	Расстояние от устья Днепра (км)	Время добегаания до Каховки (сутки)
Горынь	Горынь	47	1 547	23,1
Случь	Бережно	48	1 672	26,4
"	Сарны	49	1 617	24,9
Уборть	Янча-Рудня	50	1 590	22,4
"	Перга	51	1 501	21,0
"	Картыничи	52	1 421	20,1
Птичь	Глуск	53	1 464	24,2
"	Лучицы	54	1 361	20,4
Уж	Коростень	55	1 455	19,9
"	Черевачь	56	1 181	15,8
Тетерев	Житомир	57	1 294	19,2
"	Грини	58	1 062	14,7
Десна	Голубея	59	1 901	35,5
"	Брянск	60	1 785	33,7
"	Трубчевск	61	1 632	30,2
"	Новгород-Северск	62	1 505	26,1
"	Мокошин	63	1 410	21,7
"	Чернигов	64	1 179	16,9
"	Моровск	65	1 082	14,2
Сейм	Ройково	66	1 868	38,9
"	Глушково	67	1 626	29,4
"	Багурин	68	1 378	23,3
Снов	Носовка	69	1 290	21,2
"	Кобелянки	70	1 207	17,8
Рось	Белая Церковь	71	1 010	15,1
"	Деренковец	72	836	11,3
Сула	Ромны	73	1 003	11,7
"	Лубны	74	825	10,0
Удай	Прилук	75	1 116	15,8
"	Пески	76	881	11,0
Псел	Крупец	77	1 202	16,5
"	Галяч	78	939	13,4
"	Запселье	79	633	8,3
Хорол	Миргород	80	876	—
"	Федоровка	81	714	—
Ворскла	Чернетчина	82	822	13,2
"	Полтава	83	896	10,6
"	Соколки	84	571	7,3
Орель	Черноглазовка	85	812	13,8
"	Китай-город	86	554	7,4
Самара	Кохановка	87	704	14,6
"	Павлоград	88	583	10,2
"	Новомосковск	89	477	6,8
Волчьа	Покровская	90	701	12,0
"	Павлоград	91	577	9,6



Время добегания руслового стока в системе р. Дон

Река	Водомерный пост	№ поста	Расстояние от устья Дона (км)	Время добегания (сутки)	
				до Мелеховской	до Ростова
Дон	Задонск	1	1 647	26,8	30,4
	Лиски	2	1 352	22,6	26,2
	Павловск	3	1 226	—	—
	Казанская	4	1 020	16,5	20,1
	Серафимович	5	850	13,7	17,3
	Капач	6	565	8,5	12,1
	Цимлянская	7	334	3,9	7,5
	Мелеховская	8	140	0	3,6
Ростов	8а	44	—	0	
Воронеж	Липецк	9	1 693	33,5	37,1
	Воронеж	10	1 505	25,5	29,1
Битюг	Бобров	11	1 344	25,3	28,9
Хопер	ж.-д. мост, 215-й км	12	1 703	34,4	38,0
	Балашов	13	1 506	32,0	35,6
	Поворино	14	1 344	25,9	29,5
	Котовский	15	1 169	22,0	25,6
	Провоторовская	16	1 107	20,4	24,0
	Дундуковский	17	929	15,6	19,2
Ворона	Чугановка	18	1 615	34,0	37,6
	Коростелево	19	1 308	28,5	32,1
	Борисоглебск	20	1 315	25,2	28,8
Бузулук	Альсянин	21	1 184	22,0	15,6
	Б. Лукьяновский	22	1 082	15,6	19,2
Медведица	Жирное	23а	1 339	23,2	26,8
	Красный Яр	23	1 195	21,6	25,2
	Красный	24	1 103	20,4	24,0
	Серебряково	25	977	16,9	20,5
Сев. Донец	Белгород	26	1 139	19,7	23,3
	Змиев	27	958	15,7	19,3
	Изюм	28	780	12,9	16,5
	Лисичанск	29	618	9,6	13,2
	Каменск	30	388	4,1	7,7
	Екатерининская	31	275	2,5	6,1
Оскол	Ниновка	32	1 088	19,7	23,3
	Купянск	33	894	15,9	19,5
	Красный Оскол	34	770	12,7	16,3
Калитва	Ольховый Рог	35	490	9,2	12,8
	Раздолье	36	387	5,7	9,3
Сал	Атаманская	37	739	14,9	18,2
	Барabanшиков	38	565	10,6	14,2
	Мартьяновка	39	399	6,8	10,4
	Кузнецовский	40	234	2,2	5,8

## 2. ПРОГНОЗ СТОКА

Прогноз стока в замыкающем створе речной системы производится путем последовательного переноса прогнозных величин уровня или расхода от верхних, наиболее удаленных участков системы до нижнего замыкающего створа А.

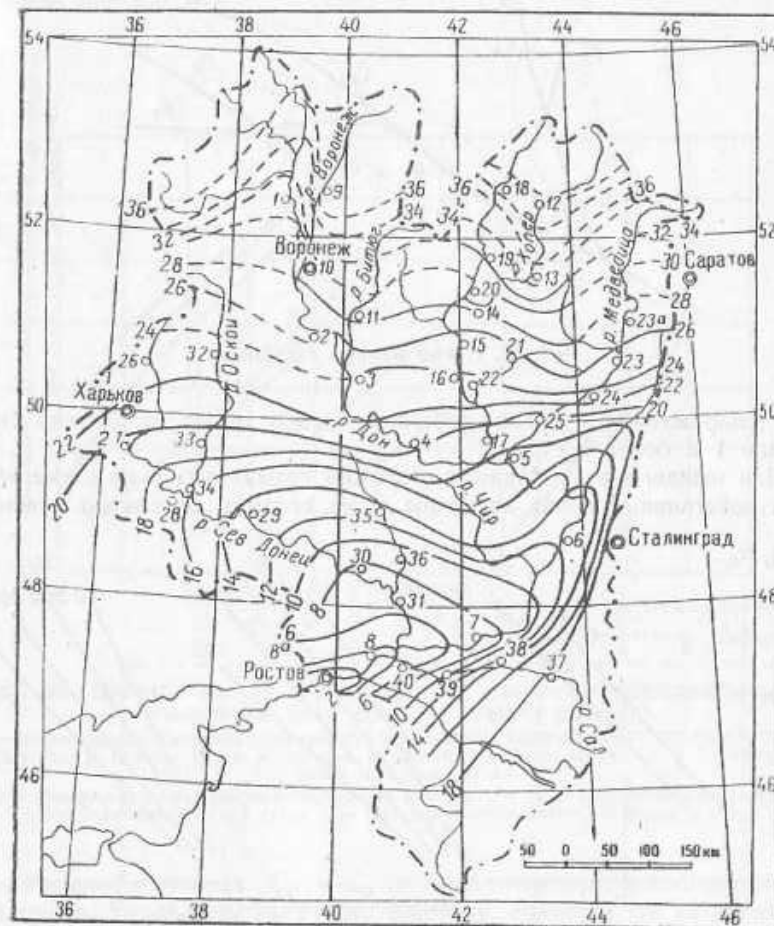


Рис. 43. Схема времени добегания в системе р. Дон.

Технически прогноз осуществляется следующим образом.

Речная система, для которой разрабатывается прогноз, разбивается на ряд последовательно расположенных (по главной реке и притокам) участков с  $n \leq 2$ , т. е. с одним или двумя верхними водомерными постами. Участки с  $n > 2$  назначать не рекомендуется из-за сравнительной сложности прогноза и меньшей его точности.

При выборе постов, ограничивающих участки с  $n \leq 2$ , следует руководствоваться указанными выше правилами (стр. 60). Так же как и в случае простого приточного участка, посты должны находиться вне зоны подпора от впадающих притоков и гидротехниче-

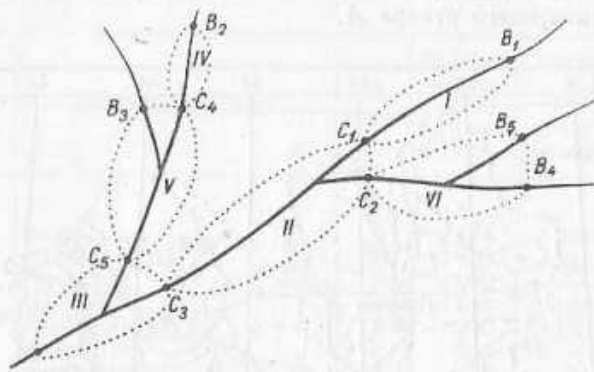


Рис. 44. Схема речной системы.

ских сооружений и время добегания между ними не должно быть меньше 1 и более 5 суток.

Для каждого из выбранных участков определяются по схеме времени добегания средние величины  $\tau_i$  от верхних постов до нижнего

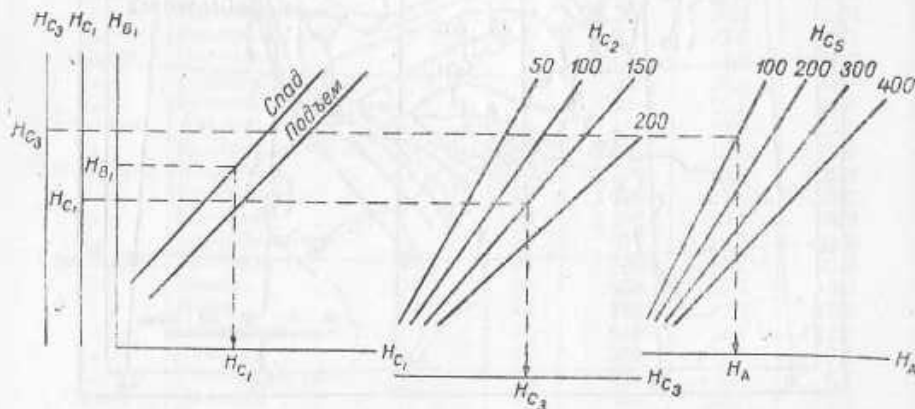


Рис. 45. Цепочка связей соответственных уровней с независимым расположением.

створа участка и строится графическая связь соответственных уровней (19.3); при  $n = 2$  связь строится в виде графика трех переменных.

Связи соответственных уровней для последовательно друг за другом расположенных участков (например, для участков I, II и III рис. 44) компануются на одном сборном листе (рис. 45). Прогноз

с помощью подобного графика (который называется цепочкой связей соответственных уровней) производится следующим образом. По уровню в пункте  $B_1$  прогнозируется (с учетом фазы хода уровня) уровень в створе  $C_1$ ; затем по уровню в  $C_1$  (на вертикальной шкале) прогнозируется, с учетом уровня в  $C_2$ , уровень в  $C_3$ ; наконец, по уровню в  $C_3$  прогнозируется, с учетом уровня в  $C_5$ , уровень в нижнем створе системы  $A$ .

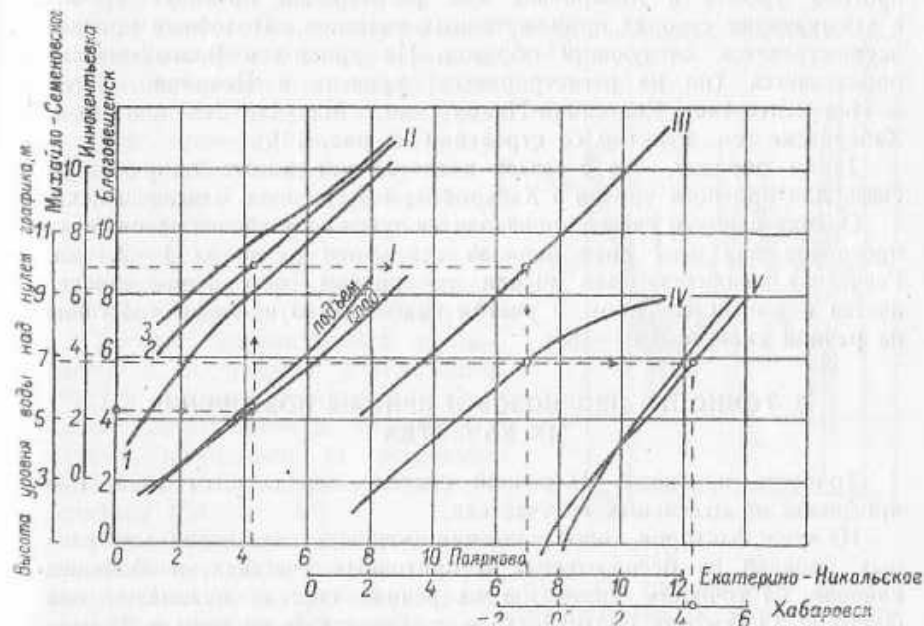


Рис. 46. Цепочка связей соответственных уровней с непрерывным расположением (для среднего течения р. Амур).

I — Благовещенск—Полярково ( $\tau = 1$  сут.); II — Полярково—Иннокентьевка ( $\tau = 1$  сут.); 1 — осадки в бассейне р. Бурей < 15 мм, 2 — осадки в бассейне р. Бурей 15—40 мм, 3 — осадки в бассейне р. Бурей > 40 мм.

III — Иннокентьевка — Екатерино-Никольское ( $\tau = 2$  сут.); IV — Екатерино-Никольское — Михайло-Семеновское ( $\tau = 2$  сут.); V — Михайло-Семеновское — Хабаровск ( $\tau = 3$  сут.).

Уровни в створах  $C_2$  и  $C_5$  в свою очередь прогнозируются по цепочкам связей для притоков, которые компануются на отдельных листах.

С технической точки зрения, компановка цепочки связей может быть произведена двумя способами: а) с независимым расположением связей и б) с непрерывным расположением связей.

Компановка связей соответственных уровней указанными двумя способами представлена на рис. 45 и 46.

На рис. 46 приводятся связи соответственных уровней для пяти участков р. Амур: Благовещенск — Полярково, Полярково — Иннокентьевка, Иннокентьевка — Екатерино-Никольское, Екатерино-Ни-

кольское — Михайло-Семеновское и Михайло-Семеновское — Хабаровск. Все участки приняты бесприточными. Для уточнения связи соответственных уровней на втором из этих участков (Поярково — Иннокентьевка) учитываются осадки в бассейне р. Буря (приток Амура на этом участке), а для уточнения связей на первом и пятом участках учитывается фаза хода уровня на верхнем посту. Связи на рис. 46 скомпонованы таким образом, чтобы можно было дать прогноз уровня в Хабаровске без регистрации прогноза уровня в замыкающих створах промежуточных участков. Подобный прогноз осуществляется следующим образом. По уровню в Благовещенске определяется (но не регистрируется) уровень в Поярково, затем в Иннокентьевке, Екатерино-Никольском, Михайло-Семеновском и Хабаровске (см. пунктир со стрелками на рис. 46).

Таким образом, все 5 связей представляет вместе одну общую связь для прогноза уровня в Хабаровске по уровню в Благовещенске.

Оценка цепочки связей производится путем составления паводочных прогнозов для всех дней периода открытого русла за 1—2 года. Расчетная амплитуда для оценки поверочных прогнозов определяется обычным способом, с учетом наибольшего времени добегаания на речной системе.

### 3. ТОЧНОСТЬ ПРОГНОЗОВ И ПРИЕМЫ ПОВЫШЕНИЯ ИХ КАЧЕСТВА

Точность прогнозов на речной системе определяется точностью прогнозов на отдельных ее участках.

Из всех факторов, определяющих точность связей соответственных уровней на бесприточных и приточных участках, наибольшее влияние на точность прогнозов на речной системе оказывают два фактора: 1) боковая приточность в русловую сеть системы и 2) распластывание паводков в русловой сети системы.

Объясняется это следующим.

Боковая приточность и распластывание паводков — это факторы однозначного действия: боковая приточность и распластывание паводков постепенно увеличиваются при движении паводков от верхних створов системы до нижнего створа А. На участках со сравнительно небольшим временем добегаания влияние этих факторов сравнительно невелико. В случае же речной системы с временем добегаания, достигающим 20 суток и более, влияние указанных факторов становится не только значительным, но и решающим: постепенно увеличиваясь, объем бокового притока и распластывание паводков способны до неузнаваемости исказить прогноз стока в нижнем створе системы (рис. 47).

Что касается остальных факторов, определяющих точность связей соответственных уровней на бесприточных и приточных участках (колебания продольного уклона, устойчивость русла и интерференция паводков), то они оказывают меньшее влияние на точность прогнозов на речной системе. Это объясняется разнозначным характе-

ром действия указанных факторов на различных участках системы; они оказывают как положительное, так и отрицательное влияние на точность связей соответственных уровней, что приводит к некоторому компенсированию их влияния на всей системе в целом.

Для уточнения прогнозов на речной системе в настоящее время используются два приема: 1) текущая корректировка прогнозов и 2) прием сглаживания спрогнозированных уровней.

Основным из них является первый. Второй прием в значительной степени эмпиричен и формален, и поэтому применение его может быть рекомендовано только после тщательной проверки по материалам прошлых наблюдений.

Текущая корректировка прогнозов. Прием этот аналогичен текущей корректировке связей соответственных уровней на приточном участке реки (см. стр. 105).

Текущая корректировка заключается в построении для каждого участка системы временных линий связи соответственных уровней по данным наблюдений за несколько дней (1—5) перед днем выпуска прогноза (см. рис. 40).

При систематическом ежедневном выпуске прогнозов корректировка линий связи также должна вестись ежедневно; при этом подчеркивается, что корректироваться должны все связи, входящие в цепочку связей на данной реке.

Текущая корректировка позволяет учесть колебания суммарного бокового притока в русловую сеть системы и, следовательно, уменьшить ошибки, вызванные этим фактором. Очевидно, что эффективность изложенного приема определяется устойчивостью бокового притока во времени: текущая корректировка дает наилучшие результаты в случае плавного изменения боковой приточности во времени.

Сглаживание спрогнозированных уровней. Если спрогнозированные уровни колеблются резче, чем фактические, то текущая корректировка становится бесполезной, так как причина этого явления заключается не в колебаниях боковой приточности, а в распластывании паводков в русловой сети бассейна: при расчетах по цепочке связей резкие колебания уровня в верховьях системы переносятся без изменения в низовья реки, где фактические колебания уровня в значительной степени сглажены.

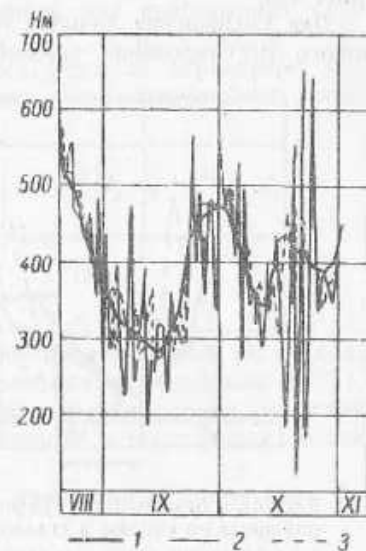


Рис. 47. Совмещенные графики наблюдаемых и спрогнозированных уровней (р. Обь — Каргасоки). 1 — наблюдаемые уровни, 2 — спрогнозированные уровни с заблаговременностью 5 сут., 3 — спрогнозированные уровни с заблаговременностью 7 сут.

Особенно большое искажение от неучета естественного расплавления паводков возникает при прогнозах стока в устьях крупных рек, где происходит значительное сглаживание колебаний уровня в результате естественного руслового регулирования. Поэтому прогноз по цепочке связей значительно отличается в этих случаях от действительности. Примером могут служить совмещенные графики спрогнозированного и фактического уровня р. Амур у Комсомольска (рис. 48).

Для уменьшения ошибок прогноза от неучета естественного руслового регулирования применяется в некоторых случаях (главным

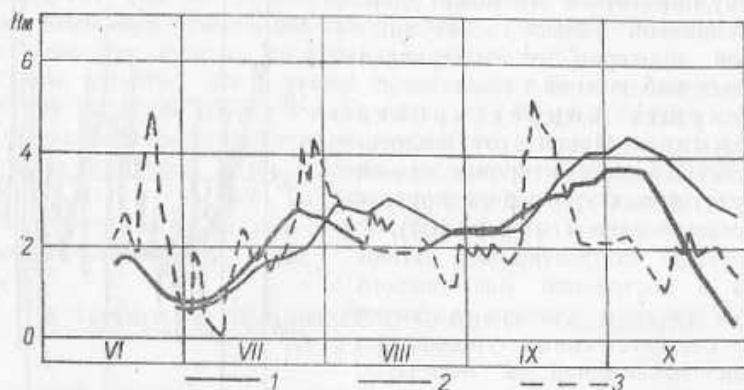


Рис. 48. Совмещенные графики уровней: наблюдаемых, спрогнозированных по связям и сглаженных (р. Амур — Комсомольск, 1934 г.). 1 — наблюдаемые уровни, 2 — спрогнозированные уровни, 3 — сглаженные уровни.

образом, при прогнозах уровня в низовьях крупных рек) так называемый прием сглаживания, который заключается в скользящем осреднении спрогнозированных уровней по уравнению

$$\bar{H}_t = \frac{1}{\sum_0^n a_i} [a_0 H_t + a_1 H_{t-\Delta t} + \dots + a_n H_{t-n\Delta t}], \quad (45.3)$$

где  $\bar{H}_t$  — осредненный (сглаженный) уровень в нижнем створе системы в момент  $t$ ,

$H_t, \dots, H_{t-n\Delta t}$  — спрогнозированные по цепочкам связей уровни в нижнем створе системы для моментов  $t, \dots, t-n\Delta t$ ,

$a_0, \dots, a_n$  — коэффициенты пропорциональности,

$\sum_0^n a_i$  — сумма коэффициентов пропорциональности  $a_0, \dots, a_n$ .

Период осреднения  $n\Delta t$  ( $\Delta t$  — принятая единица времени), а также коэффициенты  $a_0, \dots, a_n$  находятся в каждом отдельном случае

подбором. Для облегчения подбора полезно произвести предварительно простое сглаживание спрогнозированных уровней по равенству

$$\bar{H}_t = \frac{\sum_{i=t-n\Delta t}^{t-\Delta t} H_i}{n+1}$$

при нескольких различных значениях  $n$ . После определения по этому равенству наилучшего периода осреднения  $n\Delta t$  подбираются (для найденного  $n$ ) наилучшие коэффициенты  $a_0, \dots, a_n$  в (45.3).

В качестве примера ниже приводится формула осреднения, которая была использована для сглаживания спрогнозированных уровней р. Амур у г. Комсомольска

$$H_t = \frac{1}{4,2} \left[ H_t + 0,6H_{t-1} + 0,3H_{t-2} + 0,2(H_{t-3} + H_{t-4}) + \right. \\ \left. + 0,15 \sum_{i=5}^{t-10} H_i + 0,1 \sum_{i=11}^{t-20} H_i \right].$$

В данном случае период сглаживания принят равным 20 суткам, а коэффициенты пропорциональности колеблются от единицы до 0,1. Наиболее резко эти коэффициенты изменяются в первые 3—4 дня (от 1,0 до 0,2); в дальнейшем коэффициенты остаются практически постоянными (0,15—0,10).

Результаты сглаживания уровня по приведенной выше формуле представлены на рис. 48.).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ  
ПРЕДПОСЫЛКИ

1. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ФОРМУЛА СТОКА

Метод изохрон — это прогноз стока по генетической формуле стока, исходя из данных об осадках в бассейне реки.

Общая характеристика метода изложена выше (стр. 19). Согласно изложенному, метод изохрон применим лишь на бассейнах с площадью  $\leq 20\,000 \text{ км}^2$ . На бассейнах большого размера возрастают относительные ошибки прогнозов по этому методу и поэтому применение его становится нецелесообразным.

Метод изохрон позволяет рассчитывать дополнительный боковой приток  $\Delta q_t$  в уравнении (3.3) по данным об осадках на площадь водосбора. Поэтому метод изохрон может быть использован не только для прогноза стока на малых водосборах, но и для более точного расчета дополнительного бокового притока  $\Delta q$  при прогнозах по методу соответственных уровней [в методе соответственных уровней  $\Delta q$  определяется приближенно по уравнению (11.3)].

Генетическая формула стока, на которой основан метод изохрон, выражает закономерность стока осадков с площади водосбора к замыкающему створу А.

Наиболее просто эта формула может быть получена, исходя из логических соображений о процессе стока осадков с площади водосбора.

Предположим, имеется водосбор площадью  $\Omega$  (рис. 49), на который непрерывно, начиная с момента  $T$ , равномерным слоем выпа-

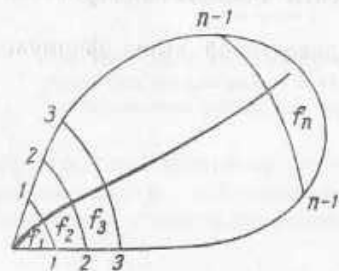


Рис. 49. Схема расчленения бассейна на единичные площади стекания.

дают осадки, и предположим, что осадки, выпадающие в наиболее удаленной от замыкающего створа части водосбора, доходят до этого створа через время  $\tau_0$  после их выпадения. Период  $\tau_0$ , в течение которого доходят до замыкающего створа осадки от наиболее удаленной точки водосбора, называется бассейновым или суммарным временем добегания стока.

Зададимся единицей времени  $\Delta t < \tau_0$ , которая в дальнейшем называется расчетной единицей времени, и предположим, что площадь бассейна расчленена на так называемые единичные площади, сток с которых происходит в период  $\Delta t$  (после выпадения осадков). Так, например, осадки, выпадающие на площадь, ограниченную сверху изолинией 1—1 (рис. 49), достигают замыкающего створа через  $\Delta t$  после их выпадения; с площади, ограниченной изолиниями 1—1 и 2—2, — через  $2 \Delta t$ ; с площади, ограниченной изолиниями 2—2 и 3—3, — через  $3 \Delta t$ , и т. д.

Обозначим единичные площади, заключенные между соседними изохронами, через  $f_1, f_2, \dots, f_n$ , где  $n = \frac{\tau_0}{\Delta t}$  — число единичных площадей, и определим сток в замыкающем створе, начиная с момента  $T$  (начало выпадения осадков). В первую единицу времени  $\Delta t$  после начала выпадения осадков сток будет происходить, согласно изложенному, с площади  $f_1$  и, следовательно,

$$q'_T = f_1(x - p)_T \quad (a)$$

где  $q'_T$  — средний расход (без предпаводочного грунтового питания) в замыкающем створе бассейна в момент  $T$  (имеется в виду единица времени  $\Delta t$ ),

$x - p$  — так называемый эффективный слой осадков, т. е. высота слоя стока с учетом потерь  $p$  (при этом принимается, что потери, как и осадки, равномерны по площади).

Во вторую единицу времени  $T + \Delta t$  сток будет происходить с площадей  $f_1$  и  $f_2$ , (так как, согласно условию, осадки выпадают непрерывно, начиная с момента  $T$ ), поэтому

$$q'_{T+\Delta t} = f_1(x - p)_{T+\Delta t} + f_2(x - p)_T \quad (б)$$

где  $q'_{T+\Delta t}$  — средний расход (без предпаводочного грунтового питания) в момент  $T + \Delta t$ .

В третью единицу времени  $T + 2 \Delta t$  сток будет происходить с площадей  $f_1, f_2$  и  $f_3$ :

$$q'_{T+2\Delta t} = f_1(x - p)_{T+2\Delta t} + f_2(x - p)_{T+\Delta t} + f_3(x - p)_T \quad (в)$$

Наконец, в единицу времени  $T + (n - 1) \Delta t$  сток будет происходить со всей площади бассейна  $\Omega = f_1 + f_2 + \dots + f_n$ :

$$q'_{T+(n-1)\Delta t} = f_1(x - p)_{T-(n-1)\Delta t} + f_2(x - p)_{T+(n-2)\Delta t} + \dots + f_n(x - p)_T \quad (г)$$

Уменьшим индексы времени в (г) на  $(n-1)\Delta t$ :

$$q'_T = f_1(x-p)_T + f_2(x-p)_{T-\Delta t} + \dots + f_n(x-p)_{T-(n-1)\Delta t},$$

или

$$q'_T = \sum_{i=1}^{i=n} f_i(x-p)_{T-(i-1)\Delta t} \quad (1.4)$$

Уравнение (1.4) называется генетической формулой стока. Согласно этой формуле, сток в замыкающем створе в момент  $T$  равен сумме объемов стока с различных частей водосбора от осадков, выпавших в прошлый период времени от  $T$  до  $T-(n-1)\Delta t$ , причем, согласно изложенному,

$$n = \frac{\tau_0}{\Delta t}, \quad (2.4)$$

где  $\tau_0$  — бассейновое (суммарное) время добегания стока,

$\Delta t$  — расчетная единица времени.

Сток с площади бассейна, который выражается формулой (1.4), подразделяется на две ясно выраженные фазы: 1) склоновое стекание и 2) русловой сток.

Первая фаза — это сток осадков от места их выпадения до русловой сети бассейна. Стеkanie в этот период происходит не только по поверхности почвы, но и внутрипочвенным путем: часть осадков, количество которых зависит от вида и влагонасыщенности почв, фильтруется в грунт, достигает уровня грунтовых вод и выклинивается в русловую сеть в виде грунтового стока.

Вторая фаза стока — это движение паводка в русловой сети бассейна от места его возникновения (т. е. от места выклинивания склонового стока в русловую сеть) до замыкающего створа бассейна.

Обозначая среднюю скорость склонового стекания (средневзвешенную для всей массы воды, стекающей по поверхности бассейна и внутрипочвенным путем) через  $\bar{w}$ , а наибольшую длину склона через  $L$ , получим

$$\bar{\tau} = \frac{L}{\bar{w}}, \quad (3.4)$$

где  $\bar{\tau}$  — склоновое время добегания, т. е. время добегания до русла от наиболее удаленной точки склона.

Аналогично этому, обозначая среднюю скорость движения паводка в русловой сети через  $w$ , а наибольшую длину русла до замыкающего створа через  $s$ , получим

$$\tau = \frac{s}{w}, \quad (4.4)$$

где  $\tau$  — русловое время добегания.

Бассейновое (суммарное) время добегания  $\tau_0$  должно, очевидно, равняться сумме величин склонового и руслового времени добегания. Однако учитывая, что сток в замыкающем створе, согласно (а),

начинается в день начала выпадения осадков  $T$  (что равносильно исключению одной единицы времени из времени руслового добегания), обычно принимается

$$\tau_0 = \bar{\tau} + \tau - \Delta t, \quad (5.4)$$

где  $\Delta t$  — расчетная единица времени.

Изложенный вывод генетической формулы (1.4) является упрощенным. Основным недостатком вывода является невозможность установления, исходя из этого вывода, связи между величиной единичных площадей  $f_i$  и склоновым временем добегания  $\tau$ . Дело в том, что при одинаковой величине бассейнового времени добегания  $\tau_0$  величины склонового и руслового времени добегания, как следует это из (5.4), могут быть различными. В связи с этим возникает вопрос о влиянии соотношения между склоновым и русловым временем добегания (при одинаковом  $\tau_0$ ) на величину единичных площадей  $f_i$  в (1.4).

Для решения этого вопроса рассмотрим более сложный, но теоретически более обоснованный вывод (1.4), исходя из так называемого интеграла склонового стекания М. А. Великанова. Идея вывода заключается в том, что под генетической формулой (1.4) понимается сумма генетических формул склонового и руслового стока, определяющих закономерность стока по склонам и в русловой сети бассейна. Поэтому для получения (1.4) необходимо прежде всего получить генетическую формулу склонового и генетическую формулу руслового стока. Вывод этих формул изложен ниже.

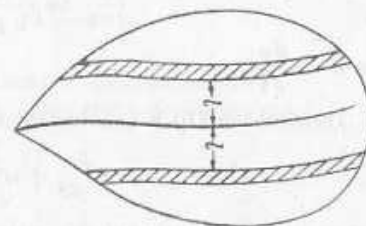


Рис. 50. Изохроны склонового стекания.

Генетическая формула склонового стока. Предположим, на площадь водосборного бассейна (рис. 50) выпадают осадки, образующие поверхностный и внутрипочвенный сток.

Предположим далее, что заштрихованные на рис. 50 полосы площадью  $\Delta\omega$  оконтуривают элементарные объемы воды, одновременно достигающие русла; иными словами, заштрихованные полосы ограничены изохронами склонового времени добегания, т. е. времени добегания до линии русла.

Примем, что средняя высота слоя стока на указанных элементарных площадках в момент  $t$  равна  $y$ , интенсивность осадков равна  $x$ , а интенсивность потерь стока —  $p$ . Примем далее, что интенсивность осадков и потерь задана в функции от времени и постоянна по площади бассейна. Определим водный баланс на площади  $\Delta\omega$  за время  $\Delta t$ .

Так как изменение объема воды на площади  $\Delta\omega$  за время  $\Delta t$

$$\Delta(y \Delta\omega) = \frac{d(y \Delta\omega)}{dt} \Delta t$$

вызывается изменением разности  $(x-p)$ , то, следовательно,

$$\frac{d(\Delta\omega y)}{dt} \Delta t = \Delta\omega (x-p) \Delta t,$$

откуда

$$y \frac{d(\Delta\omega)}{dt} + \Delta\omega \frac{dy}{dt} = \Delta\omega (x-p). \quad (a)$$

Так как

$$\Delta\omega = f(l),$$

где  $l$  — расстояние от изохроны склонового стекания до линии русла, а

$$l = \bar{\omega}\bar{\tau},$$

где  $\bar{\omega}$  — скорость склонового стекания,

$\bar{\tau}$  — время добегающего склонового стока от изохроны до линии русла, то, принимая приближенно  $\bar{\omega} = \text{const}$ , получим

$$\Delta\omega = f(\bar{\tau})$$

или

$$\Delta\omega = \frac{d\omega}{d\bar{\tau}} \Delta\bar{\tau} = \omega' \Delta\bar{\tau}, \quad (б)$$

где  $\omega' = \frac{d\omega}{d\bar{\tau}}$ .

Подставляя (б) в (а), получим

$$y \frac{d\omega'}{dt} + \omega' \frac{dy}{dt} = \omega' (x-p),$$

откуда находим, разделив обе части на  $\omega'$ ,

$$y \frac{\omega''}{\omega'} + \frac{dy}{dt} = (x-p), \quad (в)$$

где  $\omega'' = \frac{d\omega'}{dt}$ .

В уравнении (в) рассматриваются две системы отсчета времени: система времени склонового добегающего  $\bar{\tau}$  ( $\omega' = \frac{d\omega}{d\bar{\tau}}$ ) и система абсолютного времени  $t$  ( $\omega'' = \frac{d\omega'}{dt}$ ).

Перейдем к единой системе времени склонового добегающего  $\bar{\tau}$ .

Так как  $\bar{\tau}$  увеличивается от линии русла ( $\bar{\tau} = 0$ ) до водораздела бассейна ( $\bar{\tau} = \bar{\tau}$ ), а абсолютное время  $t$  увеличивается в обратном направлении — от водораздела до линии русла, — то, следовательно,

$$d\bar{\tau} = -dt,$$

т. е.

$$\left. \begin{aligned} \frac{d\omega'}{dt} &= -\frac{d\omega'}{d\bar{\tau}} \\ \frac{dy}{dt} &= -\frac{dy}{d\bar{\tau}} \end{aligned} \right\} \quad (г)$$

Подставляя (г) в (в), получим уравнение

$$y \frac{\omega''}{\omega'} + \frac{dy}{d\bar{\tau}} + (x-p) = 0, \quad (6.4)$$

которое может быть названо дифференциальным уравнением склонового стекания. Решение этого линейного уравнения первого порядка дано М. А. Велликановым [10] в виде

$$y = e^{-\int \frac{\omega''}{\omega'} d\bar{\tau}} \left[ c - \int (x-p) e^{\int \frac{\omega''}{\omega'} d\bar{\tau}} d\bar{\tau} \right], \quad (д)$$

откуда находим, учитывая, что

$$e^{-\int \frac{\omega''}{\omega'} d\bar{\tau}} = e^{-\int \frac{d\omega'}{\omega'}} = \frac{c_1}{\omega'}$$

и

$$e^{\int \frac{\omega''}{\omega'} d\bar{\tau}} = e^{\int \frac{d\omega'}{\omega'}} = \frac{\omega'}{c_1},$$

равенство

$$y = \frac{c_1}{\omega'} \left[ c - \int (x-p) \frac{\omega'}{c_1} d\bar{\tau} \right], \quad (е)$$

где  $c$  и  $c_1$  — константы, определяемые пределами интегрирования.

Интегрируя (е) от  $\bar{\tau} = \bar{\tau}$  до  $\bar{\tau} = 0$  и, следовательно, принимая

$$c_1 = \omega_0'$$

и

$$c = y_0,$$

где  $\omega_0'$  и  $y_0$  — величины  $\omega'$  и  $y$  при  $\bar{\tau} = 0$ , получим из этого равенства

$$y = \frac{\omega_0'}{\omega'} \left[ y_0 - \int_{\bar{\tau}}^0 (x-p) \frac{\omega'}{\omega_0'} d\bar{\tau} \right], \quad (ж)$$

откуда

$$y\omega' - y_0\omega_0' = \int_0^{\bar{\tau}} (x-p)\omega' d\bar{\tau}. \quad (з)$$

Определим в этом уравнении величины  $y\omega'$  и  $y_0\omega_0'$ . Очевидно,

$$y_0\omega_0' = y_0 \left( \frac{d\omega}{d\bar{\tau}} \right)_0 = y_0 \left( \frac{\partial\omega}{\partial l} \right)_0 \left( \frac{\partial l}{\partial \bar{\tau}} \right)_0, \quad (и)$$

где  $l$  — длина пути склонового стока.

Вместе с этим,

$$\left( \frac{\partial\omega}{\partial l} \right)_0 = s_0,$$

а

$$\left( \frac{\partial l}{\partial \bar{\tau}} \right)_0 = -\left( \frac{\partial l}{\partial t} \right)_t = -\bar{v}_0,$$

где  $s_0$  — длина изохрон склонового стока при  $\bar{\tau} = 0$  (рис. 50);  $\bar{v}_0$  — скорость склонового стекания при  $\bar{\tau} = 0$ .

Поэтому

$$y_0 \omega'_0 = -y_0 s_0 \bar{v}_0 = -\bar{q}_0, \quad (к)$$

где  $\bar{q}_0$  — расход бокового притока в русло реки ( $\bar{\tau} = 0$ ).

По аналогии с этим,

$$y \omega' = -y_s s_s \bar{v}_s = q_s, \quad (л)$$

где  $\bar{q}_s$  — суммарный расход стекающего слоя через изохрону  $\bar{\tau} = \bar{\tau}$  (на гребне водораздела).

Подставляя (к) и (л) в (з), получим

$$-\bar{q}_s + \bar{q} = \int_0^{\bar{\tau}} (x-p) \omega' d\bar{\tau},$$

откуда находим, принимая, что расход воды на гребне водораздела  $q_s = 0$ ,

$$\bar{q} = \int_0^{\bar{\tau}} (x-p) \frac{d\omega}{d\bar{\tau}} d\bar{\tau}. \quad (7.4)$$

Интеграл (7.4), выражающий процесс склонового стекания на площади водосбора, называется интегралом М. А. Великанова. Особенно подчеркивается, что (7.4) описывает закономерность склонового, а не бассейнового стока. Это отмечается и М. А. Великановым, который пишет [10]:

„За нулевую изохрону мы в нашей постановке задачи должны принять линию руслового потока, т. е. ту линию, от которой мы отсчитываем все изохроны склонового стекания. Далее по руслу реки мы рассматриваем уже движение паводочной волны“.

Таким образом, интеграл М. А. Великанова можно рассматривать как генетическую формулу склонового стока для бесконечно малых единиц времени.

Переходя от  $dt$  к конечным единицам времени

$$\Delta t = \frac{\bar{\tau}}{m}, \quad (8.4)$$

где  $m$  — целое число, получим из (7.4)

$$\bar{q}_{t_{\max}} = \sum_{k=1}^{k=m} \omega_{\bar{\tau}_k} (x-p)_{t_k}. \quad (м)$$

где  $\bar{q}_{t_{\max}}$  — боковой приток в русло реки со всей площади бассейна (максимально возможный при данных осадках);

$\omega$  — единичные площади склонового стока, т. е. площади, продолжительность стока с которых (при выпадении единичных осадков) равна  $\Delta t$ .

Индексами  $\tau_k$  и  $t_k$  в этом равенстве учитываются две различные системы отсчета времени, так как очевидно, что

$$\omega = f(\bar{\tau}),$$

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

Определим  $\tau_k$  и  $t_k$  в равенстве (м).

Примем, согласно равенству (8.4), что склоны бассейна состоят из  $m$  единичных площадей  $\omega$ , вытянутых вдоль русла реки (исходя из предполо-

жения, что векторы склонового стока нормальны к линии русла) (рис. 51). Средняя ширина единичных площадей  $\omega$  равна, очевидно,

$$\Delta l = \bar{\omega} \Delta t = \frac{L}{\tau} \Delta t,$$

где  $\Delta l$  — средняя ширина единичных площадей склонового стекания,

$\bar{\omega}$  — средняя скорость склонового стекания,

$L$  — длина склонов,

$\tau$  — склоновое время добегания.

Отсчет времени добегания  $\bar{\tau}$  и абсолютного времени  $t$  в равенстве (8.4) должен производиться по параллельным и противоположно направленным осям, так как, согласно изложенному,

$$d\bar{\tau} = -dt.$$

Примем, что время склонового добегания изменяется от нуля на линии русла до  $\tau$  в наиболее удаленной от русла точке склона, а время  $t$  — от  $t_0$  в наиболее удаленной точке склона до  $t_0 + m\Delta t$  на линии русла.

Для первой, ближайшей к руслу площадки  $\omega$  имеем (рис. 51)

$$\bar{\tau} = \Delta t,$$

$$t_1 = t_0 + m\Delta t,$$

где  $\bar{\tau}_1$  и  $t_1$  — время склонового добегания и абсолютное время для первой площадки в принятых координатах отсчета.

В отличие от этого, для последней, наиболее удаленной от русла площадки  $\omega$  получим

$$\bar{\tau}_m = m\Delta t,$$

$$t_m = t_0 + \Delta t.$$

Таким образом, для любой  $k$ -ой площадки величины  $\tau_k$  и  $t_k$  равны

$$\left. \begin{aligned} \tau_k &= k\Delta t \\ t_k &= t_0 + (m-k+1)\Delta t \end{aligned} \right\} \quad (н)$$

Подставляя в (м) равенство (н) и учитывая, что максимально возможный боковой приток  $q_{t_{\max}}$  имеет место при

$$t_{\max} = t_0 + m\Delta t, \quad (о)$$

т. е. при стоке со всей площади склонов (принимая  $t_0$  за момент начала осадков), получим уравнение

$$\bar{q}_{t_0 + m\Delta t} = \sum_{k=1}^{k=m} \omega_{k\Delta t} (x-p)_{t_0 + (m-k+1)\Delta t}$$

или

$$\bar{q}_T = \sum_{k=1}^{k=m} \omega_{k\Delta t} (x-p)_{T-(k-1)\Delta t}, \quad (9.4)$$

где  $T = t_0 + m\Delta t$ .

Уравнение (9.4) может быть названо генетической формулой склонового стока. Согласно этой формуле, приток воды в русловую сеть следует рассматривать как сложную величину, образованную суммированием нескольких единичных осадков, выпадающих в период склонового стекания  $\bar{\tau}$ .



Генетическая формула руслового стока. Перейдем к рассмотрению процесса руслового стока, т. е. процесса перемещения бокового притока  $\bar{q}$  к замыкающему створу реки.

Предположим, что боковой приток в русло равен  $\bar{q}$  и что деформация (распластывание) паводочной волны при ее движении в русле равна нулю. Разобьем русло реки (рис. 52) на  $u$  равных отрезков длиной  $\Delta s$ , причем

$$\Delta s = w \Delta t = \frac{s}{\tau} \Delta t \quad (n)$$

$$u = \frac{s}{\Delta s} = \frac{\tau}{\Delta t} \quad (10.4)$$

где  $w$  — средняя скорость движения паводочной волны в русле,  
 $s$  — длина русла от истока до замыкающего створа,  
 $\tau$  — время руслового добежания,  
 $\Delta t$  — принятая единица времени.

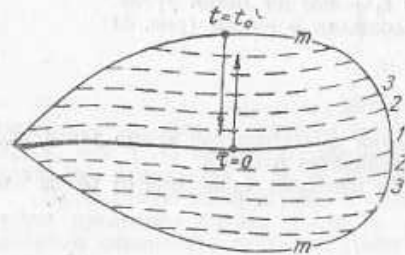


Рис. 51. Схема к выводу генетической формулы склонового стока.

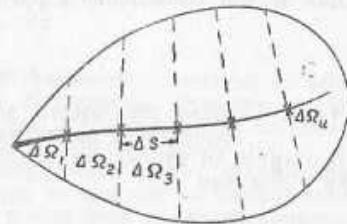


Рис. 52. Схема к выводу генетической формулы руслового стока.

Из концов отрезков  $\Delta s$  проведем перпендикуляры к линии русла и расчтем таким образом всю площадь водосбора  $\Omega$  на  $u$  площадей  $\Delta \Omega$ , которые назовем единичными площадями руслового стока.

Обозначая боковой приток на участке  $\Delta s$  через  $\Delta \bar{q}$ , можем написать

$$q_{A t_{\max}} = \sum_{e=1}^{e=u} \Delta \bar{q}_{t_e} \quad (11.4)$$

где  $q_{A t_{\max}}$  — расход в замыкающем створе  $A$  при суммировании бокового притока по всей длине русла  $s$ .

Примем предположение о равномерности слоя стока ( $x = p$ ) на площади бассейна. Исходя из этого, получим

$$\frac{\Delta \bar{q}_{t_e}}{q_{t_e}} = \frac{\Delta \Omega_{t_e}}{\Omega}$$

откуда

$$\Delta \bar{q}_{t_e} = \frac{\Delta \Omega_{t_e}}{\Omega} q_{t_e} = A_{t_e} \bar{q}_{t_e} \quad (p)$$

где  $\Delta \Omega_{t_e}$  — единичная площадь руслового стока, боковая приточность с которой в русло реки равна  $\Delta \bar{q}_{t_e}$ ;

$A_{t_e} = \frac{\Delta \Omega_{t_e}}{\Omega}$  — относительные величины единичных площадей руслового стока (в долях от площади бассейна).

Подставляя (p) в (11.4), получим

$$q_{A t_{\max}} = \sum_{e=1}^{e=u} A_{t_e} \bar{q}_{t_e} \quad (c)$$

Индексы  $t_e$  и  $t_e$  в этом равенстве учитывают две различные системы отсчета времени, так как очевидно, что

$$\Delta \Omega = f(\tau)$$

$$\bar{q} = f(t)$$

По аналогии с (n) и (o), получим

$$\left. \begin{aligned} \tau_e &= e \Delta t \\ t_e &= t_0 + (u - e + 1) \Delta t \\ t_{\max} &= t_0 + u \Delta t \end{aligned} \right\} \quad (r)$$

где  $t_0$  — начальный момент отсчета времени (соответствует началу движения воды в истоке реки).

Подставляя (r) в (c), получим

$$q_{A t_0 + u \Delta t} = \sum_{e=1}^{e=u} A_{e \Delta t} \bar{q}_{t_0 + (u - e + 1) \Delta t}$$

или

$$q_{A T} = \sum_{e=1}^{e=u} A_{e \Delta t} \bar{q}_{T - (e - 1) \Delta t} \quad (12.4)$$

где

$$T = t_0 + u \Delta t$$

Уравнение (12.4) может быть названо генетической формулой руслового стока. Согласно этой формуле, расход в замыкающем створе является суммой единичных величин бокового притока в русло  $\Delta \bar{q}_{t_e}$  в течение периода  $\tau$ .

Генетическая формула стока (генетическая формула бассейнового стока). Согласно изложенному, генетическая формула стока описывает весь процесс стока от момента выпадения осадков до момента стока через замыкающий створ.

Подставляя формулу (9.4) в (12.4), получим

$$q_{A T} = \sum_{e=1}^{e=u} A_{e \Delta t} \sum_{k=1}^{k=m} \omega_{k \Delta t} (x - p)_{T - (k + e - 1) \Delta t} \quad (y)$$

Введем в это уравнение общий индекс пределов суммирования

$$i = e + k - 1$$

и установим пределы суммирования при наименьших и наибольших значениях  $e$  и  $k$ :

$$\left. \begin{aligned} \text{при } e = k = 1 & \quad i = 1, \\ \text{при } e = u & \quad k = m & \quad i = u + m - 1 = n \end{aligned} \right\} \quad (Ф)$$

Произведя суммирование от  $i=1$  до  $i=n$ , объединив величины  $\omega$  и  $A$  и выражая индексы  $y$   $\omega$  и  $(x-p)$  через  $i$  по равенству

$$i = e + k - 1,$$

получим из (у)

$$q_{AT} = \sum_{i=1}^{i=n} (x-p)_{T-(i-1)\Delta t} \sum_{e=1}^{e=i} A_{e\Delta t} \omega_{(i-e+1)\Delta t}. \quad (x)$$

Принимая

$$\sum_{e=1}^{e=i} A_{e\Delta t} \omega_{(i-e+1)\Delta t} = f_i, \quad (13.4)$$

получим из (x) генетическую формулу (1.4)

$$q_T = \sum_{i=1}^{i=n} f_i (x-p)_{T-(i-1)\Delta t}.$$

В отличие от изложенного выше упрощенного вывода формулы (1.4), вывод этой формулы, как суммы генетических формул склонового и руслового стока (9.4) и (12.4), делает возможным более углубленный анализ процесса стока с площади водосбора. Основная ценность этого вывода заключается в установлении связи (13.4) между единичными площадями бассейнового стока  $f_i$  и единичными площадями склонового и руслового стекания  $\omega$  и  $A$ . Кроме этого, из приведенного вывода может быть получено более обоснованное доказательство весьма важных в теории метода изохрон уравнений (2.4) и (5.4).

Так как верхний предел суммирования в (1.4)  $i=n$ , то, следовательно, число единичных площадей  $f_i = n$ , причем, согласно (ф),

$$n = u + m - 1, \quad (14.4)$$

где  $u$  — число единичных площадей руслового стока и  $m$  — число единичных площадей склонового стока.

Подставляя в (14.4) равенства (8.4) и (10.4), получим

$$n = \frac{\bar{\tau}}{\Delta t} + \frac{\bar{\tau}}{\Delta t} - 1,$$

или, умножив обе части на  $\Delta t$ , получим уравнение (5.4)

$$n\Delta t = \tau + \bar{\tau} - \Delta t = \tau_0,$$

откуда

$$n = \frac{\tau_0}{\Delta t}. \quad (2.4)$$

Согласно (13.4) и (5.4), единичные площади  $f_i$  определяются не только величинами  $\tau_0$  и  $\Delta t$ , но и величиной склонового времени добегаания  $\bar{\tau}$ .

Предположим, имеются два водосбора с одинаковым временем бассейнового стока  $\tau_0 = 7$  сут. (рис. 53), но с различными величинами склонового времени добегаания; предположим, что в бассейне I (рис. 53 а)  $\bar{\tau} = 1$  сут., а в бассейне II (рис. 53 б)  $\bar{\tau} = 5$  сут.

Из (5.4) следует, что русловое время добегаания для этих бассейнов равно ( $\Delta t = 1$  сут.):

в бассейне I  $\tau = \tau_0 - \bar{\tau} + \Delta t = 7 - 1 + 1 = 7$  сут.

в бассейне II  $\tau = 7 - 5 + 1 = 3$  сут.

Построим для бассейнов I и II совмещенные схемы изохрон склонового и руслового стока.

Так как в бассейне I  $\bar{\tau} = 1$  сут. и  $\tau = 7$  сут., то, согласно (8.4) и (10.4), имеем для этого бассейна  $m=1$  и  $u=7$ , т. е. русло реки на карте бассейна подразделяется на 7 равных частей и из полученных засечек проводятся перпендикулярно к руслу 6 изохрон руслового стока (рис. 53 а). Изохроны склонового стекания в этом случае не проводятся, так как число единичных площадей равно единице.

В бассейне II  $\bar{\tau} = 5$ , а  $\tau = 3$ ; поэтому, согласно (8.4) и (10.4), имеем для этого бассейна  $m=5$  и  $u=3$ , т. е. на карте бассейна проводятся параллельно руслу 4 изохроны склонового стекания (с обеих сторон русла) и 2 изохроны руслового стока (рис. 53 б).

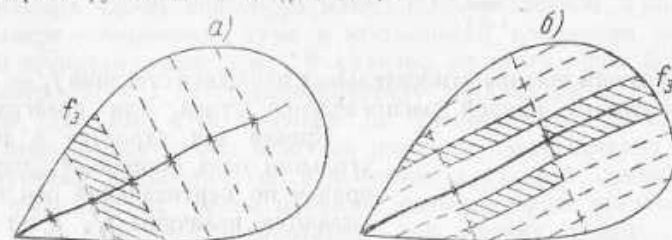


Рис. 53. Единичные площади бассейнового стока при  $\bar{\tau} = \Delta t$  и  $\bar{\tau} > \Delta t$ .

Определим для рассматриваемых бассейнов какую-либо единичную площадь  $f_i$ , например  $f_3$ . Из (13.4) следует

$$f_3 = A_1 \omega_3 + A_2 \omega_2 + A_3 \omega_1. \quad (ц)$$

Так как в бассейне I  $\omega_2 = \omega_1 = 0$ , то для этого бассейна

$$f_3 = A_3 \omega_1$$

эта площадь показана штриховкой на рис. 53 а.

В отличие от этого, в бассейне II  $\omega_1, \omega_2$  и  $\omega_3$  больше нуля; поэтому, согласно (ц), площадь  $f_3$  для этого бассейна равна заштрихованной на рис. 53 б.

Из рис. 53 а и 53 б следует, что, несмотря на одинаковую величину бассейнового времени добегаания  $\tau_0 = 7$  сут., величина и тем более форма единичной площади  $f_3$  в бассейнах I и II весьма различны. Объясняется это различной величиной склонового времени добегаания в рассматриваемых бассейнах. Таким образом, величина единичных площадей стекания, согласно (13.4), определяется не только величинами  $\tau_0$  и  $\Delta t$ , но и величиной склонового времени добегаания  $\bar{\tau}$ .

На практике генетическая формула (1.4) применяется обычно для расчета и прогноза высоты слоя стока.

Разделив обе части (1.4) на  $\Omega$ , получим

$$y_T' = \sum_{i=1}^{i=n} f_i' (x-p)_{T-(i-1)\Delta t}, \quad (15.4)$$

где  $y_T' = \frac{q_{AT}}{\Omega}$  — высота слоя стока (без предаводочного грунтового питания) в замыкающем створе бассейна,

$f_i' = \frac{f_i}{\Omega}$  — относительные величины единичных площадей стекания (относительные площади стекания).

Так как сумма единичных площадей в (1.4)

$$\sum_{i=1}^{i=n} f_i = Q, \quad (16.4)$$

то, следовательно, сумма относительных площадей

$$\sum_{i=1}^{i=n} f'_i = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} f_i}{Q} = 1,0. \quad (17.4)$$

Кривая распределения относительных площадей стекания  $f'_i = F(\tau_0)$  часто называется кривой распределения стока, или ареограммой.

Кривая эта строится в прямоугольных осях координат (рис. 54), причем по вертикальной оси откладываются величины  $f'_i$ , а по горизонтальной — время добега  $i\Delta t$ . Сумма ординат кривой, согласно изложенному, равна единице.

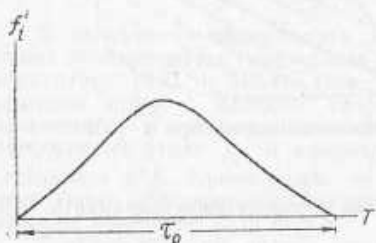


Рис. 54. Кривая распределения единичных площадей стекания.

## 2. УСЛОВИЯ ПРИМЕНИМОСТИ МЕТОДА

Согласно изложенному, генетическая формула (15.4) справедлива

при  $(x - p) = \text{const}$ , а также при условии, что распластывание паводка и естественное русловое регулирование равно нулю (стр. 126). Таким образом, основными условиями применимости метода изохрон являются следующие:

1. Высота эффективного стока  $(x - p)$  в любой момент времени во всех точках бассейна одинакова.
2. Деформация (распластывание) паводков в русловой сети равна нулю.

Выполнимость этих условий определяется двумя факторами:

1. Физико-географическими характеристиками бассейна и главным образом площадью водосбора и

2. Расчетной единицей времени  $\Delta t$  в генетической формуле (15.4).

Первый из этих факторов определяет равномерность распределения потерь стока на площади бассейна. Большие бассейны характеризуются, как правило, большим разнообразием почв, рельефа и лесистости, что приводит к неравномерности потерь стока по площади бассейна. Кроме этого, большие водосборы имеют длинную русловую сеть, что при прочих равных условиях приводит к значительному распластыванию паводков.

В отличие от этого, малые водосборы характеризуются однообразием почв и рельефа и, следовательно, большей равномерностью

потерь по площади. Кроме этого, малые водосборы имеют небольшую емкость русловой сети, и поэтому распластывание паводков на этих водосборах практически мало влияет на изменение скорости их движения. В связи с этим метод изохрон может быть применен только на малых водосборах, характеризующихся равномерностью в распределении скорости стекания и потерь стока.

Второй фактор — расчетная единица времени  $\Delta t$  — определяет равномерность распределения осадков на площади водосбора. Это объясняется тем, что  $\Delta t$  является периодом суммирования осадков. Поэтому при небольшом  $\Delta t$  (например,  $\Delta t = 1$  сек.) сумма осадков в различных частях водосбора может быть различной в зависимости от размера влагоносной тучи и мгновенного положения ее относительно площади водосбора. В отличие от этого, при большом  $\Delta t$  (например,  $\Delta t = 1$  сут.) распределение осадков будет более равномерным, так как с увеличением  $\Delta t$  увеличивается сумма осадков, и поэтому относительная величина разности сумм осадков в различных пунктах водосбора (по отношению к средней сумме осадков) будет уменьшаться. Таким образом, равномерность осадков на площади водосбора пропорциональна, при прочих равных условиях, величине  $\Delta t$ ; однако из этого не следует, что точность метода изохрон неограниченно возрастает при неограниченном увеличении расчетной единицы времени  $\Delta t$ .

Известно, что точность генетической формулы (15.4) зависит, помимо прочего, от числа членов  $n$ , так как с уменьшением  $n$  возрастает схематичность синтезирования гидрографа. Вместе с этим из (2.4) следует, что  $n$  уменьшается с увеличением  $\Delta t$ . Таким образом, увеличение расчетной единицы  $\Delta t$  приводит к двоякому результату: с одной стороны, увеличивается равномерность слоя осадков, следовательно, повышается точность уравнения (15.4), с другой стороны, уменьшается  $n$  и, следовательно, понижается точность уравнения (15.4). Таким образом, для каждого водосбора должна существовать некоторая оптимальная величина расчетной единицы времени. При отклонении  $\Delta t$  в обе стороны от оптимальной величины точность расчетов по (15.4) уменьшается либо вследствие уменьшения числа членов  $n$ , либо в результате увеличения неравномерности осадков на площади водосбора. „Точность синтезирования гидрографа, — указывает Бернар [84], — пропорциональна уменьшению единицы времени до тех пор, пока не начинает сказываться изменчивость выпадения дождя по территории бассейна и во времени“.

Из изложенного следуют два основных вывода:

- 1) метод изохрон эффективно применим лишь на малых и средних водосборах, характеризующихся однородностью физико-географических характеристик;
- 2) наибольшая точность метода будет наблюдаться при оптимальной расчетной единице времени  $\Delta t$  в уравнении (15.4); при этом под оптимальной единицей  $\Delta t$  подразумевается минимально возможное  $\Delta t$ , при котором не сказывается изменчивость осадков на площади водосбора.

### 3. О ВЫБОРЕ ОПТИМАЛЬНОЙ ЕДИНИЦЫ ВРЕМЕНИ

Основными факторами, определяющими оптимальную единицу времени, являются факторы, характеризующие изменчивость осадков на площади водосбора, а именно:

а) климатические особенности района и б) размер и конфигурация водосбора.

Указанные факторы определяют среднее соотношение между размерами влагоносных туч (или площадью одновременного снеготаяния) и площадью бассейна.

Количественный учет влияния этих факторов в настоящее время еще невозможен. Поэтому мы ограничимся изложением некоторых, весьма малочисленных исследований по этому вопросу.

Наиболее подробное исследование связи между оптимальной единицей времени и площадью водосбора было выполнено в 1939—1940 гг. в Государственном гидрологическом институте [70] по материалам наблюдений над процессом формирования дождевых паводков в 15 створах рек средней полосы Европейской территории СССР с площадью от 320 до 30 000 км<sup>2</sup>. Согласно этим исследованиям, имеется тесная взаимосвязь между площадью водосбора и необходимой оптимальной единицей времени  $\Delta t$ .

Так, например, из 15 объектов, для которых производился расчет дождевых паводков при суточной единице времени, неудовлетворительные результаты получены в 6 случаях; из них 3 относятся к водосборам менее 1000 км<sup>2</sup>, 2 — к гористым бассейнам и 1 — к бассейну более 30 000 км<sup>2</sup> (р. Вага—Власовская). Из этого следует, что суточная единица времени применима только к бассейнам с площадью свыше 1000 км<sup>2</sup> и не более 30 000 км<sup>2</sup>. Дальнейшее исследование этого вопроса привело к выводу, что суточная единица времени наиболее эффективно применима на водосборах от 5 до 20 000 км<sup>2</sup>; на водосборах же от 1 до 5000 км<sup>2</sup> наилучшие результаты расчетов дождевых паводков получаются при  $\Delta t = 12$  час.; что же касается водосборов  $> 20 000$  км<sup>2</sup>, то для них, по видимому, должна быть принята расчетная единица времени  $\Delta t = 2$  сут.

Помимо указанных исследований, некоторые данные о связи  $\Delta t$  с площадью водосбора (главным образом, для бассейнов  $< 1000$  км<sup>2</sup>) имеются в иностранной литературе. Так, например, согласно данным Шермана, Снайдера, Мейера и Брейтера [82, 85, 90], наилучшей расчетной единицей времени для водосборов 250—300 км<sup>2</sup> является  $\Delta t = 2—4$  час., а для водосборов 20—30 км<sup>2</sup> —  $\Delta t = 10—15$  мин.

Наконец, следует упомянуть рекомендации авторов „Практического руководства по основным приемам гидрологических прогнозов“ [66], которые отмечают, что наилучшие результаты расчетов дождевых паводков по методу изохрон получаются в тех случаях, когда расчетная единица времени не превышает  $\frac{2}{3}$  от продолжительности подъема кривой распределения стока (которая названа ими „временем концентрации паводочного стока“).

Суммируя изложенное и основываясь главным образом на результатах исследований ГГИ, можно рекомендовать следующие соотно-

шения между оптимальной единицей времени и площадью водосбора:

$F$ км <sup>2</sup> . . . . .	300	300—1 000	1 000—5 000	5 000—20 000	$> 20 000$
$\Delta t$ час. . . . .	3	6	12	24	48

Указанные нормы можно считать справедливыми для рек средней полосы Европейской территории Союза ССР. Для рек севера и юга этой территории нормы должны, очевидно, рассматриваться как приближенные.

Помимо норм ГГИ, оптимальная единица времени может определяться, согласно [66], по неравенству

$$\Delta t \leq 0,4\tau_{\text{под}},$$

где  $\tau_{\text{под}}$  — продолжительность подъема кривой распределения стока.

### 4. СПОСОБЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВРЕМЕНИ ДОБЕГАНИЯ

Согласно изложенному, число членов в генетической формуле (15.3) определяется равенством (2.4)

$$n = \frac{\tau_0}{\Delta t},$$

где  $\tau_0$  — суммарное время добегаания стока в бассейне реки.

Таким образом, расчет и прогноз стока по (15.4) требует определения бассейнового времени добегаания.

В настоящее время имеются два способа определения  $\tau_0$ : а) по совмещенным графикам осадков и стока, б) по уравнению (5.4).

Описание этих способов приводится ниже.

Расчет  $\tau_0$  по совмещенным графикам осадков и стока. Способ основан на очевидном равенстве (рис. 55)

$$T_n = T_0 + \tau_0, \quad (18.4)$$

где  $T_n$  — момент (дата) окончания паводка,

$T_0$  — момент (дата) выпадения последних осадков, сформировавших данный паводок,

$\tau_0$  — время добегаания осадков до замыкающего створа бассейна.

Строго говоря,  $\tau_0$  в (18.4) — это время добегаания последних осадков, выпавших в момент  $T_0$ ; время добегаания предшествующих осадков (если паводок сформирован осадками, выпадающими в течение нескольких единиц времени) может отличаться от  $\tau_0$ .

По этой причине для определения  $\tau_0$  по изложенному способу необходимо выбирать паводки, сформированные небольшими по продолжительности осадками (например, осадками, выпадающими в течение 1—3 единиц времени). В этом случае ошибки расчета  $\tau_0$  из-за неучета продолжительности опорожнения русловой сети будут невелики.

Расчет  $\tau_0$  по уравнению (5.4). Способ заключается в использовании уравнения (5.4)

$$\tau_0 = \tau + \bar{\tau} - \Delta t.$$

Расчет  $\tau_0$  по этому уравнению требует определения руслового  $\tau$  и склонового  $\bar{\tau}$  времени добега.

Русловое время добега  $\tau$  может быть определено по равенству (п) (см. стр. 128); скорость руслового стока  $W$  в этом равенстве наиболее точно определяется способами, изложенными в разделе III (Метод соответственных уровней).

Склоновое время добега  $\bar{\tau}$  в (5.4) может быть определено путем построения совмещенных графиков бокового притока в русло-

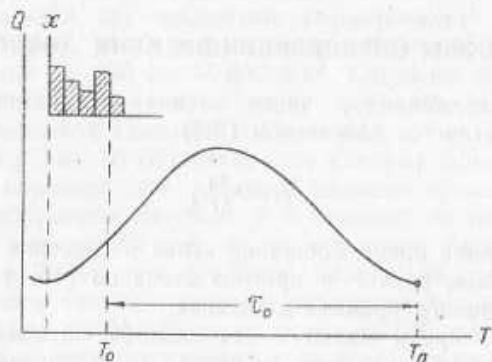


Рис. 55. Схема определения бассейнового времени добега по данным об осадках и стоке в замыкающем створе.

вую сеть и осадков на площадь водосбора. Из уравнения неразрывности руслового стока (26.3)

$$Q_{A_t} \Delta t = Q_{B_t} \Delta t + \bar{q}_t \Delta t - \Delta W_t$$

получим, принимая  $Q_B = 0$  (т. е. рассматривая всю реку от истока до створа  $A$ ),

$$\bar{q}_t \Delta t = Q_{A_t} \Delta t - \Delta W_t \quad (19.4)$$

где  $\bar{q}_t$  — боковой приток в русло реки поверхностных и грунтовых вод и

$\Delta W_t$  — изменение объема воды в русловой сети за единицу времени.

Приращение объема воды  $\Delta W$  в (19.4) обычно определяется по (8.3), откуда

$$\Delta W_t = \tau \Delta \bar{Q}_t, \quad (8a)$$

где  $\tau$  — русловое время добега и  $\Delta \bar{Q}_t = \frac{Q_t - Q_{t-\Delta t}}{2}$  — средняя величина приращения расхода воды в русловой сети бассейна за единицу времени  $\Delta t$ .

Уравнения (19.4) и (8a) могут быть использованы для определения суммарной величины бокового притока в русловую сеть. Определив по этим уравнениям величины  $q_t$  в периоды выпадения осад-

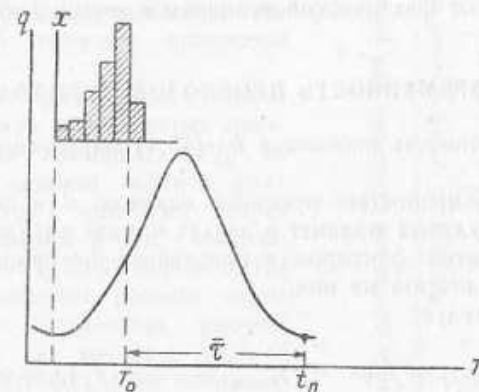


Рис. 56. Схема определения склонового времени добега по данным об осадках и боковом притоке в русловую сеть.

ков, можно построить совмещенные графики (рис. 56) осадков и бокового притока, причем

$$t_n = T_0 + \bar{\tau}, \quad (20.4)$$

где  $t_n$  — момент (дата) окончания интенсивного бокового притока от выпавших осадков,

$T_0$  — момент (дата) выпадения последних осадков, вызвавших увеличение бокового притока,

$\bar{\tau}$  — склоновое время добега.

Таким образом, склоновое время добега находится как промежуток времени между датой окончания осадков и датой окончания волны бокового притока.

Изложенный способ дает возможность определить склоновое время добега только последних осадков, выпавших в момент  $T_0$ ; по этой причине расчет  $\bar{\tau}$  по этому способу необходимо производить,

исходя из данных о боковом притоке при кратковременных осадках, выпадающих в течение 1—3 единиц времени.

Наиболее точным из описанных способов расчета  $\tau_0$  является, по нашему мнению, последний. Этим способом косвенно учитывается распластывание (деформация) паводочной волны в русловой сети бассейна и, кроме этого, момент  $t_n$  (см. рис. 56) определяется, как правило, с большей точностью, чем момент  $T_n$  (см. рис. 55), особенно на средних реках с плавным режимом уровня.

Первый из отмеченных способов — по совмещенным графикам осадков и стока — дает, по нашим исследованиям, вполне удовлетворительные результаты на малых и средних реках с небольшой величиной распластывания паводков и естественной зарегулированности; возможная ошибка расчета  $\tau_0$  по этому способу обычно не превышает 10—15% от фактической величины времени добегания.

### 5. ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬ ПРОГНОЗОВ МЕТОДОМ ИЗОХРОН

Заблаговременность прогнозов по (15.4) определяется двумя факторами:

- 1) заблаговременностью прогноза осадков  $x$  и потерь стока  $p$ ,
- 2) числом нулевых ординат в начале кривой распределения стока.

Первый из этих факторов в пояснениях не нуждается; поэтому остановимся на втором из них.

Из (15.4) следует

$$y'_T = f_1(x-p)_{T-\Delta t} + f_2(x-p)_{T-2\Delta t} + \dots + f_n(x-p)_{T-(n-1)\Delta t}.$$

Таким образом, заблаговременность прогноза по этой формуле равна, строго говоря, нулю, так как для расчета стока в момент  $T$  необходимо знать осадки и потери стока в этот же момент времени.

Казалось бы, что единственной возможностью прогноза по (15.4) является прогноз осадков и потерь стока, т. е. прогноз разности  $(x-p)$ ; в действительности же имеется возможность прогноза стока по этому уравнению без прогноза  $(x-p)$ .

Дело в том, что первые ординаты кривой распределения стока имеют, как правило, относительно небольшую величину. Так, например, согласно данным К. П. Клибашева [31], которые приводятся в табл. 13, первые ординаты графиков распределения стока для бассейнов рр. Великая—Остров, Плюсса—Гавриловское и Луга—Толмачево равны нулю, а вторые ординаты равны 0,3—0,9% от общей суммы ординат кривых распределения.

Исходя из этого, несколько первых ординат кривой распределения (одну, две или три) принимают приближенно равными нулю; принимая, например, в (15.4)  $f_1' = f_2' = 0$ , получим

$$y'_T \approx f_3(x-p)_{T-2\Delta t} + f_4(x-p)_{T-3\Delta t} + \dots + f_n(x-p)_{T-(n-1)\Delta t}.$$

Это уравнение уже может быть, очевидно, использовано для прогноза стока с заблаговременностью 2 дня. Таким образом, заблаговременность прогнозов по (15.4) равна числу первых ординат кривой распределения стока, принятых равными нулю.

Очевидно, что с увеличением заблаговременности, т. е. с увеличением числа исключенных ординат, точность прогнозов будет уменьшаться; поэтому указанный прием увеличения заблаговременности может применяться только до известных пределов, в зависимости от необходимой точности прогнозов или расчетов.

Как первое приближение можно принять, что сумма исключенных ординат не должна превышать 5% от общей суммы ординат кривой распределения; этот критерий качественно обосновывается тем, что точность уравнения (15.4) определяется не только точностью расчета величин  $f_i'$ , но и точностью расчета  $(x-p)$ . А так как точность расчета потерь стока  $p$  (о чем будет изложено ниже) в настоящее время еще невелика, то нет практической необходимости в скрупулезно точном учете величин  $f_i'$ ; более того, подобная скрупулезность просто бессмысленна.

Принимая, что излагаемые ниже способы расчета  $f_i'$  позволяют определить эти величины с точностью  $\pm 5\%$ , а точность расчетов разности  $(x-p)$  равна 15—20%, получим, что дополнительное снижение точности  $f_i'$  в результате исключения первых ординат кривых распределения стока не должно превышать 5%. Более точно максимально возможная сумма исключенных ординат должна устанавливаться в каждом отдельном случае путем сравнительной оценки поверочных прогнозов с различной заблаговременностью.

Таблица 13

Ординаты кривых распределения единичных площадей стечения для рр. Великая, Плюсса, Луга

Река	Пункт	Число дней от выпадения дождя																				
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
Великая Плюсса Луга	Остров	0,0	0,9	2,9	7,9	11,2	14,4	11,6	9,2	7,5	6,4	5,5	4,7	4,0	3,6	3,2	2,4	1,9	1,0	0,7	0,0	
	Гавриловское	0,0	0,8	2,3	4,6	6,8	9,0	11,2	14,2	12,3	10,1	8,4	6,9	5,5	4,2	2,4	1,0	0,6	0,0			
	Толмачево	0,0	0,3	4,2	5,6	7,4	9,6	12,8	12,4	10,7	9,2	7,9	6,2	5,0	3,8	2,4	0,5	0,0				

Согласно (15.4), для прогноза по методу изохрон необходимо иметь данные о: 1) единичных площадях  $f_i$ , 2) осадках на площади водосбора  $x$  и 3) потерях стока  $p$ . В соответствии с этим дальнейшее изложение метода подразделено на 3 части:

1. Способы определения  $f_i$ .
2. Приемы и способы определения осадков при прогнозах дождевых паводков и половодий.
3. Способы определения потерь и прогнозы стока.

## Глава II

### СПОСОБЫ РАСЧЕТА ЕДИНИЧНЫХ ПЛОЩАДЕЙ СТЕКАНИЯ

#### 1. КЛАССИФИКАЦИЯ СПОСОБОВ

Существуют следующие способы определения единичных площадей стекания  $f_i$ :

- 1) способ "элементарного паводка",
- 2) способ Г. П. Калинина,
- 3) способ Ю. М. Алехина,
- 4) способ Д. Л. Соколовского,
- 5) способ А. В. Огиевского и
- 6) картографический способ расчета с учетом склонового времени добегания.

Указанные способы могут быть объединены в две группы: а) способы аналитические и б) способы картографические.

К первой группе относятся способы элементарного паводка, Г. П. Калинина и Ю. М. Алехина. Ко второй группе относятся способы Д. Л. Соколовского, А. В. Огиевского и способ расчета с учетом склонового времени добегания.

Аналитические способы основаны на использовании данных о стоке в замыкающем створе бассейна; расчет  $f_i$  по этим способам производится аналитически на основе генетической формулы (15.4). В отличие от этого, картографические способы основаны на использовании данных о скорости стекания воды на площади водосбора; расчет  $f_i$  по этим способам производится путем измерения на карте бассейна площади стекания в единицу времени.

Все указанные способы предназначены для расчета средней кривой распределения стока для бассейна реки за многолетний период наблюдений. О возможности применения подобной кривой для расчета и прогноза каждого паводка в отдельности будет изложено ниже.

#### 2. АНАЛИТИЧЕСКИЕ СПОСОБЫ РАСЧЕТА

##### Способ элементарного паводка

Способ предложен в 1932 г. американским гидрологом Л. К. Шерманом [82, 86] и значительно усовершенствован в 1939—1942 гг.

советскими исследователями, главным образом сотрудниками Государственного гидрологического института [5, 52, 70].

Идея способа заключается в следующем.

Предположим, что в момент  $T$  (имеется в виду единица времени  $\Delta t$ ) на площадь бассейна равномерным слоем выпали осадки  $x_T$ , а слой потерь (также равномерный по площади) равен  $p_T$ . Предположим далее, что осадки  $x_T$  изолированы, т. е. до и после момента  $T$  осадков не было.

В этом случае в замыкающем створе бассейна образуется паводок (рис. 57), который называется элементарным паводком. Таким образом, элементарный паводок — это паводок, образованный равномерными по площади изолированными осадками, выпавшими в течение единицы времени  $\Delta t$ .

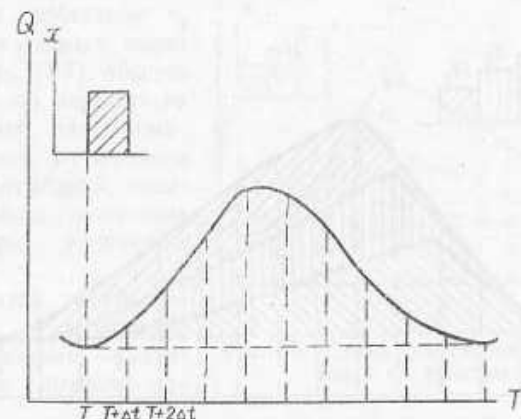


Рис. 57. Элементарный паводок.

Так как осадки выпадают только в момент  $T$ , то из (15.4) следует

$$\begin{aligned} y'_T &= f_1(x-p)_T \\ y'_{T+\Delta t} &= f_2(x-p)_T \\ &\dots \\ y'_{T+(n-1)\Delta t} &= f_n(x-p)_T \end{aligned}$$

или в общем случае

$$y'_{T+(i-1)\Delta t} = f_i(x-p)_T,$$

откуда

$$f_i = \frac{y'_{T+(i-1)\Delta t}}{(x-p)_T}. \quad (a)$$

Вместе с этим

$$y'_{T+(i-1)\Delta t} = \frac{Q'_{T+(i-1)\Delta t}}{\Omega} \quad (b)$$

и

$$(x-p)_T = \frac{\Sigma Q'}{\Omega}, \quad (b)$$

где  $Q_{T+(i-1)\Delta t}$  — средний расход воды без глубокого грунтового питания в момент  $T+(i-1)\Delta t$ ,

$\Sigma Q'$  — объем элементарного паводка,

$Q$  — площадь водосбора.

Подставляя (б) и (в) в (а), получим

$$f_i^i = \frac{Q_{T+(i-1)\Delta t}}{\Sigma Q'} \quad (21.4)$$

Таким образом, единичные площади стекания  $f_i^i$  равны отношению соответствующих расходов элементарного паводка (без предпаводочного грунтового питания) к объему этого паводка.

Согласно изложенному, (21.4) может быть использовано для расчета  $f_i^i$  только при наличии элементарных паводков. Однако в при-

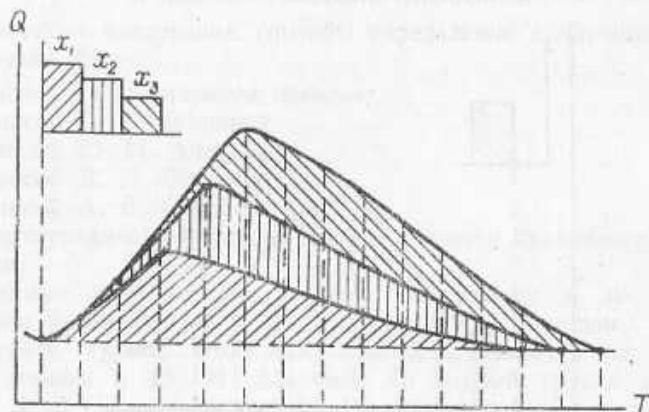


Рис. 58. Схема формирования сложного паводка от нескольких единичных осадков.

роде элементарные паводки, т. е. паводки, образованные, например, односуточными осадками (при  $\Delta t = 1$  сут.), встречаются очень редко. Вместе с этим очевидно, что для построения средней кривой распределения стока необходимо иметь несколько элементарных паводков, примерно 10—15. Такое количество элементарных паводков набрать почти невозможно и поэтому расчет  $f_i^i$  производится на практике по данным о стоке в периоды прохождения сложных паводков, образованных несколькими единичными осадками.

Сложный паводок (т. е. паводок, образованный несколькими единичными осадками) можно рассматривать как сумму нескольких простых паводков, каждый из которых сформирован единичными осадками. Так, например, если сложный паводок сформирован тремя единичными осадками (рис. 58), то его можно рассматривать как сумму трех простых паводков, каждый из которых аналогичен элементарному паводку от односуточного дождя (при  $\Delta t = 1$  сут.). Исходя из этого и предполагая, что деформация простых паводков

при их слиянии в сложный равна нулю, расчеты по методу элементарного паводка производятся следующим образом: сложный паводок, образованный 2—4 суточными осадками, графически расчленяется на 2—4 простых паводка. А затем для каждого из этих простых паводков по уравнению (21.4) находятся ординаты кривой распределения стока. Таким образом, основным вопросом, связанным с практическим использованием способа элементарного паводка, является вопрос о графическом расчленении сложного паводка на простые.

Работа по расчленению паводка подразделяется на четыре основных этапа:

1) отделяется грунтовое питание (обычно по прямой между точками начала и окончания паводка);

2) определяется бассейновое время добега  $\tau_0$  одним из указанных выше способов (стр. 133); обычно  $\tau_0$  находится по первому из этих способов, как промежуток времени от момента выпадения последних осадков до момента окончания паводка [по уравнению (18.4)];

3) находятся точки начала, конца и максимума простых паводков, входящих в состав сложного паводка;

4) проводятся слабогнутые отдельные линии, соединяющие точки начала, максимума и конца простых паводков.

Первый и второй этапы в пояснении не нуждаются. Третий и четвертый этапы выполняются следующим образом.

Исходя из предположения, что простые паводки являются одно-модальными, находят прежде всего точки начала, максимума и конца каждого простого паводка.

Точки начала простых паводков устанавливаются по точке начала сложного паводка. Точка  $a_1$  начала сложного паводка (рис. 59) одновременно является точкой начала первого простого паводка от осадков  $x_1$ ; а так как точка  $a_1$  совпадает по времени с датой выпадения осадков  $x_1$ , то, следовательно, точки начала второго и третьего простых паводков должны совпадать с датами выпадения осадков  $x_2$  и  $x_3$  — это точки  $a_2$  и  $a_3$ .

Точки окончания простых паводков находятся, исходя из предположения о постоянстве времени добега  $\tau_0$  для всех простых паводков, входящих в состав данного сложного паводка. Точки окончания простых паводков  $c_1$ ,  $c_2$  и  $c_3$  (рис. 59) находятся, откладывая величину  $\tau_0$  от дат выпадения осадков  $x_1$ ,  $x_2$  и  $x_3$ . При этом

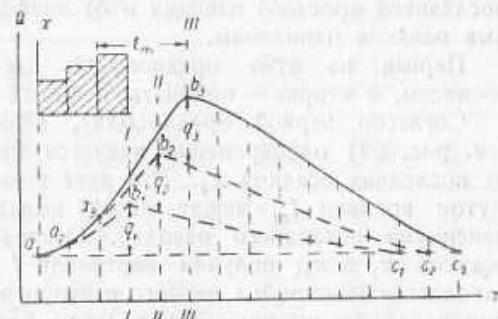


Рис. 59. Схема расчленения сложного паводка на простые паводки.



обращается внимание, что точки окончания простых паводков находятся на линии грунтового питания, в отличие от точек  $a_2$  и  $a_3$ , которые находятся на линии паводка.

Согласно изложенному, точки начала и конца простых паводков устанавливаются довольно просто и объективно, чего нельзя сказать о точках их максимумов. Определение этих точек является наиболее слабым местом всего приема графического расчленения, и ошибки расчета  $f_i$  по способу элементарного паводка объясняются в основном ошибками определения максимумов при расчленении сложных паводков.

Наиболее объективно, по нашему мнению, максимумы простых паводков могут быть определены, исходя из двух предпосылок: а) максимум сложного паводка одновременно является максимумом последнего простого паводка и б) коэффициенты стока всех единичных осадков одинаковы.

Первая из этих предпосылок дает возможность определить абсциссы, а вторая — ординаты искоемых точек.

Согласно первой предпосылке, вершина  $b_3$  сложного паводка (см. рис. 59) одновременно является максимумом простого паводка от последних осадков  $x_3$ . Это дает возможность определить промежуток времени  $t_m$  между датой выпадения осадков  $x_3$  и датой максимума последнего паводка. Откладывая  $t_m$  от дат выпадения осадков  $x_1$  и  $x_2$ , получим вертикали I и II, на которых должны находиться максимумы первого и второго паводков. Ординаты максимумов на этих вертикалях находятся, исходя из второй предпосылки, путем подбора по соотношению

$$x_1 : x_2 : x_3 = q_1 : q_2 : q_3,$$

где  $q_1$ ,  $q_2$  и  $q_3$  — максимальные расходы 1-го, 2-го и 3-го паводков на вертикалях I, II и III.

Найденные указанным образом точки начала, максимума и окончания простых паводков соединяются плавными, слабоогнутыми линиями  $ab$  и  $bc$ ; полученные в результате этого простые паводки используются в дальнейшем для расчета средней кривой распределения для бассейна реки.

Ординаты средней кривой распределения единичных площадей стекания находятся как средние арифметические из ординат кривых распределения для 10—15 простых паводков. Пример расчета средней кривой распределения стока р. Майхе — с. Майхе приводится в табл. 14; расчет величин  $f_i$  для отдельных паводков в этом створе производился по уравнению (21.4).

Как указывалось, основным недостатком способа элементарного паводка является приближенность графического расчленения сложных паводков из-за приближенности предпосылки о постоянстве времени добегания  $\tau_0$  и коэффициента стока  $\eta$  для всех простых паводков. Кроме этого, недостатком графического расчленения паводков является приближенность предпосылки об отсутствии русловых деформаций

Таблица 14

Ординаты кривой распределения единичных площадей стекания р. Майхе — с. Майхе (в  $\%$ )

Тип паводка	Дата выпадения дождя	Число суток от дня выпадения дождя											сумма			
		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		11	12	13
Элементарный	21/V 1927	0	1,03	7,37	6,41	4,56	2,45	1,33	0,80	0,49	0,33	0,23	0,16	0,08	0	25,24
		0	4,1	29,3	25,4	18,0	9,7	5,3	3,2	1,9	1,3	0,9	0,5	0,3	0	100
Сложный	11/VIII 1933	0	0,50	0,64	0,42	0,30	0,25	0,20	0,20	0,16	0,14	0,12	0,07	0,04	0	3,04
		0	16,5	21,3	13,8	9,9	8,2	6,6	6,6	5,3	4,6	3,9	2,3	1,3	0	100
	9/VI 1935	0	0,97	3,97	2,05	1,30	0,72	0,45	0,30	0,22	0,18	0,15	0,12	0,08	0	10,51
		0	9,2	37,8	19,5	12,4	6,8	4,3	2,9	2,1	1,7	1,4	1,1	0,8	0	100
	10/VI	0	0,43	2,04	1,67	1,35	0,50	0,45	0,35	0,30	0,25	0,18	0,11	0,06	0	7,69
		0	5,6	26,5	21,7	17,6	6,5	5,8	4,6	3,9	3,3	2,3	1,4	0,8	0	100
	11/VI	0	0,92	1,65	1,09	0,70	0,40	0,25	0,20	0,18	0,16	0,14	0,12	0,10	0	5,91
		0	15,6	27,9	18,5	11,8	6,8	4,2	3,4	3,0	2,7	2,4	2,0	1,7	0	100
	Среднее	0	10,1	30,8	19,9	13,9	6,7	4,8	3,6	3,0	2,6	2,0	1,5	1,1	0	100

простых паводков и некоторый субъективизм в проведении отдельных линий  $ab$  и  $bc$ .

Все эти недостатки снижают точность расчетов по способу элементарного паводка; однако при этом необходимо учесть следующее:

1) амплитуды колебания  $\tau_0$  и  $\eta$  в период сложного паводка пропорциональны, при прочих равных условиях, продолжительности этого паводка; поэтому в случае небольших сложных паводков,

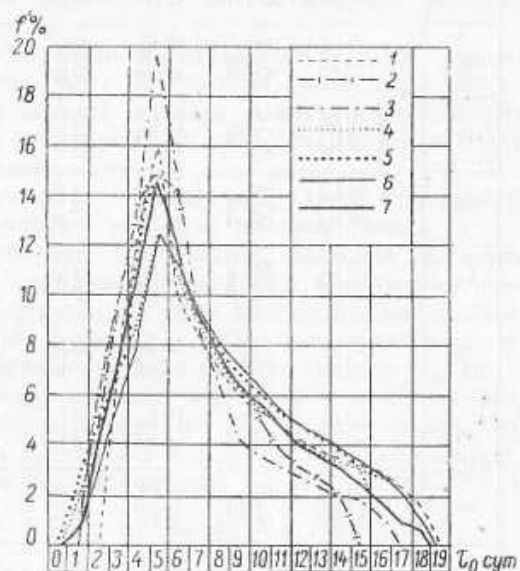


Рис. 60. Кривые распределения единичных площадей стекания (дождевые паводки р. Великая — Остров).

1 — май 1929 г., 2 — август 1931 г., 3 — ноябрь 1931 г., 4 — июль 1932 г., 5 — ноябрь 1933 г., 6 — май 1935 г., 7 — средняя.

образованных 2—4 единичными осадками, указанные амплитуды не должны быть значительными;

2) русловая деформация как сложного паводка, так и простых паводков, входящих в состав сложного, пропорциональна, при прочих равных условиях, длине русловой сети; поэтому на малых и средних реках с небольшой длиной русловой сети деформация паводков не должна быть значительной;

3) субъективизм в проведении отдельных линий  $ab$  и  $bc$  (см. рис. 59) может явиться причиной сравнительно больших ошибок при построении кривой распределения стока для каждого простого паводка в отдельности. Однако при вычислении среднеарифметических ординат средней кривой распределения ошибки расчета будут

значительно уменьшены в результате взаимной компенсации случайных ошибок различных знаков

По этим причинам, несмотря на приближенность приема графического расчленения, способ элементарного паводка приводит к достаточно точным и эффективным результатам при расчете средней кривой распределения стока. Доказательством этого является небольшой в большинстве случаев разброс кривых распределения для отдельных простых паводков около средней кривой распределения.

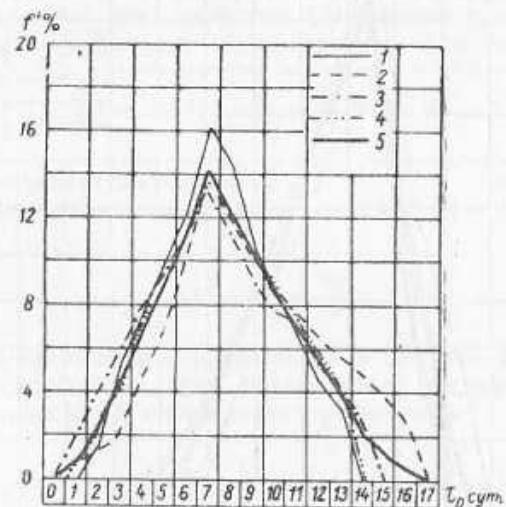


Рис. 61. Кривые распределения единичных площадей стекания (дождевые паводки р. Плюсса — Гавриловское).

1 — ноябрь 1931 г., 2 — сентябрь 1932 г., 3 — июль 1934 г., 4 — июль 1936 г., 5 — средняя.

Так, например, на рис. 60 и 61 представлены полученные К. П. Клибашевым [31] совмещенные кривые распределения единичных площадей для 10 простых паводков в бассейнах р. Великая — Остров и р. Плюсса — Гавриловское; разброс кривых на этих рисунках (около средней линии) не превышает 4—5%.

Таким образом, ординаты средних кривых распределения для указанных бассейнов имеют точность порядка 4—5%. Аналогичные данные получены Е. В. Бергом [5] для р. Унжа: разброс кривых распределения для простых паводков на р. Унжа — Макарьев (рис. 62) не превышает 2—3%, т. е. точность ординат средних кривых равна  $\pm 3\%$ .

Таким образом, можно принять, что точность способа элементарного паводка равна  $\pm 3—5\%$ . Подобная точность вполне допустима, если учесть, что ошибки определения разности  $(x - p)$  в генетической формуле (15.4) обычно превышают 10—15%.

### Способ Г. П. Калинина

Опубликован в 1948 г. [26]; в последующие годы был широко использован для прогноза дождевых паводков в ряде работ Центрального института прогнозов [71, 72]. Изложение способа дано в соответствии с последней, обобщающей, монографией Г. П. Калинина [28].

Способ основан на двух основных предпосылках:

1) средняя кривая распределения единичных площадей для большинства естественных водосборов может быть приближенно представлена как сумма двух синусоид с периодами  $\tau_0$  и  $2\tau_0$ , где  $\tau_0$  — бассейновое время добегания. Иными словами, автор способа принимает

$$\frac{\partial \omega}{\partial \tau_0} = b_1 \sin \frac{\pi}{\tau_0} d\tau_0 + b_2 \sin \frac{2\pi}{\tau_0} d\tau_0, \quad (22.4)$$

где  $b_1$  и  $b_2$  — амплитуды синусоид;

2) эффективный сток с площади бассейна  $(x-p)$  определяется равенством

$$(x-p)_T = \frac{\bar{q}_T}{\Omega}, \quad (23.4)$$

где  $\bar{q}_T$  — боковой приток в русловую сеть бассейна в момент  $T$ .

Согласно первой из этих предпосылок, абсолютные величины единичных площадей  $f_i$  определяются равенствами

$$f_1 = b_1 \sin \frac{\pi}{\tau_0} \Delta t + b_2 \sin \frac{2\pi}{\tau_0} \Delta t,$$

$$f_2 = b_1 \sin \frac{\pi}{\tau_0} 2\Delta t + b_2 \sin \frac{2\pi}{\tau_0} 2\Delta t,$$

$$f_3 = b_1 \sin \frac{\pi}{\tau_0} 3\Delta t + b_2 \sin \frac{2\pi}{\tau_0} 3\Delta t,$$

или, в общем случае,

$$f_i = b_1 \sin \frac{\pi}{\tau_0} i\Delta t + b_2 \sin \frac{2\pi}{\tau_0} i\Delta t. \quad (24.4)$$

Подставляя (24.4) и (23.4) в (15.4), получим

$$\begin{aligned} y'_T &= \frac{1}{\Omega} \sum_{i=1}^{i=n} \left( b_1 \sin \frac{\pi}{\tau_0} i\Delta t + b_2 \sin \frac{2\pi}{\tau_0} i\Delta t \right) \bar{q}_{T-(i-1)\Delta t} = \\ &= \frac{1}{\Omega} \left[ b_1 \sum_{i=1}^{i=n} \bar{q}_{T-(i-1)\Delta t} \sin \frac{\pi}{\tau_0} i\Delta t + \right. \\ &\quad \left. + b_2 \sum_{i=1}^{i=n} \bar{q}_{T-(i-1)\Delta t} \sin \frac{2\pi}{\tau_0} i\Delta t \right]. \quad (25.4) \end{aligned}$$

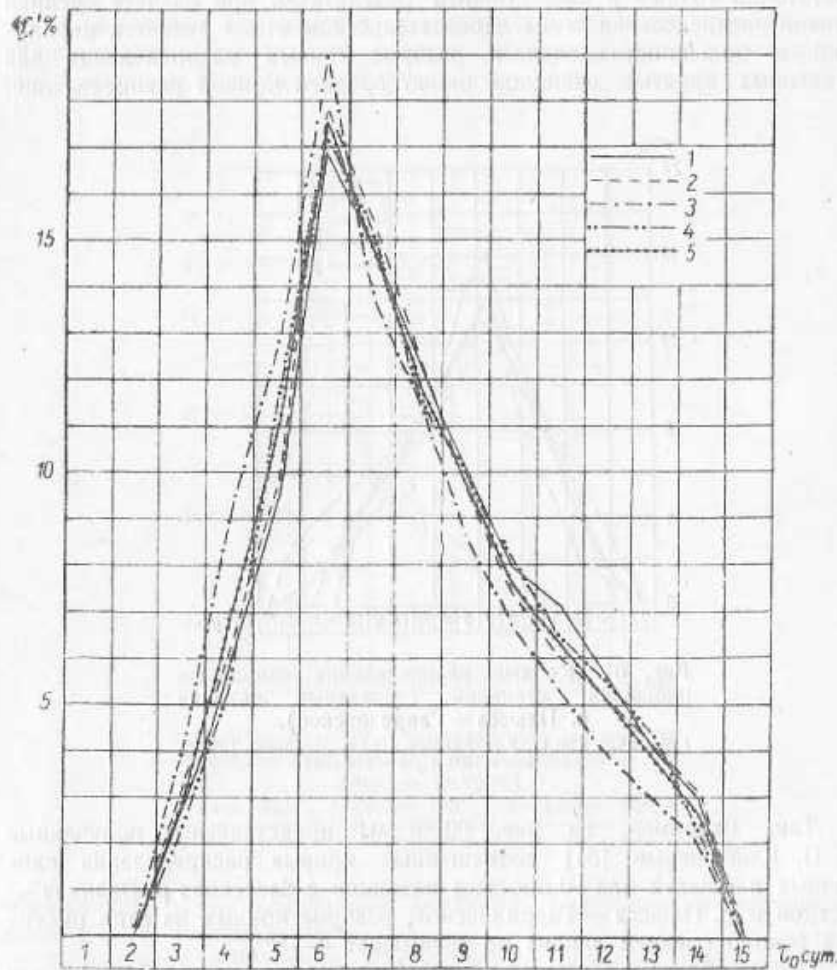


Рис. 62. Кривые распределения единичных площадей стекания (дождевые паводки р. Унжа—Макарьев).

1 — сентябрь 1915 г., 2 — июль—июль 1916 г., 3 — август—сентябрь 1925 г., 4 — июль 1929 г., 5 — средняя.

Вводя обозначения

$$z'_T = \sum_{i=1}^{i=n} \bar{q}_T - (i-1)\Delta t \sin \frac{\pi}{\tau_0} i \Delta t,$$

$$z''_T = \sum_{i=1}^{i=n} \bar{q}_T - (i-1)\Delta t \sin \frac{2\pi}{\tau_0} i \Delta t, \quad (26.4)$$

получим из (25.4)

$$Q'_T = b_1 z'_T + b_2 z''_T \quad (27.4)$$

На этом равенстве и основан предложенный Г. П. Калининым способ расчета кривой распределения стока.

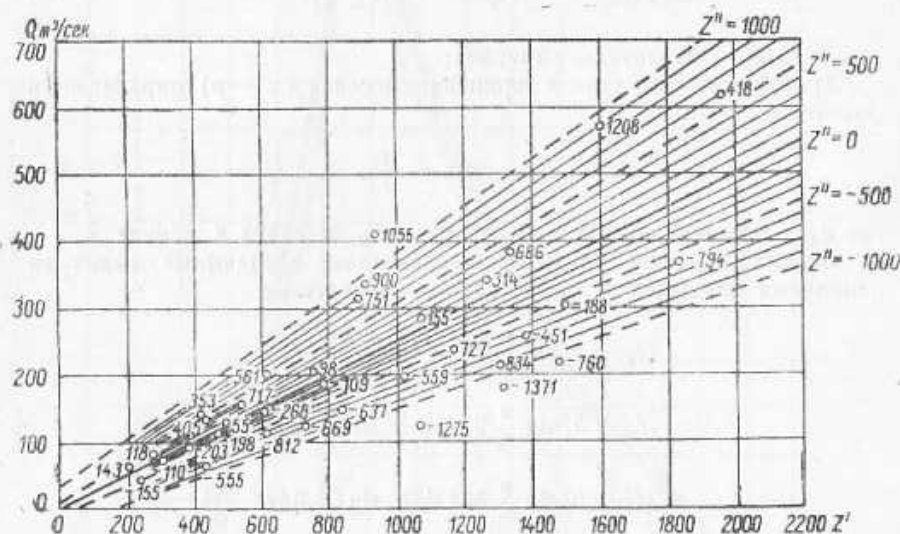


Рис. 63. Расчетная зависимость Г. П. Калинина для р. Москва—Звенигород.

Принимая в этом равенстве  $b_1 = f_1(Q'_T)$  и  $b_2 = f_2(Q'_T)$ , получим из (27.4)

$$Q'_T = f(z'_T, z''_T), \quad (28.4)$$

иными словами, при  $b_1 = f_1(Q'_T)$  и  $b_2 = f_2(Q'_T)$  может быть построен график трех переменных  $Q'_T$ ,  $z'_T$  и  $z''_T$ . Подобный график, построенный Г. П. Калининым для р. Москва—г. Звенигород, представлен на рис. 63. По вертикальной оси этого графика отложены расходы воды в замыкающем створе без грунтового предавдочного питания  $Q'_T$ , по горизонтальной оси—величины  $z'_T$ , а на поле графика проведены изолинии для различных  $z''_T$ .

Расчет  $z'_T$  и  $z''_T$  при построении указанного графика производится по уравнениям (26.4); при этом боковой приток  $\bar{q}_T$  находится Г. П. Калининым по уравнению неразрывности стока (19.4)

$$\bar{q}_T \Delta t = Q_{AT} \Delta t - \tau \Delta Q'_T,$$

где  $Q_{AT}$ —расход в замыкающем створе в момент  $T$ ,  
 $\Delta Q'_T = \frac{Q_T - Q_{T-\Delta t}}{2}$ —изменение среднего расхода в русловой сети бассейна за период  $\Delta t$ ,  
 $\tau$ —русловое время добега.

Пример расчета величин  $z'_T$  и  $z''_T$  по (26.4) и (19.4) для р. Москва—г. Звенигород представлен в табл. 15;  $\tau_0$  принято в этом случае равным 6 суткам [28].

Приведенный выше график на рис. 63 построен по данным гр. 17 и 18 табл. 15, в которых приводятся суммы величин  $\Sigma y' = z'$  и  $\Sigma y'' = z''$ .

График на рис. 63 используется для определения амплитуд синусоид  $b_1$  и  $b_2$  в (24.4). Производится это следующим образом.

Задавая любым  $Q'_T$ , снимают с графика  $z'_T$  при  $z''_T \neq 0$  и при  $z''_T = 0$ .

При  $z''_T = 0$  из (27.4) следует

$$Q'_T = b_1 z'_T,$$

откуда

$$b_1 = \frac{Q'_T}{z'_T}. \quad (a)$$

При  $z''_T \neq 0$  из (27.4) следует

$$b_2 = \frac{Q'_T - b_1 z'_T}{z''_T}. \quad (б)$$

Таким образом, расчет кривой распределения стока по способу Г. П. Калинина производится по уравнениям (а), (б) и (24.4) с помощью предварительно построенного графика трех переменных вида (28.4).

Так как, согласно исходной предпосылке автора,  $b_1 = f_1(Q'_T)$  и  $b_2 = f_2(Q'_T)$ , то расчет  $b_1$  и  $b_2$  по (а) и (б) производится для нескольких произвольных величин  $Q'_T$ . Подобным образом по уравнениям (а), (б) и (24.4) могут быть получены ординаты кривых распределения стока для различных расходов  $Q'_T$  в замыкающем створе реки. На рис. 64 представлены полученные Г. П. Калининым [28] кривые распределения стока при различных  $Q'_T$  для р. Москва—г. Звенигород. Как следует из этого рисунка, с увеличением  $Q'_T$  увеличивается максимальная ордината кривой распределения и умень-

Расчет величин  $z'$  и  $z''$  для построения связи (28.4) р. Москва — Звенигород, 1943 г.

Дата	Суммарный приток $q$		$\sin \frac{\pi}{\tau_0} \Delta t$	$\sin \frac{\pi}{\tau_0} \Delta t$	$y_1 = \bar{q} T - (i-1) \Delta t \sin \frac{\pi}{\tau_0} \Delta t$ и $y_2 = \bar{q} T - (j-1) \Delta t \sin \frac{2\pi}{\tau_0} \Delta t$												$z'$	$z''$
	2	3			4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		
Июль	12	0,50	0,87	6	10	7	12	6	10	7	12	12	108	187	281	489	150	177
20	14	0,87	0,87	10	10	12	12	10	10	12	12	12	187	187	489	499	654	654
21	12	1,00	0	12	10	14	12	12	10	14	12	0	187	0	489	885	751	751
22	14	0,87	-0,87	10	-10	12	-12	10	-10	12	-12	108	187	-187	562	0	1080	155
23	215	0,50	-0,87	6	-10	7	-12	6	-10	7	-12	108	187	-187	489	-489	1020	-559
24	562																	
25	326			163	284	40	70	27	47	33	57	57	30	53	281	489	726	669
26	81			284	284	70	70	47	70	57	57	57	30	53	46	81	374	244
27	54			326	0	70	70	47	47	57	57	57	30	53	81	81	252	17
28	66			284	-284	40	-70	27	-47	33	-57	-57	30	53	46	81	252	17
29	61			168	-284	70	-70	47	-47	57	-57	-57	30	53	81	81	252	17
30	93																	
31																		
Август																		
1	37			18	32	12	21	10	16	10	18	18	9	16	6	10	244	9
2	24			32	32	21	21	16	16	18	18	18	9	16	6	10	223	57
3	19			37	0	24	0	19	16	18	18	18	9	16	6	10	179	-57
4	21			32	-32	21	-21	16	-16	18	18	18	9	16	6	10	128	-97
5	18			18	-32	12	-21	10	-16	18	18	18	9	16	6	10	85	-79
6	11			8	14	8	15	8	-16	18	18	18	9	16	6	10	71	-11
7	16			14	14	8	15	8	-16	18	18	18	9	16	6	10	64	-10
8	17			14	0	15	15	8	-16	18	18	18	9	16	6	10	59	-5
9	16			16	0	15	15	8	-16	18	18	18	9	16	6	10	58	-3
10	15			14	-14	17	0	14	14	8	13	13	9	16	6	10	59	3

шается время добегаия  $\tau_0$ . Кроме этого, с увеличением  $Q_T'$  увеличивается асимметричность кривой распределения: вершина кривой распределения сдвигается влево от точки пересечения пучка кривых с координатами  $\tau_0 = 3$  и  $f' = 0,25$ .

Переходя к оценке способа Г. П. Калинина, необходимо отметить следующее.

1. Исходная предпосылка способа, согласно которой кривая распределения стока любого естественного водосбора является суммой двух синусоид, весьма приближенна. Основанное на этой предпосылке уравнение (24.4) учитывает только бассейновое время добегаия  $\tau_0$  и не учитывает соотношения между склоновым и русловым временем добегаия, хотя соотношение между  $\tau$  и  $\tau_0$ , согласно изложенному выше, определяет величину  $f_i'$ .

2. Ординаты кривой распределения могут быть только положительными или равными нулю. Однако в некоторых случаях ординаты кривой распределения по способу Г. П. Калинина получаются отрицательными.

Отмечая указанный недостаток своего способа, Г. П. Калинин рекомендует корректировать кривую распределения при наличии отрицательных ординат в ее конце; „для этой цели, — указывает

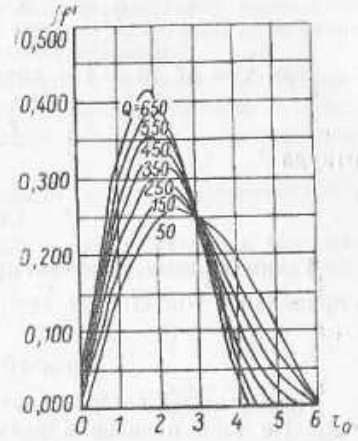


Рис. 64. Кривые распределения единичных площадей в зависимости от начального расхода воды (р. Москва — Звенигород).

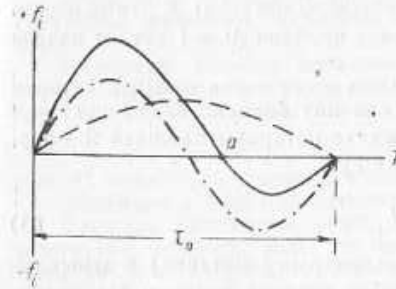


Рис. 65. Пояснительная схема к способу Г. П. Калинина расчета единичных площадей стекания.

Г. П. Калинин [28], — в интервале, соответствующем отрицательным значениям ординат кривой распределения, они должны быть на основе вполне очевидных физических соображений равны нулю“. Иными словами, Г. П. Калинин предлагает исключить часть кривой с отрицательными ординатами, т. е. считать концом кривой точку  $a$  на рис. 65. Подобный способ корректирования является искусственным, а сам факт наличия отрицательных ординат в конце кривой распределения говорит о малой обоснованности исходной предпосылки способа (22.4).

3. Способ справедлив только при  $\tau = \Delta t$ , т. е. в случае, когда склоновое время добегаия не превышает принятой единицы времени. Это доказывается следующим.

Как отмечено выше, боковой приток  $\bar{q}$  определяется генетической формулой склонового стока (9.4)

$$\bar{q}_T = \sum_{k=1}^{k=m} \omega_k (x - p)_{T - (k-1)\Delta t}$$

При  $\bar{\tau} = \Delta t$   $m = 1$  и, следовательно, уравнение (9.4) принимает вид

$$\bar{q}_T = \Omega (x - p)_T$$

откуда

$$(x - p)_T = \frac{\bar{q}_T}{\Omega}$$

Таким образом, основная предпосылка способа — равенство (23.4) — справедлива только при  $\bar{\tau} = \Delta t$ .

### Способ Ю. М. Алехина

Предлагаемый автором способ расчета  $f_i$  еще не применяется на практике. По этой причине в дальнейшем не приводятся оценки способа по сравнению с остальными способами расчета  $f_i$ .

Способ основан на очевидном факте, что бассейновое время добега  $\tau_0$  от принятой единицы времени  $\Delta t$  не зависит.

Предположим, имеется бассейн  $\Omega$  с временем добега стока  $\tau_0$  и на площадь бассейна непрерывно выпадают, начиная с момента  $T$ , осадки  $x$ .

Определим, исходя из генетической формулы (15.4), паводочный сток в замыкающем створе бассейна в первую единицу времени после начала выпадения осадков; при этом будем задаваться целыми величинами единицы времени  $\Delta t = 1, 2, 3$  сут. и т. д.

При  $\Delta t = 1$  сут. получим

$$y_T^I = F^I h_T^I \quad (а)$$

где  $y_T^I$  — высота слоя стока (без грунтового питания) в замыкающем створе реки в первую единицу времени  $\Delta t = 1$  сут. от начала выпадения осадков ( $T$ );

$F^I$  — относительная величина площади (в долях от  $\Omega$ ), с которой происходит сток в первую единицу времени  $\Delta t = 1$  сут.;

$h_T^I = x_T^I - p_T^I$  — высота слоя стока (осадки минус потери) с площади  $\Omega$  в первую единицу времени  $\Delta t = 1$  сут.

При  $\Delta t = 2$  сут. получим

$$y_T^{II} = F^{II} h_T^{II} \quad (б)$$

где  $y_T^{II}$  — высота слоя стока (без грунтового питания) в замыкающем створе реки в первую единицу времени  $\Delta t = 2$  сут. от начала выпадения осадков ( $T$ );

$F^{II}$  — относительная величина площади, с которой происходит сток в первую единицу времени  $\Delta t = 2$  сут.;

$h_T^{II} = x_T^{II} - p_T^{II}$  — высота слоя стока с площади  $\Omega$  в первую единицу времени  $\Delta t = 2$  сут.

Следовательно, в общем случае при  $\Delta t = i$  сут.

$$y_T^i = F^i h_T^i \quad (в)$$

откуда

$$F^i = \frac{y_T^i}{h_T^i} \quad (29.4)$$

где  $F^i$  — относительная величина площади, с которой происходит сток к замыкающему створу в первую единицу времени  $\Delta t = i$  сут. от начала выпадения осадков;

$y_T^i$  — высота слоя стока (без грунтового питания) в замыкающем створе реки в первую единицу времени  $\Delta t = i$  сут.;

$h_T^i = x_T^i - p_T^i$  — высота слоя стока с площади  $\Omega$  в первую единицу времени  $\Delta t = i$  сут.

Установим взаимосвязь между единичными площадями стекания  $F^I, F^{II}, \dots, F^i$  при  $\Delta t = 1, 2, \dots, i$  сут.

Предположим, что время добега стока в рассматриваемом бассейне  $\tau_0 = 6$  сут. и что при  $\Delta t = 1$  суточные изохроны бассейнового стока (про-

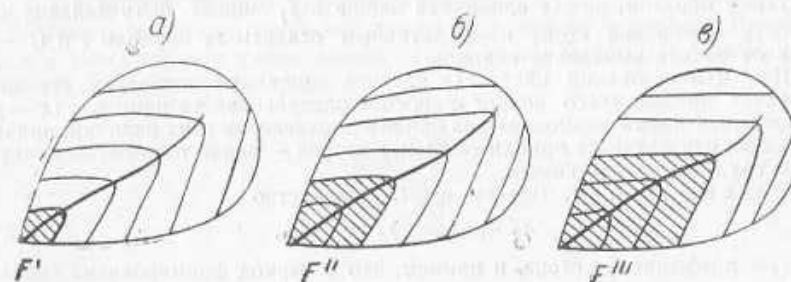


Рис. 66. Схема последовательного нарастания суммы единичных площадей стекания (иллюстрация к способу Ю. М. Алехина).

веденные в соответствии с физико-географическими характеристиками бассейна) имеют вид, представленный на рис. 66.

Обозначим, в соответствии с генетической формулой стока (15.4), относительные величины площадей между смежными изохронами на рис. 66 через  $f_1', f_2', \dots, f_6'$ .

В первую единицу времени  $\Delta t = 1$  сут. от начала выпадения осадков сток к замыкающему створу будет происходить с площади  $f_1'$ ; таким образом, при  $\Delta t = 1$  сут. (рис. 66 а)

$$F^I = f_1' \quad (г)$$

где  $F^I$  — площадь стекания в уравнении (а).

Перейдем к единице времени  $\Delta t = 2$  сут.

Так как расстояния между смежными изохронами на рис. 66 равны суточному пробегу воды на площади бассейна и от принятой единицы времени  $\Delta t$  не зависят, то в течение  $\Delta t = 2$  сут. сток к замыкающему створу будет происходить с площади  $f_1' + f_2'$ ; таким образом, при  $\Delta t = 2$  сут. (рис. 66 б)

$$F^{II} = f_1' + f_2' \quad (д)$$

где  $F^{II}$  — площадь стекания в уравнении (б).

Аналогично этому при  $\Delta t = 3$  сут. получим, очевидно (рис. 66 в),

$$F^{III} = f_1' + f_2' + f_3' \quad (е)$$

где  $F^{III}$  — относительная величина площади стекания в первую единицу времени  $\Delta t = 3$  сут. от начала выпадения осадков.

Подставляя (г) в (д), получим

$$f'_2 = F^{II} - F^I,$$

подставляя (д) в (е), получим

$$f'_3 = F^{III} - F^{II}.$$

Следовательно, в общем случае

$$f'_i = F^i - F^{i-1}, \quad (30.4)$$

где  $F^i$  и  $F^{i-1}$  — относительные величины первых площадей стекания при  $\Delta t = i$  и  $\Delta t = (i-1)$  сут.

Подставляя в это равенство (29.4), имеем

$$f'_i = \frac{y_T^i}{h_T^i} - \frac{y_T^{i-1}}{h_T^{i-1}}. \quad (31.4)$$

Таким образом, любая единичная площадь  $f'_i$  может быть найдена как разность отношений стока к эффективным осадкам за периоды  $i$  и  $(i-1)$  суток от начала выпадения осадков.

При использовании (30.4) для расчета единичных площадей стекания возникает прежде всего вопрос о способе определения величин  $h = (x-p)$ . В настоящее время возможны два приема определения этих величин, причем первый из них является приближенным, а второй — более точным, но практически труднее осуществимым.

Первый прием. Введем в (31.4) равенство

$$h_T^i = (x-p)_T = \eta_T x_T, \quad (32.4)$$

где  $\eta_T$  — коэффициент стока, и примем, что в период формирования небольшого сложного паводка, сформированного 2—4 единичными осадками,  $\eta = \text{const} = \eta_0$ .

Принимая эту предпосылку, получим, подставляя (32.4) в (31.4)

$$f'_i = \frac{1}{\eta_0} \left( \frac{y_T^i}{x_T^i} - \frac{y_T^{i-1}}{x_T^{i-1}} \right), \quad (33.4)$$

или, переходя от высот слоя стока к расходам по равенству

$$y_T^i = \frac{86,4}{\Omega} \frac{\sum_1^i Q'}{i}, \quad (34.4)$$

получим из (33.4)

$$f'_i = \frac{86,4}{\Omega \eta_0} \left( \frac{\sum_1^i Q'}{i \sum_1^i x} - \frac{\sum_1^{i-1} Q'}{(i-1) \sum_1^{i-1} x} \right), \quad (35.4)$$

где  $\sum_1^i Q'$  — сумма среднесуточных расходов (без предпаводочного питания) за  $i$  суток от начала паводкообразующих осадков,

$\sum_1^{i-1} Q'$  — сумма среднесуточных расходов (без предпаводочного питания) за  $(i-1)$  суток от начала паводкообразующих осадков,

$\sum_1^i x$  и  $\sum_1^{i-1} x$  — суммы осадков за  $i$  и  $(i-1)$  суток от начала выпадения осадков

$\eta_0$  — постоянный коэффициент стока осадков в период формирования паводка,

$\Omega$  — площадь водосбора.

Коэффициент стока  $\eta_0$  в (35.4) может быть найден, исходя из следующих соображений. Подставив в (29.4) равенства (32.4) и (34.4), получим

$$F^i = \frac{86,4}{\Omega \eta_0} \frac{\sum_1^i Q'}{i \sum_1^i x}, \quad (36.4)$$

где  $F^i$  — относительная величина площади, с которой происходит сток в первую единицу времени  $\Delta t = i$  сут.

Примем, что число единичных площадей стекания  $f'_i$  равно  $n$ . Принимая  $i = n$  и учитывая, что в этом случае относительная площадь (по отношению к  $\Omega$ )  $F^n = 1$ , получим из (36.4)

$$1 = \frac{86,4}{\Omega \eta_0} \frac{\sum_1^n Q'}{n \sum_1^n x},$$

откуда

$$\eta_0 = \frac{86,4}{\Omega} \frac{\sum_1^n Q'}{n \sum_1^n x}, \quad (37.4)$$

Подставляя это равенство в (35.4), находим

$$f'_i = \frac{n \sum_1^i x}{\sum_1^n Q'} \left( \frac{\sum_1^i Q'}{i \sum_1^i x} - \frac{\sum_1^{i-1} Q'}{(i-1) \sum_1^{i-1} x} \right) \quad (38.4)$$

Уравнение (38.4) может быть использовано на практике, так как все члены в правой его части известны; величина  $n$  в этом уравнении определяется равенством (2.4)

$$n = \frac{\tau_0}{\Delta t},$$

где  $\tau_0$  — бассейновое время добегания и  $\Delta t$  — оптимальная единица времени (1 сутки).

Расчеты  $f'_i$  по (38.4) складываются из следующих операций.

1. Одним из рассмотренных выше (стр. 135) способов (обычно первым) определяется бассейновое время добегания  $\tau_0$ .

2. По равенству (2.4) находится  $n$ .





Подставляя (и) и (32.4) в (31.4) и переходя по равенству (34.4) от высот слоя стока у к расходам  $Q'$ , получим уравнение

$$f_i = \frac{\omega}{\Omega} \left( \frac{\sum_1^i Q'_T \sum_1^i \bar{x}_T}{\sum_1^i \bar{Q}'_T \sum_1^i x_T} - \frac{\sum_1^{i-1} Q'_T \sum_1^{i-1} \bar{x}_T}{\sum_1^{i-1} \bar{Q}'_T \sum_1^{i-1} x_T} \right) \quad (39.4)$$

где

$\omega$  — площадь бассейна-индикатора;  
 $\Omega$  — площадь большого бассейна;

$\sum_1^i Q'_T$  и  $\sum_1^{i-1} Q'_T$  — суммы среднесуточных расходов (без грунтового питания) в замыкающем створе большого бассейна за  $i$  и  $(i-1)$  суток от начала паводкообразующих осадков;  
 $\sum_1^i \bar{Q}'_T$  и  $\sum_1^{i-1} \bar{Q}'_T$  — суммы среднесуточных расходов (без предпаводочного питания) в замыкающем створе бассейна-индикатора за  $i$  и  $(i-1)$  суток от начала паводкообразующих осадков;

$\sum_1^i x_T$  и  $\sum_1^{i-1} x_T$  — суммы осадков в большом бассейне за  $i$  и  $(i-1)$  суток от начала их выпадения;  
 $\sum_1^i \bar{x}_T$  и  $\sum_1^{i-1} \bar{x}_T$  — суммы осадков в бассейне-индикаторе от начала их выпадения.

На использовании этого уравнения основан предлагаемый нами второй прием определения единичных площадей стекания. Этот прием является более точным по сравнению с первым, так как уравнение (39.4) учитывает возможные изменения коэффициента стока осадков путем регистрации процесса стока в соседнем и идентичном по физико-географическим характеристикам бассейне-индикаторе. Это дает возможность использовать второй прием при наличии любых сложных паводков, вне зависимости от продолжительности паводкообразующих осадков. В частности, второй прием может быть использован для расчета единичных площадей стекания в период весеннего половодья, хотя продолжительность периода снеготаяния нередко достигает 2—4 недели.

Недостатком изложенного приема является то, что он может быть использован только при наличии бассейнов-индикаторов, подобрать которые в настоящее время не всегда удается.

Более подробные данные о бассейнах-индикаторах, главным образом, о максимально допустимой площади бассейнов-индикаторов, изложены ниже (стр. 214).

### 3. КАРТОГРАФИЧЕСКИЕ СПОСОБЫ РАСЧЕТА

#### Способ Д. Л. Соколовского

Заключается в проведении на карте бассейна условных изохрон (эквидистант)<sup>1</sup> бассейнового стока и планиметрировании площадей, заключенных между смежными изохронами. Построение карты изохрон по этому способу основано на двух основных предпосылках:

<sup>1</sup> Эквидистанты — линии, проходящие через точки с равными расстояниями до замыкающего створа бассейна.

1) склоновое время добега в бассейне реки (т. е. время добега до русловой сети бассейна) не превышает принятой единицы времени ( $\tau \ll \Delta t$ );

2) скорость бассейнового стока во всех точках бассейна одинакова ( $w_0 = \text{const}$ ).

Так как

$$\tau_0 = \tau + \bar{\tau} - \Delta t, \quad (5.4)$$

то из первой предпосылки, принимая  $\bar{\tau} = \Delta t$ , следует

$$\tau_0 = \tau, \quad (a)$$

где  $\tau_0$  — суммарное время добега в бассейне реки (бассейновое время добега),

$\tau$  — русловое время добега.

Из второй предпосылки следует, что расстояние между соседними изохронами (рис. 67)  $\Delta L = \text{const}$ , так как  $w_0 = \text{const}$ , а  $\Delta L = w_0 \Delta t$ . Таким образом, из второй предпосылки следует, что все изохроны на карте бассейна проводятся на одинаковом расстоянии и параллельно друг другу.

Обозначим через  $\Delta s$  отрезки русла между соседними изохронами (рис. 67). Определим количество и длину отрезков  $\Delta s$ .

Подставив в (a) (2.4) и (10.4), получим

$$n = u, \quad (6)$$

где  $n$  — число единичных площадей  $f_i$ ,

$u$  — число отрезков  $\Delta s$ .

Таким образом, при  $\bar{\tau} = \Delta t$  все изохроны, проведенные на карте бассейна, должны пересекать русло реки (или русловую сеть бассейна) через равные интервалы  $\Delta s = \text{const}$  (так как  $\Delta L = \text{const}$ ).

Подставив в (a) равенство (10.4), получим

$$\tau_0 = u \Delta t = \frac{s}{\Delta s} \Delta t, \quad (b)$$

откуда

$$\Delta s = \frac{s}{\tau_0} \Delta t, \quad (40.4)$$

где  $s$  — длина русла от истока до замыкающего створа бассейна (рис. 67).

Уравнение (40.4) является основой для способа Д. Л. Соколовского. Построение карты изохрон по этому уравнению производится следующим образом.

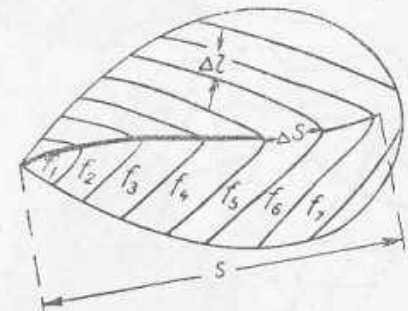


Рис. 67. Пояснительная схема к способу Д. Л. Соколовского расчета единичных площадей стекания.

По данным о наибольшей длине русла  $s$  и суммарном времени добега  $\tau_0$  по (40.4) определяется длина отрезков  $\Delta s = \text{const}$ . Найденные отрезки откладываются, начиная от замыкающего створа, по руслам рек на карте бассейна и через концы отрезков проводятся плавные линии — изохроны бассейнового стока. Построенная таким образом карта изохрон для водосбора № 3 [74] площадью  $2,6 \text{ км}^2$  представлена на рис. 68; расчетная единица времени  $\Delta t$  принята в этом случае равной 10 мин.

В заключение следует отметить, что изложенный способ был известен в общем виде до опубликования работы Д. Л. Соколовского [74]. Так, например, излагая способ прогноза весеннего половодья на р. Москва — г. Звенигород, В. Д. Комаров [36] пишет: „Суточные величины талого стока в русловую сеть, рассчитанные по изложенной схеме и упоминавшимся исходным данным, пересчитаны в гидрограф талого стока в замыкающем створе у г. Звенигорода с учетом площадей, заключенных между эквидистантами, проведенными через  $\sim 45 \text{ км}$ , что примерно отвечает суточному пробегу руслового стока в реках бассейна р. Москва (в качестве первого приближения). Эквидистанты ограничивали площади размером в 0,07; 0,08; 0,14; 0,28; 0,24 и 0,19 (в долях от площади бассейна) в направлении от створа к истоку“.

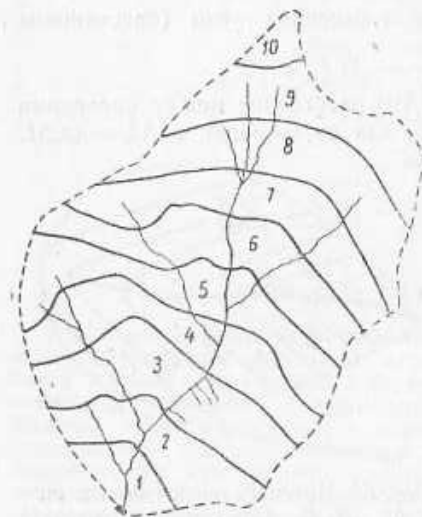


Рис. 68. Карта изохрон стока по способу Д. Л. Соколовского.

Принятый В. Д. Комаровым способ построения карты изохрон совпадает в общих чертах с изложенным выше способом; однако из приведенного отрывка нельзя сделать ясного вывода о методике построения карты и об исходных предпосылках этой методики, тогда как работа Д. Л. Соколовского [74] специально посвящена вопросу о построении карты изохрон; в работе подробно излагается методика построения подобных карт, исследуется (правда, в общих чертах) точность способа и перечисляются основные исходные предпосылки. Поэтому изложенный способ назван нами способом Д. Л. Соколовского.

### Способ А. В. Огиевского

Основан на тех же предпосылках, что и способ Д. Л. Соколовского; расчетным уравнением способа также является уравнение (40.4). Отличие его от способа Д. Л. Соколовского заключается в методике построения карты изохрон: изохроны в способе А. В. Огиевского

проводятся не на карте, а на плане бассейна в прямоугольных осях координат.

Построение плана бассейна, или, как называет его А. В. Огиевский, идограммы, производится следующим образом.

Бассейн реки разбивается по водораздельным линиям на частные бассейны притоков первого порядка (рис. 69 а). Каждый из частных бассейнов трансформируется затем в равновеликий по площади прямо-

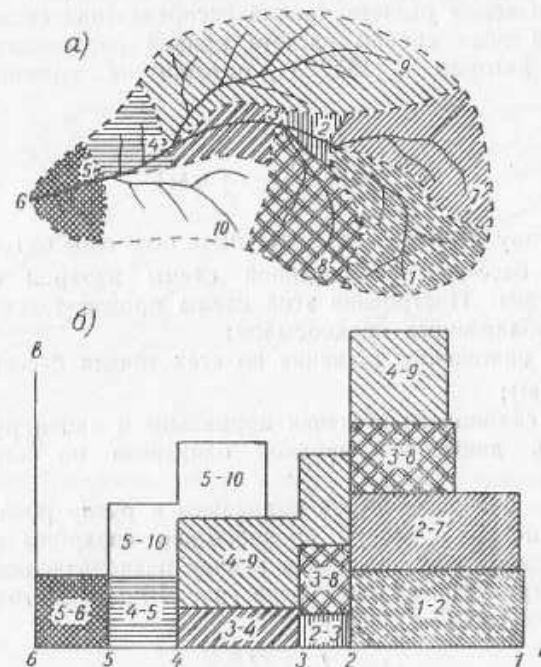


Рис. 69. Схема построения идограммы по А. В. Огиевскому.

а — расчленение бассейна на единичные водосборы, б — идограмма бассейна.

угольник, основание которого равно длине реки в частном бассейне. Прямоугольники располагаются в порядке последовательности от замыкающего створа бассейна; при этом по горизонтальной оси графика откладываются расстояния от замыкающего створа бассейна, а по вертикальной оси — средние ширины частных водосборов (рис. 69 б).

Построенная указанным образом идограмма бассейна расчленяется вертикальными линиями (параллельными вертикальной оси) с интервалом  $\Delta s$ ; величина  $\Delta s$  определяется по (40.4).

Единичные площади  $f_i$  находятся как площади идограммы между соседними вертикалями.

### Способ расчета с учетом склонового времени добегания

Согласно изложенному, основной предпосылкой способов Д. Л. Соколовского и А. В. Огиевского является предположение о возможности пренебрежения склоновым временем добегания. Вместе с этим выше отмечалось (стр. 196), что величина  $f_i$  зависит не только от  $\tau_0$  и формы бассейна, но и от величины склонового времени добегания. Поэтому при  $\bar{\tau} > \Delta t$  возникает необходимость учета  $\bar{\tau}$  при картографическом расчете кривой распределения стока.

Изложенный ниже способ расчета кривой распределения стока, предложенный автором в 1952 г., основан на уравнении (13.4) (см. стр. 130)

$$f_i = \sum_{e=1}^{e=i} A_e \omega_{(i-e+1)\Delta t}$$

согласно которому величины  $f_i$  могут быть получены путем построения на карте бассейна совмещенной схемы изохрон склонового и руслового стока. Построение этой схемы производится исходя из следующих приближенных предпосылок:

- 1) скорость склонового стекания во всех точках бассейна одинакова ( $\bar{w} = \text{const}$ );
- 2) векторы склонового стекания нормальны к линии русла;
- 3) скорость движения паводков одинакова по длине русла ( $\bar{w} = \text{const}$ );
- 4) изохроны руслового стока нормальны к руслу реки.

Исходя из первой и второй предпосылок, изохроны склонового стока проводятся на карте бассейна в виде равноудаленных друг от друга линий, параллельных руслу реки (рис. 70 а); расстояние между изохронами, согласно (8.4), равно

$$\Delta L = \frac{L}{m} = \frac{L}{\bar{\tau}} \Delta t, \quad (41.4)$$

где  $L$  — условная длина склона (с учетом только притоков 1-го и 2-го порядков на карте бассейна,  $\bar{\tau}$  — склоновое время добегания.

Исходя из третьей и четвертой предпосылок, изохроны руслового стока проводятся на карте бассейна в виде равноудаленных друг от друга прямых, перпендикулярных к руслу (рис. 70 а); расстояние между изохронами так же, как и в способах Д. Л. Соколовского и А. В. Огиевского, определяется равенством (40.4)

$$\Delta s = \frac{s}{\tau} \Delta t,$$

где  $\tau$  — время руслового добегания.

Согласно (13.4), площадь  $f_i$  равна сумме площадей соответствующих этому равенству прямоугольников, образованных перечислением изохрон склонового и руслового стока. Приближенно эта сумма

равна площади, заключенной между соседними диагоналями в поле прямоугольников (рис. 70 б); таким образом, диагонали прямоугольников, образованных пересечением изохрон склонового и руслового стока, можно рассматривать как изохроны бассейнового стока, и, следовательно, карта изохрон бассейнового стока с учетом склонового времени добегания строится в виде диагоналей прямоугольников на совмещенной схеме изохрон склонового и руслового стока. При этом угол наклона к руслу изохрон бассейнового стока будет,

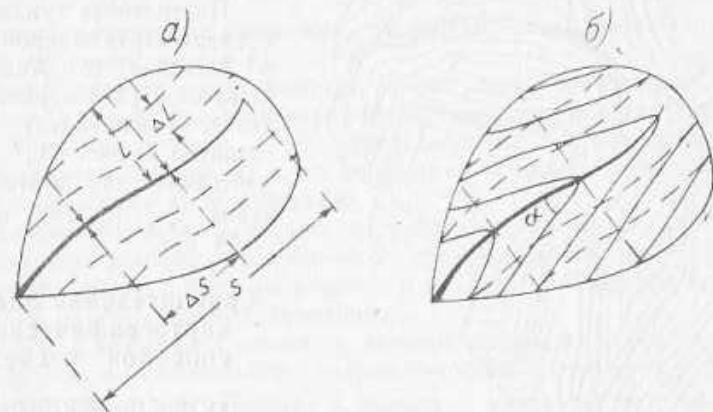


Рис. 70. Построение карты изохрон с учетом склонового времени добегания.

очевидно, определяться соотношением скоростей склонового и руслового стока<sup>1</sup> (рис. 70 б)

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\Delta L}{\Delta s} = \frac{\bar{w}}{w},$$

где  $\alpha$  — угол наклона изохрон к руслу реки.

В соответствии с изложенным, построение карты изохрон бассейнового стока производится следующим образом.

1. Определяются (способами, изложенными на стр. 135) величины  $\tau_0$ ,  $\bar{\tau}$  и  $\tau$  для данного бассейна реки.
2. На карте бассейна (на которой нанесена главная река и притоки 1-го и 2-го порядков) строятся изохроны руслового стока в виде прямых, перпендикулярных к руслам рек.
3. Определяется условная длина склона  $L$ , т. е. длина склона с учетом только притоков 1-го и 2-го порядков, и находится по (41.4) расстояние  $\Delta L$  между изохронами склонового стекания.

<sup>1</sup> Это равенство было использовано независимо от нас А. Г. Ковздем [33] для построения карты изохрон с учетом склонового времени добегания

4. На изохронах руслового стока (по перпендикулярам к руслам рек) откладываются отрезки  $\Delta L$  и через полученные засечки проводятся изохроны склонового стока, параллельные руслу реки.

5. Изохроны бассейнового стока проводятся в виде диагоналей прямоугольников, образованных пересечением изохрон руслового и склонового стока; величины  $f_i$  находятся затем путем планиметрирования площадей между изохронами.

Построенная указанным образом карта изохрон стока в бассейне р. Андога — Ольховец (для периода весеннего половодья) представлена на рис. 71;<sup>1</sup> время добегания для этого бассейна  $\tau_0 = 16$  сут. и  $\bar{\tau} = 14$  сут.

#### Сравнительная оценка картографических способов расчета

Точность картографических способов расчета определяется в основном двумя факторами:

- 1) равномерностью распределения скорости стекания на площади бассейна и
- 2) величиной склонового времени добегания.

Влияние первого из этих факторов объясняется тем, что все картографические способы основаны на предположении, что скорость стекания во всех точках бассейна одинакова и по-

стоянна ( $\bar{w} = \text{const}$ ,  $w = \text{const}$ ); исходя из этой предпосылки, изохроны стока на карте бассейна (или на идиограмме бассейна) проводятся в виде параллельных, равноудаленных друг от друга линий.

Ошибки расчета  $f_i$ , вызванные неравномерностью и непостоянством скорости стекания, не поддаются количественному учету; можно только отметить, что предположение о равномерности распределения

скорости стекания практически справедливо лишь для бассейнов с однообразными физико-географическими характеристиками и прежде всего с однообразным рельефом и равномерно распределенной лесистостью; поэтому картографические способы применимы в основном на малых водосборах, имеющих сравнительно однородный рельеф и лесистость. Несколько большая точность расчета по картографическим способам может быть, очевидно, получена при проведении изохрон с учетом рельефа бассейна; однако громоздкость и трудоемкость подобного приема делают его, по нашему мнению, практически нецелесообразным.

Влияние второго из указанных факторов, как отмечалось выше, следует из равенства (13.4).

Оценка влияния этого фактора может быть произведена путем сравнения кривых распределения стока, построенных по способам Д. Л. Соколовского или А. В. Огиевского (не учитывающим склонового времени добегания) и по последнему способу расчета с учетом склонового времени добегания.

Различие результатов расчета по этим способам будет, очевидно, определяться величиной склонового времени добегания; поэтому остановимся прежде всего на вопросе о величине склонового времени добегания на естественных водосборах.

Вопрос о величине склонового времени добегания давно уже рассматривается в специальной гидрологической литературе, причем многие исследователи приходят к выводу о ничтожности  $\tau$  на естественных водосборах, исходя из следующих соображений: длина склонов в развитых речных системах составляет незначительную часть от длины русловой сети, в то время как скорость склонового стекания, вследствие значительных поперечных уклонов долин, равна или превышает скорость стекания воды по руслу. Поэтому с практической допустимой точностью можно считать, что суммарное время добегания  $\tau_0$  равно русловому времени добегания  $\tau$ .

К такому выводу приходит, в частности, А. В. Огиевский [55], который рекомендует производить определение скорости стекания на площади бассейна методом соответственных уровней, исходя из предположения, что скорость стока на площади бассейна равна скорости паводочного стока в русле реки. Аналогичный вывод приводится в работах Г. П. Калинина [28] и Н. Г. Дмитриевой [17], которые считают, что склоновое время добегания не только мало, но и практически неопределимо.

По нашему мнению, подобный вывод является ошибочным.

Прежде всего следует отметить, что склоновое время добегания может быть определено с достаточной для практики точностью по уравнению (5.4)

$$\tau = \tau_0 - \tau + \Delta t.$$

Величины  $\tau_0$  и  $\tau$  в этом равенстве сравнительно легко определимы по материалам гидрометеорологических наблюдений: величины  $\tau$  — по методу соответственных уровней, а величины  $\tau_0$  — по равенству (18.4).

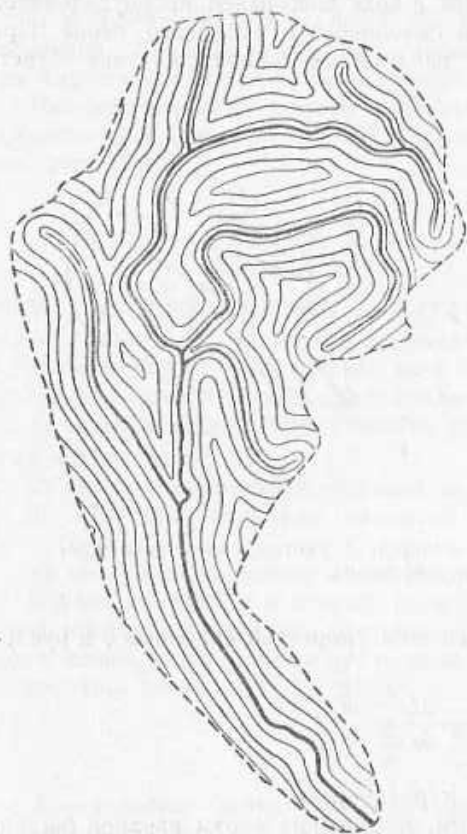


Рис. 71. Карта изохрон стока с учетом склонового времени добегания (р. Андога — Ольховец).

<sup>1</sup> Рисунок 71 заимствован из работы Ю. М. Георгиевского, выполненной на кафедре инженерной гидрологии ЛГМИ.

Из (5.4) следует, что склоновое время добегаия в бассейнах многих средних рек колеблется от 5 до 14 суток и составляет в среднем  $\frac{2}{3}$  от величины  $\tau_0$ .

Так, согласно данным К. П. Клибашова [31], суммарное время добегаия  $\tau_0$  для рр. Великая, Плюсса и Луга колеблется от 14 до 19 дней, а время руслового добегаия не превышает 5—6 дней. Следовательно, продолжительность склонового стекания в бассейнах этих рек составляет, согласно (5.4), 10—14 суток.

Аналогичные результаты получены для рр. Днепр, Унжа, Десна. Суммарное время добегаия  $\tau_0$  для этих рек (Днепр—Смоленск, Унжа—Макарьев, Десна—Брянск) колеблется от 15 до 17 суток [28], а русловое время добегаия  $\tau = 5—6$  сут.; следовательно,  $\bar{\tau} = 10—12$  сут., т. е. составляет около  $\frac{2}{3}$  от суммарного времени добегаия  $\tau_0$ . Следует, правда, отметить, что истинная величина  $\bar{\tau}$  несколько меньше приведенных данных, так как равенство (5.4) не учитывает распластывания паводков в русловой сети. Однако ошибка расчета  $\bar{\tau}$  из-за неучета распластывания не может быть значительной; так, например, А. В. Огиевский [55] указывает, что ошибка расчета руслового времени добегаия из-за неучета деформации паводков колеблется на реках бассейна Днепра от 1 до 3 дней, т. е. не превышает 25% от указанных выше величин.

Помимо равенства (5.4), склоновое время добегаия может быть определено по уравнениям (20.4) и (19.4). Этот способ был, в частности, использован на кафедре ЛГМИ для расчета склонового времени добегаия в бассейнах р. Унжа—Макарьев (для дождевых паводков) и р. Луга—Толмачево (для весеннего половодья). В результате расчетов по (19.4) и (20.4) оказалось, что склоновое время добегаия равно для р. Унжа—Макарьев  $\bar{\tau} = 9$  дням и для р. Луга—Толмачево  $\bar{\tau} = 16$  дням. Таким образом, результаты расчетов по (19.4) и (20.4) подтверждают изложенный выше вывод о значительности склонового времени добегаия на естественных водосборах.

Большая величина склонового времени добегаия объясняется тем, что сток с площади естественных водосборов происходит не только по поверхности, но и внутри почвы, в результате чего *средневзвешенная* скорость склонового стекания всего слоя стока (поверхностного и внутрипочвенного) сравнительно невелика.

Роль внутрипочвенного стока в процессе формирования паводков отмечается, в частности, в работе К. П. Воскресенского [13], посвященной проблеме расчета и прогноза дождевых паводков.

Анализируя материалы наблюдений над стоком на нескольких стоковых площадках и малых водосборах, К. П. Воскресенский приходит к выводу о большом удельном весе внутрипочвенного стока при формировании дождевых паводков. «Внутрипочвенный сток, — пишет К. П. Воскресенский, — обычно продолжается еще долгое время после окончания поверхностного стока. Так, например, паводок, начавшийся 18/VI 1940 г. на водосборе № 2, продолжался 75 часов; при этом продолжительность поверхностного стока была равна при-

близительно 8 часам, т. е. соотношение продолжительности поверхностного и внутрипочвенного стока было равно примерно  $\frac{1}{6}$ . Приблизительно такое же соотношение показывают и другие паводки на водосборе № 2. По данным Валдайской станции, в Приусадебном логу средняя продолжительность внутрипочвенного стока равна 60 часам, а поверхностного стока — до 7 часов. Таким образом, большая часть притока в элементарную, а следовательно, и в общую гидрографическую сеть обусловлена поступлением *внутрипочвенного стока*» (курсив наш — Ю. А.).

Незначительная величина склонового времени добегаия будет, следовательно, наблюдаться только в том случае, когда основная масса воды стекает по поверхности бассейна и удельный вес внутрипочвенного стока сравнительно невелик. Поэтому изложенные выше способы Д. Л. Соколовского и А. В. Огиевского, основанные на предположении  $\bar{\tau} \leq \Delta t$ , справедливы только в случае преобладания поверхностного стока, например при выпадении ливневых осадков на малых степных, сильно пересеченных водосборах, когда основная масса осадков быстро стекает по крутым склонам балок и оврагов в русло реки.<sup>1</sup> В случае же обложных, малоинтенсивных осадков, особенно на залесенных бассейнах значительного размера, способы Д. Л. Соколовского и А. В. Огиевского являются приближенными, так как основная масса осадков на этих водосборах фильтруется в грунт и медленно стекает в гидрографическую сеть внутрипочвенным путем.<sup>2</sup>

К подобному, в частности, выводу приходит К. П. Воскресенский в цитированной выше работе [13]. Он пишет: «Построение графика притока в русло с помощью системы изохрон стока в бассейне является только приближенным, так как во всех случаях определяется лишь скорость поверхностного стока и игнорируется скорость внутрипочвенного стока. Следовательно, полученные ординаты графика притока (ординаты кривой распределения стока — Ю. А.) являются ординатами только поверхностного стока».

О влиянии склонового времени добегаия на точность картографических способов расчета можно судить сравнивая кривые распределения, построенные по способу Д. Л. Соколовского и способу, основанному на учете  $\bar{\tau}$ .

В частности, на рис. 72 представлены совмещенные кривые распределения единичных площадей в период весеннего половодья в бассейнах р. Ловать—Холм ( $F = 14\,700 \text{ км}^2$ ), р. Тверца—Ян-Медный ( $F = 5400 \text{ км}^2$ ), р. Андога—Ольховец ( $F = 2080 \text{ км}^2$ ) и р. Западная Двина—Витебск ( $F = 27\,300 \text{ км}^2$ ), полученные по способу

<sup>1</sup> Следует отметить, что подобный случай и имел в виду Д. Л. Соколовский [74] при разработке своего способа.

<sup>2</sup> Подчеркивается, что под внутрипочвенным стоком нами понимается суммарный сток под поверхностью водосбора (включая и глубокий грунтовый). Подразделение внутрипочвенного стока на сток в верхнем слое почвы (собственно внутрипочвенный) и сток в глубине грунта мы считаем практически невозможным и нецелесообразным.

Д. Л. Соколовского (I) и с учетом склонового времени добегания (II).<sup>1</sup> Как следует из этого рисунка, учет склонового времени добегания (которое колеблется в указанных бассейнах от 8 до 25 суток) приводит к увеличению асимметричности кривых распределения и уве-

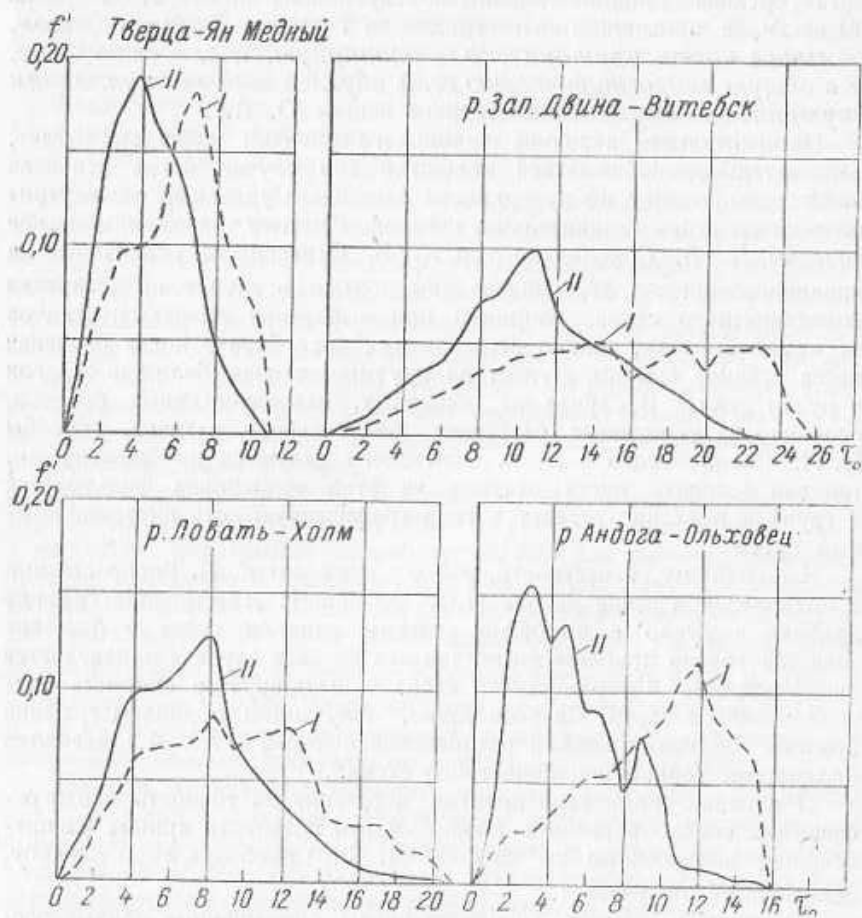


Рис. 72. Совмещенные кривые распределения единичных площадей с учетом и без учета склонового времени добегания.

личению их максимальных ординат, в результате чего кривые с учетом и без учета склонового времени добегания значительно отличаются друг от друга; в среднем для всех водосборов отклонение ординат этих кривых достигает 15—20%, т. е. является весьма значительным.

<sup>1</sup> Рисунки 72—74 заимствованы из работы Ю. М. Георгиевского, выполненной на кафедре инженерной гидрологии ЛГМИ.

Так как из рис. 72 еще нельзя сделать вывод, какая из кривых распределения (по способу Д. Л. Соколовского или с учетом склонового времени добегания) является более правильной, то в дополнение к этому рисунку приводятся рис. 73 и 74, на которых пред-

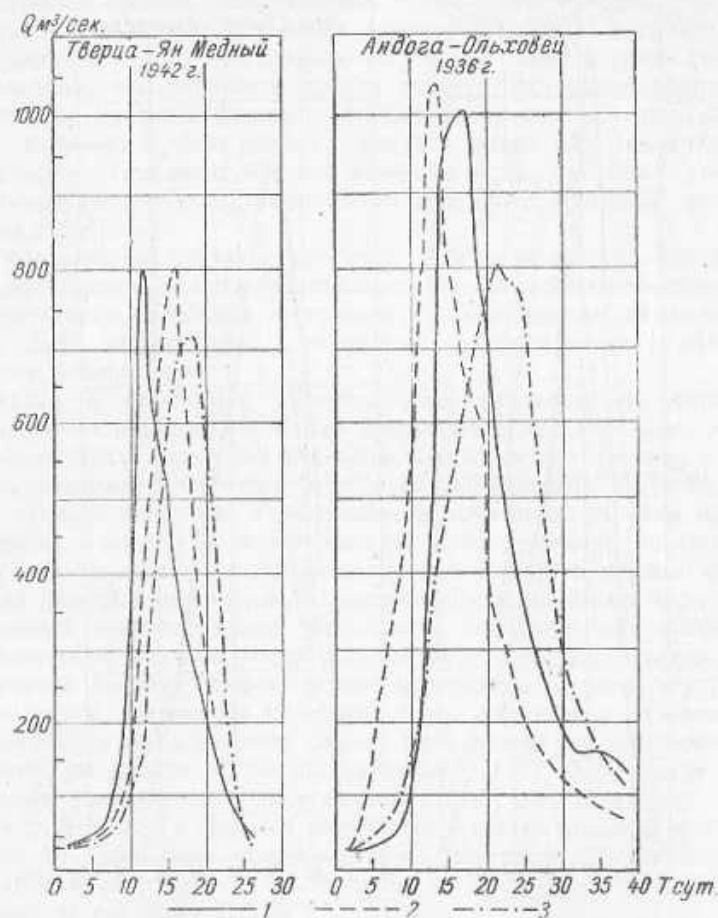


Рис. 73. Совмещенные гидрографы половодья, рассчитанные с учетом и без учета склонового времени добегания. 1 — наблюдений, 2 — с учетом склонового времени добегания, 3 — без учета склонового времени добегания.

ставлены фактические и рассчитанные гидрографы весеннего половодья в указанных выше створах, причем расчеты производились в двух вариантах: по кривым распределения без учета и с учетом склонового времени добегания. Из рисунков следует, что второй вариант расчета во всех случаях приводит к более точным результатам и,

следовательно, кривые распределения  $II$  (см. рис. 72) являются более правильными.

Указанные данные подтверждают необходимость учета склонового времени добегаания при расчетах единичных площадей стекания,

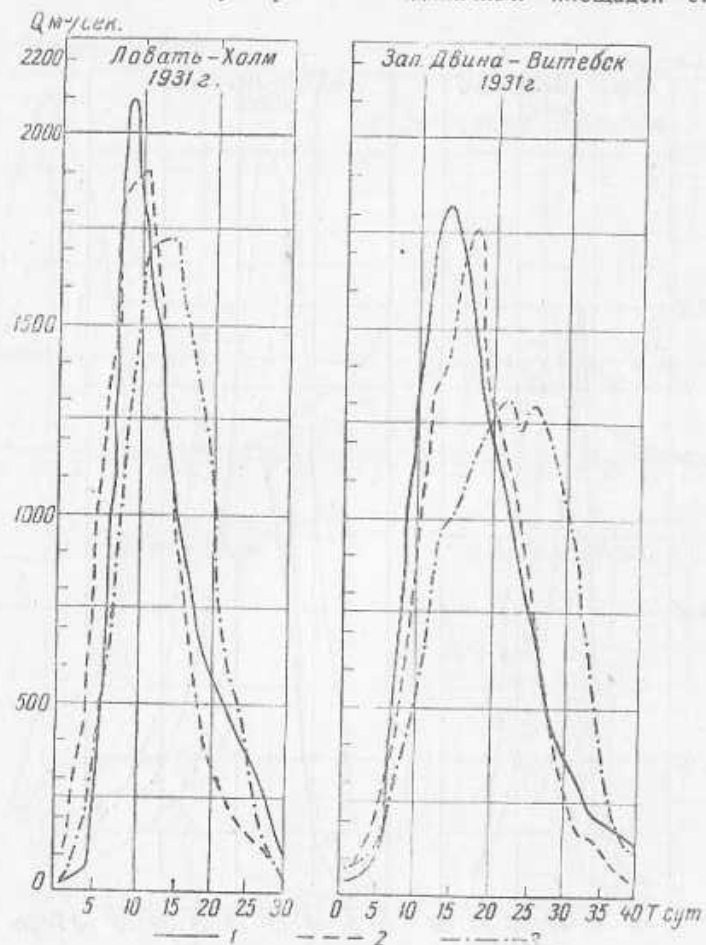


Рис. 74. Совмещенные гидрографы половодья, рассчитанные с учетом и без учета склонового времени добегаания, 1 — наблюдаемый, 2 — с учетом склонового времени добегаания, 3 — без учета склонового времени добегаания.

особенно для периода весеннего половодья, который характеризуется в большинстве случаев значительной величиной  $\bar{\tau}$ . Поэтому способ расчета  $f'_i$  с учетом склонового времени добегаания особенно целесообразно применять при расчетах и прогнозах весеннего половодья, а также при прогнозах дождевых паводков на водосборах, имеющих значительную лесистость или хорошо проницаемые почвы.

#### 4. УЧЕТ КОЛЕБАНИЙ БАССЕЙНОВОГО ВРЕМЕНИ ДОБЕГАНИЯ ПРИ РАСЧЕТАХ ЕДИНИЧНЫХ ПЛОЩАДЕЙ СТЕКАНИЯ

Как было уже отмечено, все способы расчета  $f'_i$  предназначены для определения средних величин единичных площадей стекания, т. е. средней кривой распределения стока, длина которой (по горизонтальной оси координат) равна среднемноголетней величине времени добегаания  $(\tau_0)_{\text{ср}}$  для данного бассейна в данный сезон года.

Очевидно, что подобная кривая может быть использована для расчета или прогноза паводков только в том случае, когда фактическая величина  $\tau_0$  для каждого паводка равна или незначительно отличается от среднемноголетней величины  $(\tau_0)_{\text{ср}}$ , так как с увеличением разности  $\tau_0 - (\tau_0)_{\text{ср}}$  увеличиваются ошибки прогноза или расчета по (15.4).

В большинстве случаев, преимущественно на малых водосборах, время добегаания  $\tau_0$  для отдельных паводков имеет сравнительно небольшую амплитуду колебания, и поэтому средняя кривая распределения может быть использована для расчета и прогноза всех паводков в данном створе реки.

Однако в некоторых случаях, преимущественно на бассейнах значительного размера, амплитуда колебания  $\tau_0$  для отдельных паводков может быть весьма значительной, что объясняется главным образом значительной амплитудой колебания увлажненности почв бассейна перед началом паводков. Увлажненность почв перед началом паводка определяет величину инфильтрации и, следовательно, соотношение между поверхностным и внутрипочвенным стоком в период формирования паводка: при большой увлажненности основная масса осадков стекает по поверхности бассейна и, наоборот, при небольшой увлажненности основная масса осадков будет фильтроваться в грунт и, в случае наличия относительного водоупора, стекать внутрипочвенным путем. Амплитуда колебания  $\tau_0$  под влиянием предпаводочной увлажненности почв бассейна может быть весьма значительной; так, например, по данным К. П. Воскресенского [13], бассейновое время добегаания [определенное по уравнению (5.4)] для дождевых паводков на р. Десна — г. Брянск колеблется в весьма широких пределах: от 9 до 26 суток и в среднем равно 16 суткам. Таким образом, колебание  $\tau_0$  достигает  $\pm 7-10$  суток, т. е.  $\pm 40-60\%$  от среднемноголетней величины  $(\tau_0)_{\text{ср}}$ .

При значительной амплитуде колебания  $\tau_0$  возникает необходимость корректирования средней кривой распределения, так как расчеты и прогнозы стока по ней будут иметь в этом случае значительные погрешности. Одним из способов корректирования средней кривой распределения при значительной амплитуде колебания  $\tau_0$  является излагаемый ниже способ К. П. Воскресенского [13].

Способ К. П. Воскресенского корректирования кривой распределения единичных площадей стекания опубликован в 1947 г. и применен его автором для корректирования кривой  $f'_i = F(\tau_0)$  при прогнозах стока на р. Десна — г. Брянск. Способ заключается в следующем.

Известно, что сумма ординат любой кривой распределения, вне зависимости от  $\tau_0$  (т. е. от длины основания кривой), равна единице; таким образом, площадь любой кривой распределения есть величина постоянная. Рассмотрим, учитывая это, две кривых распределения (рис. 75): среднюю кривую распределения с длиной основания  $(\tau_0)_{\text{ср}}$  и кривую распределения с длиной основания  $\tau_0$ . Проведем на пло-

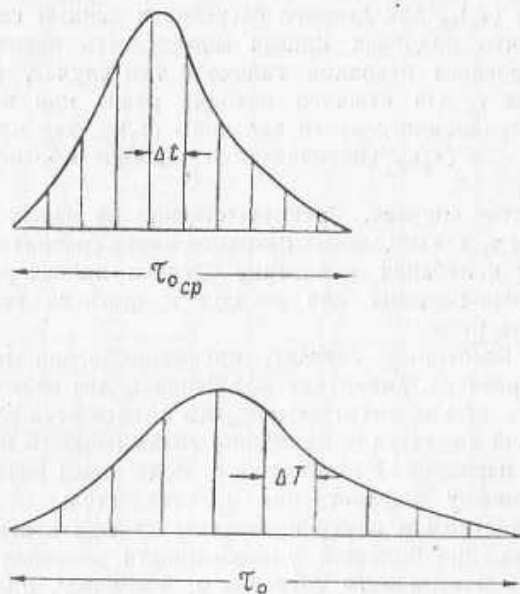


Рис. 75. Трансформирование ареограммы бассейна в зависимости от суммарного времени добега.

щади этих кривых одинаковое число ординат, равноудаленных друг от друга; из последнего следует, что расстояния между ординатами определяются соотношением  $\frac{(\tau_0)_{\text{ср}}}{\tau_0}$

$$\frac{\Delta t}{\Delta T} = \frac{(\tau_0)_{\text{ср}}}{\tau_0},$$

откуда

$$\Delta T = \Delta t \frac{\tau_0}{(\tau_0)_{\text{ср}}},$$

где  $\Delta T$  — расстояние между ординатами кривой с основанием  $\tau_0$ ,  
 $\Delta t$  — расстояние между ординатами кривой с основанием  $(\tau_0)_{\text{ср}}$ .

Обозначим соответствующие друг другу ординаты рассматриваемых кривых через  $f'_i$  и  $F'_i$ ; так как площади кривых распределения, согласно изложенному, одинаковы, то

$$\frac{f'_i}{F'_i} = \frac{(\tau_0)_{\text{ср}}}{\tau_0},$$

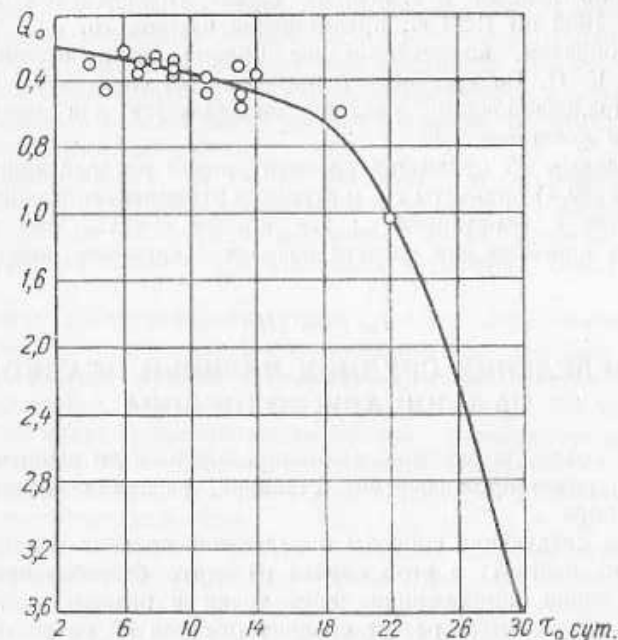


Рис. 76. Зависимость суммарного времени добега от расхода в замыкающем створе.

откуда

$$F'_i = f'_i \frac{\tau_0}{(\tau_0)_{\text{ср}}}, \quad (42.4)$$

где  $F'_i$  — соответствующие ординатам  $f'_i$  ординаты кривой распределения с основанием  $\tau_0$ ,

$f'_i$  — ординаты средней кривой распределения стока.

На (42.4) основан способ К. П. Воскресенского корректирования кривой распределения при  $\tau_0 \neq (\tau_0)_{\text{ср}}$ .

Для корректирования по (42.4) необходимо определить величину  $\tau_0$  для данного паводка. Определение, точнее прогноз,  $\tau_0$  К. П. Воскресенский рекомендует производить по зависимости

$$\tau_0 = f(Q_0), \quad (43.4)$$

где  $Q_0$  — предпаводочный расход в замыкающем створе реки.



Предпаводочный расход  $Q_0$  рассматривается автором как характеристика увлажненности почв бассейна перед началом паводка. Построение зависимости (43.4) производится по данным наблюдений за прошлые годы; при этом величины  $\tau_0$  для паводков за прошлый период наблюдений определяются по уравнению (5.4). Зависимость (43.4), построенная К. П. Воскресенским для р. Десна — г. Брянск по данным о величинах  $\tau_0$  для 18 дождевых паводков в период с 1908 по 1929 г., представлена на рис. 76.

Таким образом, корректирование кривой распределения стока по способу К. П. Воскресенского производится следующим образом:

1) по предпаводочному расходу определяется для данного паводка время добегания  $\tau_0$ ;

2) по данным об ординатах средней кривой распределения определяются по (42.4) ординаты  $F'_i$  и строится откорректированная кривая распределения с основанием  $\tau_0$ ; эта кривая используется в дальнейшем для прогноза или расчета паводка с временем добегания  $\tau_0$ .

### Глава III

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ СРЕДНИХ ВЕЛИЧИН ОСАДКОВ НА ПЛОЩАДИ ВОДОСБОРА

Средние осадки в бассейне реки определяются по данным наблюдений на гидрометеорологических станциях, расположенных на площади водосбора.

Известны следующие способы определения средних осадков:

а) способ изогьет: в этом случае на карте бассейна проводятся изогьеты — линии, проходящие через точки с равным количеством осадков, и производится расчет средних осадков по равенству

$$x_T = \frac{\sum \omega_i x_i}{\Omega},$$

где  $x_T$  — средние осадки на площади водосбора  $\Omega$ ,

$x_i$  — средние арифметические осадки на площади между соседними изогьетами,

$\omega_i$  — площадь между соседними изогьетами;

б) способ медиан;<sup>1</sup>

в) способ квадратов: в этом случае бассейн разбивается на несколько равновеликих квадратов, число которых зависит от общего количества гидрометеорологических станций и от неравномерности осадков на площади водосбора; средние осадки находятся по равенству

$$x_T = \frac{\sum_1^n x_i}{n},$$

<sup>1</sup> Описание этого способа приводится в курсах „Гидрология суши“.

где  $x_i$  — среднеарифметическая величина осадков внутри  $i$ -го квадрата,

$n$  — общее число квадратов;

г) способ среднеарифметического: в этом случае среднее количество осадков находится как среднеарифметическое из данных об осадках по всем станциям на площади водосбора.

Наиболее точным из этих способов является способ изогьет; вместе с этим указанный способ является и самым трудоемким, если учесть, что определение осадков при прогнозах стока производится ежедневно. Таким образом, при использовании способа изогьет необходимо ежедневно строить карту изогьет и планметрировать площади  $\omega_i$  между соседними изогьетами.

Наименее точным, но в то же время и наименее трудоемким является способ среднеарифметического; последнее привело к тому, что он является в настоящее время основным способом расчета средних осадков при прогнозах и расчетах стока по методу изохрон.

Точность среднеарифметического способа определяется количеством станций и неравномерностью осадков на площади водосбора.

Распределение жидких (дождевых) осадков зависит в основном от климатических характеристик района и рельефа бассейна; неравномерность осадков увеличивается обычно с увеличением неравномерности рельефа: более равномерно осадки выпадают на равнинных водосборах и менее равномерно — на водосборах с холмистым и, тем более, с гористым рельефом.

Распределение талого стока на площади бассейна также определяется климатическими характеристиками района и рельефом бассейна; кроме этого, распределение талого стока существенно зависит от лесистости водосбора; в лесу наблюдается, как правило, меньшая интенсивность снеготаяния (в среднем в два раза) и, следовательно, большая продолжительность периода стока талых вод.<sup>1</sup>

В зависимости от распределения осадков и физико-географических характеристик наиболее густая сеть гидрометеорологических станций должна назначаться в бассейнах с холмистым рельефом, а также в бассейнах со средней лесистостью, где имеет место беспорядочное чередование оголенных и лесистых участков по всей площади водосбора. В отличие от этого на равнинных бассейнах, либо полностью безлесных, либо в основном покрытых лесами, сеть станций может быть значительно разрежена, так как в этих случаях будет наблюдаться сравнительно равномерное распределение дождей и талого стока на площади водосбора.

Основываясь на скудных пока что данных опытных наблюдений [66], можно принять в качестве первого приближения, что в равнинных, полностью безлесных или полностью залесенных, частях бассейна одна станция должна приходиться на 1000—1500 км<sup>2</sup> пло-

<sup>1</sup> Более подробные сведения о влиянии указанных факторов на равномерность дождей и талого стока изложены в курсах „Гидрология суши“.

щад; в холмистых же районах густота расположения станций должна быть в 1,5—2 раза большей.

Как было отмечено выше, средние осадки на площади бассейна определяются по данным наблюдений на метеорологических станциях бассейна.

Что же касается определения осадков и водоотдачи из снежного покрова на метеорологических станциях, то, как известно, оно производится следующим образом: атмосферные осадки регистрируются дождемерными установками (описание и характеристика которых приводится в курсах общей метеорологии), а водоотдача из снега определяется специальными способами, описание которых приводится в следующей главе.

#### Глава IV

### РАСЧЕТ ВОДООТДАЧИ ИЗ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

#### 1. СПОСОБЫ РАСЧЕТА

В настоящее время существуют два способа определения водоотдачи из снежного покрова: 1) по данным снегосъемок и 2) по тепловому и водному балансу снежного покрова.

Наиболее точным из этих способов является первый. Однако в большинстве случаев способ этот не может быть использован для расчета суточных сумм водоотдачи. Поэтому, несмотря на меньшую точность, наиболее распространенным является второй способ расчета — по тепловому и водному балансу снежного покрова.

#### 2. РАСЧЕТ ПО ДАННЫМ СНЕГОСЪЕМОК

Способ основан на проведении регулярных маршрутных снегомерных съемок в районе гидрометеорологической станции. Определение водоотдачи по данным снегосъемок производится по уравнению

$$\sum_{t_1}^{t_2} h = M_{t_1} - M_{t_2} + \sum_{t_1}^{t_2} x, \quad (44.4)$$

где  $\sum_{t_1}^{t_2} h$  — слой стока талых вод из снежного покрова (в мм) в период от  $t_1$  до  $t_2$ ;

$M_{t_1}$  и  $M_{t_2}$  — запас воды в снежном покрове (в мм) по данным снегосъемок в моменты  $t_1$  и  $t_2$ ,

$\sum_{t_1}^{t_2} x$  — осадки в районе гидрометеорологической станции в период от  $t_1$  до  $t_2$  (по дождемеру).

Основным недостатком способа является невозможность использования его для определения  $h$  за короткие периоды времени, например за сутки. Это объясняется тем, что снегосъемки на гидрометстанциях в бассейнах равнинных рек производятся в настоящее время с частотой 1 раз в 10 дней или в крайнем случае 1 раз в 5 дней; снегосъемки с частотой 1 раз в 2—3 дня и, тем более, ежедневные съемки почти не производятся (за исключением некоторых стоковых площадок на научно-исследовательских станциях).

Поэтому уравнение (44.4) может быть пока что использовано только для определения суммарного талого стока за декаду или пентаду, в зависимости от частоты производства снегомерных съемок.

### 3. РАСЧЕТ ПО ТЕПЛОВОМУ И ВОДНОМУ БАЛАНСУ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

#### 1) Исходные предпосылки

Расчет водоотдачи по тепловому и водному балансу снежного покрова основан на учете трех факторов:

- 1) теплообмена снежного покрова с окружающей средой;
- 2) водоудерживающей способности снежного покрова;
- 3) коэффициента покрытости снегом площади бассейна.

Известно, что поступающее к снежному покрову тепло расходуется на прогрев снега до  $0^\circ$  и на образование талой воды с температурой  $0^\circ$ ; таким образом, уравнение теплового баланса снежного покрова может быть записано в виде

$$W_T = a \rho H (\theta_{t_1} - \theta_{t_2}) + \gamma B_T, \quad (45.4)$$

где  $W_T$  — количество тепла (в калориях на единицу поверхности), поступившее к снежному покрову в период  $T = t_2 - t_1$ ;

$a$  — коэффициент теплоемкости снега;

$\rho$  — плотность сухого снега в снежном покрове (т. е. плотность снега без талой воды и дождя);

$H$  — высота снежного покрова (в среднем за период от  $t_1$  до  $t_2$ );

$\theta_{t_1}$  и  $\theta_{t_2}$  — средние температуры снежного покрова в начале и конце рассматриваемого периода  $T$ ;

$B_T$  — высота слоя талой воды (в мм), образующейся в снежном покрове за период  $T$ ;

$\gamma = 8 \text{ кал/г}$  — скрытая теплота плавления льда.

Образующаяся в снежном покрове талая вода не полностью стекает на поверхность бассейна, что объясняется пористостью снежного покрова, а также тем, что талая вода образуется главным образом в верхнем слое снежного покрова; поэтому до поступления на площадь водосбора талая вода фильтруется через всю толщу снежного

покрова и частично задерживается в пустотах между ледяными кристаллами. Таким образом,

$$B_T = h_T + \Delta c_T \quad (46.4)$$

и

$$\Delta c_T = c_{t_2} - c_{t_1}, \quad (47.4)$$

где  $h_T$  — водоотдача из снежного покрова в период  $T = t_2 - t_1$ ;

$c_{t_2}$  — количество талой воды, находящейся в снежном покрове (в мм) в момент  $t_2$ ;

$c_{t_1}$  — количество талой воды, находящейся в снежном покрове в момент  $t_1$ ;

$\Delta c_T$  — изменение количества талой воды в снежном покрове в период  $T = t_2 - t_1$ .

Из (45.4) и (46.4) следует

$$h_T = \frac{1}{\gamma} [W_T - \alpha p H (\Theta_{t_1} - \Theta_{t_2}) - \gamma \Delta c_T]. \quad (48.4)$$

Принимая в этом уравнении для периода снеготаяния  $\Theta_{t_1} \approx \Theta_{t_2} \approx 0^\circ$ , получим

$$h_T = \frac{1}{\gamma} (W_T - \gamma \Delta c_T). \quad (49.4)$$

Уравнение (49.4) определяет высоту слоя талой воды на площади, покрытой снегом; средняя же высота талого стока со всей площади бассейна будет, очевидно, равна

$$\bar{h}_T = \beta h_T = \beta \frac{1}{\gamma} (W_T - \gamma \Delta c_T), \quad (50.4)$$

где  $\beta = \frac{F_c}{Q}$  — покрытость снегом площади бассейна ( $F_c$  — площадь снежного покрова).

Таким образом, водоотдача  $h$  из снежного покрова определяется, как отмечено выше, тремя факторами: теплообменом  $W$  снежного покрова с окружающей средой, водоудерживающей способностью снежного покрова и покрытостью снегом площади бассейна. Основными из этих факторов является первый; поэтому дальнейшее изложение данного раздела разбито на две части: 1) расчет теплообмена  $W$  снежного покрова с окружающей средой и 2) расчет водоотдачи  $h$  в период снеготаяния по (50.4).

## 2) Теплообмен снежного покрова с окружающей средой

### Общие сведения

Известно, что передача тепла из одной среды в другую производится в основном двумя путями: путем лучеиспускания и путем конвективного теплообмена на границе раздела рассматриваемых

сред. Исходя из этого, теплообмен снежного покрова с окружающей средой можно представить в виде

$$W = W_\odot + W_B, \quad (51.4)$$

где  $W$  — суммарный баланс теплообмена снежного покрова с окружающей средой за рассматриваемую единицу времени;

$W_\odot$  — баланс радиационного теплообмена снежного покрова (т. е. баланс теплообмена путем излучения);

$W_B$  — баланс конвективного теплообмена снежного покрова с приземным слоем воздуха.

Следует отметить, что, помимо радиационного и конвективного теплообмена снежного покрова с атмосферой, имеет место и теплообмен снега (радиационный и конвективный) с подстилающей почвой; однако теплообмен этот ничтожно мал по сравнению с теплообменом с атмосферой, так как перепад температуры на границе раздела снег — почва сравнительно невелик и, кроме этого, циркуляция воздуха в нижнем слое снега весьма затруднена. Поэтому теплообменом снежного покрова с подстилающей почвой можно пренебречь.

Радиационный теплообмен. Радиационный теплообмен снежного покрова  $W_\odot$ , как и радиационный теплообмен любой поверхности, складывается из двух составляющих: 1) радиационного теплообмена в коротковолновой (ультрафиолетовой и видимой) части спектра и 2) радиационного теплообмена в длинноволновой (инфракрасной) части спектра.

Указанное подразделение объясняется главным образом тем, что не накаленная (не самосветящаяся) поверхность излучает в пространство одну лишь длинноволновую (инфракрасную) радиацию. В коротковолновой части спектра подобная поверхность только поглощает тепло, а в длинноволновой части не только поглощает, но и сама излучает. Иными словами, теплообмен в коротковолновой и длинноволновой частях спектра различен по своему балансу и, следовательно, требует раздельного учета.

Кроме этого, подразделение радиационного теплообмена на теплообмен в коротковолновой и длинноволновой частях спектра объясняется и техническими причинами: инструментальное измерение радиационного теплообмена в коротковолновой и длинноволновой частях спектра производится различными приборами — так называемыми пиранометрами и пиргеометрами. Пиранометры измеряют напряженность одной только коротковолновой радиации, а пиргеометры — суммарную напряженность как длинноволновой, так и коротковолновой части спектра.<sup>1</sup>

Исходя из изложенного, баланс радиационного теплообмена снежного покрова может быть представлен в виде

$$W_\odot = (I + i) (1 - a) - R, \quad (52.4)$$

где  $(I + i)$  — напряженность прямой и рассеянной радиации в ультрафиолетовой и видимой частях спектра в калориях на единицу поверхности в единицу времени;

$a$  — альbedo поверхности снежного покрова, под которым подразумевается относительная величина отраженной снегом радиации в долях от общего количества радиации  $(I + i)$ , падающей на поверхность снежного покрова;

$R$  — эффективное излучение снежного покрова, под которым подразумевается суммарный баланс теплообмена снежного покрова в длинноволновой (инфракрасной) части спектра.

<sup>1</sup> Подробные сведения о приборах для измерения радиационного баланса см. в курсе „Активометрия“ [30].

Произведение  $(I+i)(1-a)$  в (52.4) определяет количество коротковолновой радиации, вошедшей внутрь снежного покрова; остальное количество коротковолновой радиации (ультрафиолетовой и видимой человеческого глазом), равное  $(I+i)a$ , отражается снежным покровом обратно в атмосферу.

Второе слагаемое в правой части уравнения (52.4) равно алгебраической сумме длинноволновой радиации, излучаемой снежным покровом в атмосферу, и встречной длинноволновой радиации, излучаемой атмосферой к поверхности земли. При этом положительным направлением длинноволнового излучения принято считать излучение от снежного покрова к атмосфере, а отрицательным — встречное противозлучение атмосферы; этим объясняется отрицательный знак перед  $R$  в (52.4); по знаку длинноволнового излучение противоположно коротковолновому и, следовательно, вычитается из последнего.

Рассмотрим основные факторы, определяющие величины  $(I+i)$ ,  $a$  и  $R$  в уравнении (52.4).

Напряженность падающей на поверхность снега коротковолновой радиации  $(I+i)$  определяется следующими факторами:

- 1) высотой и параллаксом солнца;
- 2) количеством, распределением и формой облачности;
- 3) абсолютной влажностью и количеством озона в атмосфере;
- 4) запыленностью атмосферы.

Основными из этих факторов являются высота солнца и количество облачности; остальные факторы — влажность и запыленность воздуха — оказывают сравнительно небольшое влияние на интенсивность солнечного излучения, особенно весной, когда запыленность атмосферы минимальна.

Поэтому при эмпирическом расчете величины  $(I+i)$  (о чем будет сказано ниже) влажность и запыленность воздуха обычно не учитываются.

Альbedo снега  $a$  определяется одним фактором — цветом снега.

В зависимости от цвета, альbedo снежного покрова может изменяться в весьма широких пределах — от 0,95 (свежевыпавший сухой снег) до 0,25 (мокрый темный снег в конце снеготаяния) [63]. Таким образом, в среднем для периода снеготаяния  $a = 0,50 - 0,55$ , а возможная амплитуда колебания альbedo (около средней величины) равна  $\pm 0,25 - 0,30$ .

Следовательно, радиационный баланс снежного покрова в коротковолновой части спектра может изменяться на  $\pm 30\%$  от средней величины в зависимости от колебаний альbedo снега.

Наконец, эффективное излучение  $R$  снежного покрова определяется следующими факторами:

- 1) температурой поверхности снега и приземного слоя воздуха;
- 2) абсолютной влажностью воздуха;
- 3) количеством и формой облачности;
- 4) скоростью ветра в приземном слое атмосферы.

Наибольшее влияние на величину  $R$  оказывают первые три фактора; последний фактор — скорость ветра — оказывает косвенное влияние на величину  $R$ : скорость ветра определяет степень турбулентности и вертикальную стратификацию (распределение) температуры и влажности воздуха в приземном слое атмосферы; последнее же, т. е. вертикальное распределение температуры и влажности в приземном слое, определяет эффективное излучение  $R$ .

В зависимости от температуры, влажности и облачности величина  $R$  изменяется следующим образом.

Во-первых,  $R$  прямо пропорционально разности температур поверхности снега и воздуха, точнее, прямо пропорционально, согласно закону Стефана — Больцмана, разности  $(T_c^4 - T_a^4)$ , где  $T_c$  и  $T_a$  — абсолютная температура поверхности снега и воздуха. Во-вторых,  $R$  обратно пропорционально количеству облачности, и поэтому максимум  $R$  наблюдается обычно в безоблачные ночи; этим, в частности, объясняется общеизвестный факт, что выхолаживание почвы особенно велико в безоблачные ночи; в облачные же

ночи (особенно при сплошной облачности) интенсивность выхолаживания уменьшается.

Наконец, в-третьих, величина  $R$  обратно пропорциональна абсолютной влажности в приземном слое воздуха. Это объясняется избирательной радиационной способностью водяных паров: водяные пары задерживают и поглощают длинноволновую радиацию и сравнительно свободно пропускают радиацию коротковолновую. Поэтому с увеличением количества водяных паров в атмосфере интенсивность длинноволнового излучения уменьшается.

Определение величин  $(I+i)$ ,  $a$  и  $R$  в (52.4), т. е. расчет радиационного баланса снежного покрова, может быть произведено двумя способами: а) инструментальным и б) по эмпирическим формулам.

Первый из этих способов заключается в измерении величин  $(I+i)$ ,  $a$  и  $R$  с помощью актинометров или пиранометров [измеряющих  $(I+i)$ ], альбедометров (измеряющих  $a$ ) и пиргеометров (измеряющих  $R$ ). Инструментальный способ является наиболее точным; однако он может быть пока что использован для определения  $W_{\odot}$  лишь на гидрометеорологических станциях I разряда, имеющих необходимые для этого актинометрические приборы. На остальной сети станций инструментальный способ из-за отсутствия приборов использоваться быть не может.

Второй из указанных способов — по эмпирическим формулам — будет изложен ниже (способ П. П. Кузьмина).

Теплообмен с приземным слоем воздуха. Теплообмен снежного покрова с приземным слоем воздуха (как и теплообмен любой подстилающей поверхности) складывается из двух составляющих: 1) конвективного теплообмена и 2) теплообмена испарением и конденсацией.

При этом под конвективным теплообменом подразумевается передача тепла при соприкосновении турбулентно-перемешивающей массы воздуха с поверхностью снега, а под теплообменом испарением и конденсацией — затраты тепла на испарение и поступление тепла при конденсации водяных паров в снежном покрове.

Согласно современным воззрениям, конвективный теплообмен и теплообмен испарением для любой подстилающей поверхности описываются дифференциальными уравнениями [54]

$$P_k = AC \frac{d\theta}{p dz} \quad (а)$$

$$P_n = AL \frac{0,623 de}{p dz}, \quad (б)$$

где  $P_k$  — конвективный теплообмен в калориях на единицу поверхности за рассматриваемую единицу времени;

$P_n$  — теплообмен путем испарения и конденсации в калориях за эту же единицу времени;

$A$  — коэффициент обмена; характеризующий степень турбулентности в приземном слое воздуха;

$\theta$  — температура воздуха;

$e$  — абсолютная влажность воздуха;

$C_p = 0,2396$  — удельная теплоемкость воздуха;

$L$  — удельная теплота испарения;

$p$  — атмосферное давление в мм.

Так как, согласно изложенному,

$$W_n = P_k + P_n,$$

то, следовательно,

$$W_n = A \left( C_p \frac{d\theta}{p dz} + L \frac{0,623 de}{p dz} \right), \quad (53.4)$$

где  $W_n$  — теплообмен снежного покрова с приземным слоем воздуха в калориях на единицу поверхности в рассматриваемую единицу времени

В отличие от радиационного теплообмена теплообмен снежного покрова с приземным слоем воздуха может быть определен только одним способом — с помощью полуэмпирических уравнений, полученных из дифференциального уравнения (53.4); инструментальных способов измерения  $W_a$  в настоящее время еще не существует.

### Способы расчета теплообмена

В настоящее время имеются три способа расчета теплообмена  $W$  с окружающей средой:

- 1) способ П. П. Кузьмина,
- 2) способ Е. Г. Попова,
- 3) способ В. Л. Комарова.

Основным из этих способов является первый. Второй и третий способы являются упрощенными вариантами способа П. П. Кузьмина.

**Способ П. П. Кузьмина [41—47].** Впервые опубликован в 1944 г. В последующие годы способ неоднократно проверялся по материалам экспериментальных наблюдений и постепенно совершенствовался его автором. В настоящее время является наиболее физически обоснованным и точным способом расчета теплообмена снежного покрова с окружающей средой.

Способ Кузьмина — это способ расчета теплообмена по равенству (51.4)

$$W = W_{\odot} + W_B.$$

Таким образом, расчет  $W$  по этому способу подразделяется на две части: 1) расчет радиационного теплообмена снежного покрова и 2) расчет теплообмена снежного покрова с приземным слоем воздуха.

**Расчет радиационного теплообмена.** Радиационный теплообмен снежного покрова определяется П. П. Кузьминым по уравнению (52.4), исходя из предположения, что суточная сумма падающей на поверхность снега солнечной радиации (в  $\text{кал/сут}$ ) определяется двумя факторами: а) широтой места наблюдений и временем года и б) среднесуточной облачностью.

Первый из этих факторов определяет параллакс и максимальную высоту солнца и, следовательно, напряженность солнечной радиации в пункте наблюдений при отсутствии облачности. Исходя из этого и основываясь на материалах актинометрических наблюдений [76], П. П. Кузьмин принимает

$$(I+i) \approx (I+i)_0 (1 - 0,07N) \quad (\text{а})$$

и

$$(I+i)_0 = f(T, \varphi), \quad (\text{б})$$

где  $(I+i)$  — суточная сумма падающей на поверхность снега солнечной радиации в  $\text{кал/сут см}^2$ ;

$(I+i)_0$  — максимально возможная суточная сумма солнечной радиации при отсутствии облачности;

$N$  — среднесуточная облачность в баллах;

$T$  и  $\varphi$  — время года и широта пункта наблюдений.

Подставляя (а) в (52.4), имеем

$$W_{\odot} = (1-a)(I+i)_0(1-0,07N) - R. \quad (54.4)$$

Таким образом, расчет суточных сумм  $W_{\odot}$  в способе П. П. Кузьмина производится по данным о максимально возможной суточной сумме радиации  $(I+i)_0$ , суточной сумме эффективного излучения  $R$  и среднесуточной величине альбедо снега  $a$ . Определение этих величин автор способа рекомендует производить следующим образом.

1. Согласно (б) расчет  $(I+i)_0$  может быть произведен по среднесуточной величине этой величины с временем года и широтой пункта наблюдений; в частности, для расчета  $(I+i)_0$  может быть использована таблица В. Н. Украинцева [76] (табл. 17), в которой приводятся среднесуточные суммарные суммы солнечной радиации при отсутствии облачности для различных широт и месяцев года.

Таблица 17

Суточные суммы радиационного баланса

Широта пункта наблюдений	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь
50	220	390	560	690	740
55	170	330	510	665	720
60	130	286	475	645	700
65	85	240	446	637	690
70	58	200	445	647	710

В таблице приводятся величины  $(I+i)_0$  в  $\text{кал/сут см}^2$  на 15-ое число каждого месяца; напряженность радиации для других дней месяца (а также для пунктов с промежуточной широтой) находится обычно линейной интерполяцией.

2. Для расчета суточных сумм эффективного излучения автор способа рекомендует применять известную формулу Онгстрема [30]

$$R = \alpha T_n^4 (1-A) (1 - KN) + \sigma (T_c^4 - T_n^4), \quad (55.4)$$

где  $\alpha$  — 0,96 — коэффициент пропорциональности;

$\sigma$  —  $8,26 \cdot 10^{-11}$  — постоянная Стефана—Больцмана;

$A$  — коэффициент редукции на влажность воздуха;

$K$  — 0,075 — коэффициент редукции на общую влажность воздуха;

$N$  — среднесуточная облачность в баллах;

$T_c$  — среднесуточная абсолютная температура воздуха поверхности снега в  $^{\circ}\text{К}$ ;

$T_n$  — среднесуточная абсолютная температура приземного слоя воздуха в  $^{\circ}\text{К}$ .

Помимо этого, П. П. Кузьмин рекомендует применять для расчета  $R$  свою формулу, полученную из (55.4) при переходе от абсо-

лотной температуры снега и воздуха к температуре по шкале Цельсия

$$R = 1440 (0,464 + 0,0065t_a) (0,399 - 0,0178e) (1 - 0,075N) + 9,36 (t_c - t_a), \quad (56.4)$$

где  $t_c$  и  $t_a$  — температура поверхности снега и воздуха (на высоте 2 м);

$e$  — абсолютная влажность воздуха в мм.

В этом уравнении П. П. Кузьмин принимает  $t_c = 0$ , если  $t_a > 0^\circ$  и  $t_c = t_a$ , если  $t_a < 0^\circ$ .

3. Альbedo снега в (54.4) принимается П. П. Кузьминым либо постоянным для всего периода снеготаяния ( $a = 0,50 - 0,55$ ), либо постоянным для первой и второй половины снеготаяния в отдельности; в последнем случае альbedo принимается обычно равным 0,65—0,70 в первую половину снеготаяния до появления проталин, и 0,35—0,40 — во вторую половину, после появления проталин.

Расчет теплообмена с приземным слоем воздуха. Согласно (53.4), теплообмен снежного покрова с приземным слоем воздуха определяется характером распределения температуры и абсолютной влажности воздуха по высоте и турбулентностью в приземном слое воздуха.

В зависимости от исходной предпосылки о законе распределения температуры и абсолютной влажности воздуха по высоте, существуют два способа решения дифференциального уравнения (53.4). Первый из этих способов основан на предположении о логарифмическом законе распределения температуры и абсолютной влажности воздуха по высоте, т. е. на предположении, что температура и абсолютная влажность воздуха в различных точках атмосферы пропорциональны логарифму высоты.

В отличие от этого второй способ решения (53.4) основан на предположении о степенном законе вертикального распределения температуры и абсолютной влажности воздуха, т. е. на предположении, что изменения влажности и температуры воздуха по высоте пропорциональны  $z^n$ , где  $z$  — высота над поверхностью снежного покрова.

Рассматриваемый ниже способ П. П. Кузьмина является первым из указанных способов; иными словами, способ П. П. Кузьмина основан на предположении о логарифмическом законе распределения метеозаэлементов по высоте в приземном слое атмосферы.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Второй способ решения (53.4) разработан в основном в работах Д. Л. Лайхтмана и М. И. Будыко.

В соответствии с этой предпосылкой автор способа принимает<sup>1</sup>

$$A = \rho k_0^2 (z + z_0)^2 \frac{dv}{dz} \quad (в)$$

$$\tau = A \frac{dv}{dz}, \quad (г)$$

где  $\rho$  — плотность воздуха,  
 $k_0 = 0,38$  — постоянная Кармана,  
 $z_0$  — мера шероховатости\* подстилающей поверхности,  
 $v$  — скорость ветра,  
 $\tau$  — тангенциальное напряжение на границе раздела соседних слоев воздуха.

Из (в) следует

$$\frac{dv}{dz} = \frac{A}{\rho k_0^2 (z + z_0)^2}, \quad (д)$$

подставляя (г) в (д), получим

$$\frac{dv}{dz} = \frac{1}{k_0 (z + z_0)} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}. \quad (е)$$

Принтегрируем (е) от  $z_0$  до  $z + z_0$ ; при этом примем, что при  $z = z_0$   $v = 0$

$$v = \int_{z_0}^{z+z_0} \frac{dv}{dz} dz = \frac{1}{k_0} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \int_{z_0}^{z+z_0} \frac{dz}{z+z_0} = \frac{1}{k_0} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \ln \frac{z+z_0}{z_0}, \quad (ж)$$

откуда

$$\frac{1}{k_0} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} = \frac{v}{\ln \frac{z+z_0}{z_0}}. \quad (з)$$

Подставив (е) и (з) в (в), получим

$$A = \rho k_0^2 (z + z_0)^2 \frac{1}{k_0 (z + z_0)} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} = \rho k_0^2 (z + z_0) \frac{v}{\ln \frac{z+z_0}{z_0}}. \quad (и)$$

Примем, что распределение температуры и абсолютной влажности воздуха по высоте в приземном слое атмосферы подобно вертикальному распределению скорости ветра; исходя из этого, по аналогии с (е)

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{1}{k_0 (z + z_0)} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}. \quad (к)$$

$$\frac{de}{dz} = \frac{1}{k_0 (z + z_0)} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}. \quad (л)$$

<sup>1</sup> Равенства (в) и (г) являются исходными предпосылками теории турбулентности приземного слоя воздуха, разработанной Прандтлем и Карманом.

Принтегрируем (к) и (л) от  $z_0$  до  $z + z_0$ ; при этом в отличие от (ж) примем, что при  $z = z_0$ ,  $\Theta = \Theta_0$  и  $e = e_0$

$$\Theta - \Theta_0 + \int_{z_0}^{z+z_0} \frac{d\Theta}{dz} = \Theta_0 + \frac{1}{k_0} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \ln \frac{z+z_0}{z_0}, \quad (м)$$

$$e - e_0 + \int_{z_0}^{z+z_0} \frac{de}{dz} = e_0 + \frac{1}{k_0} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \ln \frac{z+z_0}{z_0}. \quad (н)$$

Из (м) и (н) следует

$$\frac{1}{k_0} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} = \frac{\Theta - \Theta_0}{\ln \frac{z+z_0}{z_0}} \quad (п)$$

$$\frac{1}{k_0} \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} = \frac{e - e_0}{\ln \frac{z+z_0}{z_0}} \quad (р)$$

Подставляя (п) и (р) в (к) и (л), получим

$$\frac{d\Theta}{dz} = \frac{1}{z+z_0} \frac{\Theta - \Theta_0}{\ln \frac{z+z_0}{z_0}} \quad (с)$$

$$\frac{de}{dz} = \frac{1}{z+z_0} \frac{e - e_0}{\ln \frac{z+z_0}{z_0}} \quad (т)$$

Подставляя далее (н), (с) и (т) в (53.4), получим

$$W_n = \rho k_0^2 \frac{v}{\left(\ln \frac{z+z_0}{z_0}\right)^2} \left[ c_p (\Theta - \Theta_0) + L \frac{0,623}{p} (e - e_0) \right],$$

или

$$W_n = \rho k_0^2 \frac{v}{\left(\ln \frac{z+z_0}{z_0}\right)^2} c_p [(\Theta - \Theta_0) + m (e - e_0)], \quad (57.4)$$

где

$$m = \frac{0,623 L}{c_p p} \approx 2,27.$$

Уравнение (57.4) можно назвать уравнением П. П. Кузьмина для расчета теплообмена снежного покрова с приземным слоем воздуха. Принимая в этом уравнении  $\rho = 0,00129$ ,  $k_0 = 0,38$ ,  $z = 2,0$  м,  $z_0 \approx 0$ ,  $c_p = 0,2396$ ,  $\Theta_0 = 0$  и  $e_0 = 4,6$  (максимальная упругость водяных паров при температуре поверхности  $0^\circ$ ), П. П. Кузьмин получил

$$W_n = 0,29v [\Theta + 2,27 (e - 4,6)] \text{ кал/см}^2 \text{ час}, \quad (58.4)$$

где  $v$  — средняя скорость ветра в рассматриваемый период времени;  $\Theta$  и  $e$  — средняя температура и абсолютная влажность воздуха за этот же период на высоте 2 м над поверхностью снежного покрова.

В одной из последних своих работ [47] П. П. Кузьмин рекомендует учитывать при расчете теплообмена с приземным слоем воздуха гидродинамические свойства снега — его шероховатость.

Уточнив коэффициенты уравнения (58.4) (исходя из данных экспериментальных исследований) и переходя от абсолютной влажности в миллиметрах к абсолютной влажности в миллибарах, П. П. Кузьмин рекомендует применять для расчета  $W_n$  уравнение

$$W_n = \epsilon v [\Theta + 1,75 (e - 6,9)], \quad (59.4)$$

где  $\epsilon$  — коэффициент, учитывающий гидродинамические свойства снежного покрова; для территории южнее  $52^\circ$  с. ш. (степная зона) автор рекомендует принимать  $a = 0,075$ , а для территории севернее  $52^\circ$  с. ш.  $a = 0,050$ ;

$e$  — абсолютная влажность воздуха (на высоте 2 м) в миллибарах.

Суммируя изложенное, имеем, что способ П. П. Кузьмина — это способ расчета теплообмена снежного покрова с окружающей средой по уравнениям (51.4), (54.4) и (58.4); подставляя (54.4) и (59.4) в (50.4), получим

$$W = (I + i)_0 (1 - 0,07N) (1 - a) - R + \epsilon v [\Theta + 1,75 (e - 6,9)]. \quad (60.4)$$

Величина  $R$  в этом равенстве может быть определена по равенствам (55.4) или (56.4).

**Способ Е. Г. Попова [63].** Способ Е. Г. Попова — это упрощенный вариант способа П. П. Кузьмина. Отличие его от способа П. П. Кузьмина заключается в том, что величины  $(I + i)$ ,  $R$  и  $e$  в уравнениях (54.4) и (58.4) определяются Е. Г. Поповым приближенно по связям с температурой воздуха

$$\left. \begin{aligned} (I + i) &= f(t) \\ R &= f(t) \\ e &= f(t) \end{aligned} \right\} \quad (а)$$

где  $t$  — температура воздуха.

Зависимость вида (а) установлена автором способа для 12 пунктов Европейской территории Советского Союза: Муром, Москвы, Горького, Тулы, Орла, Ельня, Воронежа и др. Для этих пунктов автор получил следующие соотношения между температурой воздуха и величинами  $(I + i)$ ,  $R$  и  $e$  (с коэффициентами корреляции  $r = 0,78 - 0,79$ ):

$$(I + i) = 57 (t_{\max} - t_{\text{cp}}) - 12, \quad (б)$$

$$R = 22 (t_{\text{cp}} - t_{\min}), \quad (в)$$

$$e = 0,35t_n + 4,11 \text{ (при } -3^\circ \leq t_n \leq +8^\circ), \quad (г)$$

где  $t_{\max}$  и  $t_{\min}$  — наибольшая и наименьшая за сутки температура воздуха (на высоте 2 м);

$t_{\text{cp}}$  — среднесуточная температура воздуха.

Подставляя (б) и (в) в (54.4), а (г) в (58.4), имеем

$$W_{\odot} = 57(1-a)(t_{\max} - t_{\text{cp}} - 0,2) - 22(t_{\text{cp}} - t_{\min}) \text{ кал/см}^2 \text{ сут (д)}$$

$$W_{\text{н}} = 0,5v(t_{\text{cp}} - 0,5) \text{ кал/см}^2 \text{ час. (е)}$$

Вследствие того, что снеготаяние имеет резко выраженный суточный характер, Е. Г. Попов рекомендует рассчитывать теплообмен снежного покрова раздельно для дневного и ночного времени. Очевидно, ночью  $(I+i)=0$ . Принимая  $(I+i)=0$ , получим из (д)

$$W_{\odot \text{н}} = -22(t_{\text{cp}} - t_{\min}). \quad (\text{ж})$$

Подставляя (д) и (е) в (51.4) и рассчитывая теплообмен в  $\text{кал/см}^2 \text{ 12 час}$ , получим

$$W_{\text{д}} = 57[(1-a)(t_{\max} - t_{\text{cp}} - 0,2) - 0,2(t_{\text{cp}} - t_{\min}) + 0,1v_{\text{д}}(t_{\text{д}} - 0,5)] \text{ кал/см}^2 \text{ 12 час, (61.4)}$$

где  $W_{\text{д}}$  — дневной теплообмен снежного покрова,  $v_{\text{д}}$  и  $t_{\text{д}}$  — дневные скорость ветра и температура воздуха.

Аналогично этому, подставляя в (51.4) равенства (ж) и (е), получим ночной теплообмен снежного покрова

$$W_{\text{н}} = 57[0,1v_{\text{н}}(t_{\text{н}} - 0,5) - 0,2(t_{\text{cp}} - t_{\min})] \text{ кал/см}^2 \text{ 12 час, (62.4)}$$

где  $W_{\text{н}}$  — ночной теплообмен снежного покрова,  $v_{\text{н}}$  и  $t_{\text{н}}$  — ночные скорость ветра и температура воздуха.

Альbedo снега в (61.4) Е. Г. Попов рекомендует принимать в зависимости от плотности снежного покрова по следующей шкале (табл. 18).

Таблица 18  
Альbedo снежного покрова

Характеристика снега	Плотность	Альbedo (θ/θ)
Свежевыпавший рыхлый сухой	0,10—0,17	95—85
Кристаллический сухой	0,25—0,28	85—75
Мелкозернистый влажный	0,28—0,30	75—65
Крупнозернистый тлющий	0,30—0,35	65—55
Тлющий	≥0,35	55—45

**Способ В. Д. Комарова [36].**<sup>1</sup> Способ В. Д. Комарова является простейшим способом расчета теплообмена снежного покрова по данным о температуре воздуха за рассматриваемый период времени. Сравнивая его с изложенными выше способами П. П. Кузьмина и

<sup>1</sup> Способ излагается в несколько измененном виде с учетом работы З. И. Дармана [15].

Е. Г. Попова, можно отметить, что способ В. Д. Комарова — это упрощенный вариант способа Попова, основанный на предположении, что минимальная и максимальная температуры воздуха в (61.4) и (62.4) являются функциями средней температуры, т. е.

$$\begin{aligned} t_{\max} &= f(t_{\text{cp}}), \\ t_{\min} &= f(t_{\text{cp}}). \end{aligned} \quad (\text{а})$$

Учитывая (а) и принимая в (61.4) и (62.4)  $v_{\text{д}} = \text{const}$  и  $v_{\text{н}} = \text{const}$ , получим из этих уравнений

$$W_{\text{н}} = f_{\text{н}}(+t_{\text{cp}}), \quad (\text{б})$$

где  $W$  — суммарный теплообмен снежного покрова с окружающей средой в  $\text{кал/см}^2 \text{ сут}$ ;

$t_{\text{cp}}$  — среднесуточная температура воздуха.

Очевидно, что зависимость эта является весьма приближенной, что объясняется главным образом приближенностью предпосылки о постоянстве скорости ветра в (61.4) и (62.4); по этой (в основном) причине невозможно построить одну общую зависимость (б) для поля и леса, так как скорости ветра в лесу и поле значительно отличаются друг от друга. Поэтому расчет  $W$  автор способа рекомендует производить раздельно для поля и леса по равенствам

$$\begin{aligned} W_{\text{п}} &= k_{\text{п}}(+t_{\text{cp}}) \\ W_{\text{л}} &= k_{\text{л}}(+t_{\text{cp}}) \end{aligned} \quad (\text{63.4})$$

где  $W_{\text{п}}$  и  $W_{\text{л}}$  — теплообмен снежного покрова в поле и в лесу в  $\text{кал/см}^2 \text{ сут}$ ;

$+t_{\text{cp}}$  — положительная среднесуточная температура воздуха;

$k_{\text{п}}$  и  $k_{\text{л}}$  — коэффициенты пропорциональности для поля и леса.

Коэффициенты пропорциональности  $k$  в этих равенствах определяются по данным экспериментальных наблюдений над процессом снеготаяния; из этих данных следует, что в среднем  $k_{\text{п}} = 45-50 \text{ кал/см}^2 \text{ сут град}$ ,  $k_{\text{л}} = 20-25 \text{ кал/см}^2 \text{ сут град}$ . Таким образом, интенсивность теплообмена снежного покрова в лесу примерно в два раза меньше интенсивности теплообмена в поле.

Подставляя указанные величины  $k$  в (63.4), имеем

$$\begin{aligned} W_{\text{п}} &\approx 50(+t_{\text{cp}}) \text{ кал/см}^2 \text{ сут} \\ W_{\text{л}} &\approx 20(+t_{\text{cp}}) \text{ кал/см}^2 \text{ сут} \end{aligned} \quad (\text{63. а})$$

Эти равенства являются расчетными в способе В. Д. Комарова.



### 3) Водоотдача из снежного покрова в период снеготаяния

#### Общие сведения

Согласно (50.4), расчет водоотдачи из снежного покрова производится по данным о теплообмене и водоудерживающей способности снежного покрова в период снеготаяния. Способы определения теплообмена  $W$  снежного покрова рассмотрены выше. Перейдем к изложению способов определения  $\Delta c$  при расчетах водоотдачи  $h_T$  по уравнению (50.4).

Водоудерживающая способность снежного покрова определяется объемом пустот в единице объема снега; иными словами, величины  $c_1$  и  $c_2$  в (47.4) определяются плотностью и высотой снежного покрова: чем меньше плотность и больше высота снежного покрова, тем больше суммарный объем пустот в вертикальной колонке снега и, следовательно, тем большее количество талой воды может быть задержано во всей толще снежного покрова.

Наибольшее количество талой воды задерживается в свежевыпавшем снеге, имеющем небольшую плотность. С течением времени снег уплотняется, перекристаллизуется, объем пустот в нем уменьшается и, следовательно, уменьшается потенциальная возможность задержания талой воды; наконец, в конце интенсивного снеготаяния объем пустот вновь увеличивается в результате оттаивания зерен снега по всей толщине снежного покрова. В этот период снег становится ноздреватым, „карстообразным“; чрезмерно увеличивающиеся пустоты соединяются друг с другом и образуют сеть вертикальных промоин, дренирующих всю толщу снежного покрова. В результате этого, по мере увеличения объема пустот, количество задержанной в снеге талой воды сперва немного возрастает, а затем сравнительно резко уменьшается до минимума.

Водоудерживающая способность может быть выражена не только в абсолютных единицах  $c$  (в мм слоя), но и в относительных единицах

$$\alpha = \frac{c}{H}, \quad (64.4)$$

где  $\alpha$  — относительная водоудерживающая способность снежного покрова в процентах;

$c$  — количество талой воды, задержанной в снеге, в миллиметрах;

$H = h + c$  — общий запас воды в снеге (включая и талую воду  $c$ ) в миллиметрах.

В соответствии с изложенным относительная водоудерживающая способность  $\alpha$  определяется пористостью снега, т. е. его плотностью и структурой.

Так, например, по данным В. Н. Рутковского [69], которым проведены многочисленные наблюдения над влажностью снега в период таяния, относительная водоудерживающая способность мелко-

зернистого неперекристаллизовавшегося снега в начале интенсивного таяния достигает 45%, а влажность перекристаллизовавшегося снега в конце таяния — до 21%. В среднем, как отмечает В. Д. Комаров [36], влажность снега в период таяния (под влажностью подразумевается относительная водоудерживающая способность) „колеблется в пределах от 35% для мелкозернистого снега в начале снеготаяния до 3—4% для крупнозернистого снега в конце снеготаяния“. „Другими словами, — отмечает В. Д. Комаров, — снежный покров в 120 мм (в пересчете на воду) может в начальный период временно задержать до 35 мм талой воды, отдавая ее затем в течение всего периода таяния“.

Аналогичные данные получены П. П. Кузьминым [47] по наблюдениям над процессом таяния на водосборах Валдайской научно-исследовательской гидрологической лаборатории; согласно этим данным, относительная водоудерживающая способность колеблется в весьма широких пределах в зависимости от плотности и структуры снега: от  $\alpha = 50\%$  для свежевыпавшего метелевого снега с плотностью 0,18 до  $\alpha = 15\%$  для старого крупнозернистого снега с плотностью 0,42.

Основываясь на приведенных данных и главным образом на данных наблюдений на Валдайской научно-исследовательской лаборатории ГГИ, А. Г. Ковзель [33] установил аналитическую связь относительной водоудерживающей способности с плотностью снега в виде

$$\alpha = \frac{11}{d} - 11, \quad (65.4)$$

где  $\alpha$  — относительная водоудерживающая способность в процентах,  
 $d$  — плотность снега.

Согласно данным А. Г. Ковзеля, зависимость (65.4) может быть использована для ориентировочной оценки водоудерживающей способности снега с плотностью от 0,18 до 0,42; ошибки расчетов по этой зависимости равны в среднем  $\pm 5\%$ .

#### Способы расчета водоотдачи

В настоящее время существуют два способа учета водоудерживающей способности снежного покрова при расчетах водоотдачи  $h$  по уравнению (50.4): 1) А. Г. Ковзеля и 2) З. И. Дармана.

Изложение этих способов приводится ниже.

**Способ А. Г. Ковзеля.** Способ предложен в 1954 г. и проверен его автором по материалам гидрометрических наблюдений на Валдайской научно-исследовательской лаборатории ГГИ.

Способ основан на следующих предположениях:

1) относительная водоудерживающая способность снега в период водоотдачи  $\alpha = \text{const}$ ;

2) величина  $\Delta c_T$  в (50.4) пропорциональна количеству талой воды, образующейся в снеге в период  $T$ .

Из первой предпосылки и уравнения (64.4) следует, что количество задержанной в снеге талой воды

$$c = \alpha H \quad (64.а)$$

в период водоотдачи будет уменьшаться с уменьшением общего запаса воды в снеге  $H$ . Поэтому величина  $\Delta c_T$  в (47.4) в период водоотдачи отрицательна и, следовательно, уравнение (50.4) для этого периода имеет вид

$$h_T = \beta \frac{1}{\gamma} (W_T + \gamma \Delta c_T). \quad (50.а)$$

Из второй предпосылки способа следует

$$\Delta c_T = AB_T = \frac{1}{\gamma} A W_T, \quad (66.4)$$

где  $B_T = \frac{1}{\gamma} W_T$  — количество талой воды, образовавшееся в снежном покрове в период  $T$ ;

$W_T$  — тепловой баланс снежного покрова за этот период времени;

$A$  — коэффициент пропорциональности.

Коэффициент  $A$  в (66.4) равен, согласно А. Г. Ковзелью, относительной влажности снега, под которой понимается количество находящейся в снеге талой воды по отношению к запасу воды в снеге в твердой фазе, т. е.

$$A = \frac{c}{H - c}, \quad (67.4)$$

где  $c$  — количество задержанной в снеге талой воды (в мм),

$H$  — общий запас воды в снежном покрове в твердой и жидкой фазах.

Подставляя в (67.4) равенство (64.а), имеем

$$A = \frac{\alpha}{1 - \alpha}. \quad (68.4)$$

Таким образом, коэффициент  $A$  в (66.4) определяется водоудерживающей способностью снега  $\alpha$ .

Подставляя уравнения (68.4) и (66.4) в (50.а), получим

$$h_T = \frac{1}{\gamma} \beta W_T \left(1 + \frac{\alpha}{1 - \alpha}\right) = \frac{1}{\gamma} \frac{1}{1 - \alpha} \beta W_T = \frac{1}{\gamma} \beta k W_T, \quad (69.4)$$

где  $h_T$  — средняя для всей площади бассейна высота талого стока в момент  $T$ ;

$\beta = \frac{F_c}{Q}$  — покрытость снегом площади бассейна;

$k = \frac{1}{1 - \alpha}$  — коэффициент водоотдачи.

Уравнение (69.4) является расчетным в способе А. Г. Ковзеля. При этом необходимо обратить внимание, что расчет  $h_T$  по этому уравнению может производиться, согласно изложенному, только после начала водоотдачи, т. е. при условии

$$\sum_0 W \geq \gamma \alpha H, \quad (70.4)$$

где  $\sum_0 W$  — сумма теплового баланса снежного покрова от начала таяния;

$H$  — запас воды в снеге к началу таяния.

При выполнении этого условия количество задержанной в снеге талой воды  $c$  достигает максимума и начинается процесс водоотдачи.

Величины  $W_T$ ,  $k$  и  $\beta$  в (69.4) определяются следующим образом:

1) теплообмен снежного покрова  $W_T$  автор способа рекомендует определять по П. П. Кузьмину [по уравнению (60.4)]; однако в принципе для определения  $W$  могут быть также использованы способы Е. Г. Попова и В. Д. Комарова;

2) согласно изложенному, водоудерживающая способность снега в период водоотдачи колеблется от 50 до 15% и в среднем может быть принята равной 30%; принимая  $\alpha = 0,30 = \text{const}$ , А. Г. Ковзель получает

$$k = \frac{1}{1 - \alpha} = \frac{1}{1 - 0,30} = 1,43 = \text{const}.$$

Эту величину  $k$  автор способа рекомендует применять при расчетах  $h$  по (69.4);

3) коэффициент покрытости  $\beta$  определяется автором способа с помощью кривой обеспеченности запаса воды в снеге (рис. 77), которая строится по данным маршрутных снегомерных съемок в бассейне перед началом таяния.<sup>1</sup>

По оси ординат этой кривой откладывается запас воды в снеге в точках снегомерных наблюдений (в мм), а по горизонтальной — число точек измерений высоты и плотности снега (в абсолютных и относительных единицах).

<sup>1</sup> Подобные кривые были впервые предложены В. Д. Комаровым [36] для учета неравномерности таяния на площади водосбора.

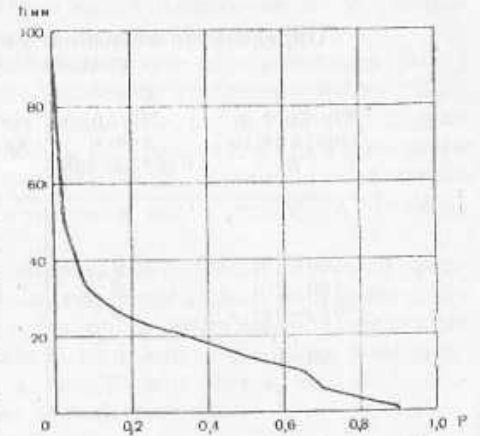


Рис. 77. Кривая обеспеченности снегозапасов.

Построение кривой обеспеченности производится по данным табл. 19, в которой приводятся в гр. 1 — интервалы величин запаса воды в снеге, начиная от максимального запаса, в гр. 2 — число точек, запас воды в которых находится в пределах данного интервала, в гр. 3 — интегральная сумма точек и в гр. 4 — обеспеченность как отношение числа  $n$  в гр. 3 к общему числу точек наблюдений  $N$ .

Построение кривой производится по данным гр. 1 и 4, по вертикальной оси графика откладываются интервалы  $h$ , а по горизонтальной — обеспеченность средней величины  $h$  в данном интервале в процентах.

Таблица 19

Определение координат кривой обеспеченности снеготазпасов

Интервалы запаса воды $h$	Число точек наблюдений	Интегральная сумма точек $n$	Обеспеченность $P = \frac{n}{N}$
1	2	3	4
200—181	2	2	0,5
180—161	6	8	2
160—141	10	18	4,5
20—0	10	400	100

Так как измерения высоты и плотности снега при маршрутных снегосъемках производятся через одинаковые интервалы, то число точек снегомерных наблюдений принимается пропорциональным площади водосбора; исходя из этого, обеспеченность  $P$  в табл. 19 принимается равной

$$P = \frac{n}{N} \approx \frac{F}{\Omega},$$

где  $\Omega$  — площадь водосбора, пропорциональная общему числу точек наблюдений  $N$ ;

$F$  — площадь, пропорциональная числу точек  $n$ .

При использовании кривой обеспеченности для определения покрытости снегом площади бассейна принимается  $\beta = P$ , что следует из приведенного выше соотношения  $P = \frac{F}{\Omega}$ ; так как  $F$  представляет собой площадь, покрытую снегом, то, следовательно,  $P$  равно относительной величине площади, покрытой снегом, т. е.  $P = \beta$ .

Для определения  $\beta$  по кривой обеспеченности снеготазпасов (которая строится перед началом таяния) используются данные о суммарной водоотдаче из снежного покрова от начала снеготаяния до данного момента  $T \left( \sum_0^T h \right)$ ; откладывая по вертикальной оси кривой

обеспеченности (рис. 77) величину  $\sum_0^T h$ , получим на горизонтальной

оси величину покрытости снегом площади бассейна  $\beta$  в момент  $T$ .

Изложенный способ расчета водоотдачи по (69.4) и кривой обеспеченности снеготазпасов является физически обоснованным и наиболее точным. Ошибки расчета по этому способу определяются в основном приближенностью предпосылки  $\alpha = 0,30 = \text{const}$ ; поэтому уточнение способа может быть достигнуто путем дифференцированного учета  $\alpha$  для различных ландшафтных зон бассейна и различных периодов таяния.

**Способ З. И. Дармана [15].** Способ разработан З. И. Дарманом совместно с Н. Д. Лебедевой и опубликован в 1954 г.

Способ заключается в расчете водоотдачи по уравнениям (69.4) и (63. а); таким образом, отличие способов З. И. Дармана и А. Г. Ковзеля заключается в том, что величину  $W_T$  в (69.4) З. И. Дарман рекомендует определять по способу В. Д. Комарова. Следствием этого является то, что расчет  $h_T$  по способу З. И. Дармана производится с учетом лесистости бассейна, в то время как в способе А. Г. Ковзеля лесистость не учитывается.

Исходной предпосылкой рассматриваемого способа является предположение, что водоудерживающая способность снега постоянна в период таяния, но различна в лесу и в поле; автор способа предлагает принимать для всего периода таяния следующие величины водоудерживающей способности: в поле  $\alpha_n = 0,20$  и в лесу  $\alpha_n = 0,30$ .

Подставляя в (69.4) равенства (63. а), получим

$$(h_n)_T = 6\beta_n k_n (+ t_{cp}) \quad (а)$$

и

$$(h_n)_T = 2,5\beta_n k_n (+ t_{cp}), \quad (б)$$

где  $(h_n)_T$  и  $(h_n)_T$  — талый сток (в мм) в поле и в лесу;

$\beta_n$  и  $\beta_n$  — коэффициенты покрытости снегом в поле и в лесу;

$k_n$  и  $k_n$  — коэффициенты водоотдачи в поле и в лесу.

Средняя высота талого стока для всей площади водосбора будет, очевидно, равна средневзвешенной величине из величин  $h_n$  и  $h_n$  для поля и леса, т. е.

$$h_T = \frac{\omega_n}{\Omega} (h_n)_T + \frac{\omega_n}{\Omega} (h_n)_T = (1-l) (h_n)_T + l (h_n)_T \quad (в)$$

где  $h_T$  — средняя высота талого стока на площади водосбора  $\Omega$ ;

$\omega_n$  и  $\omega_n$  — площади поля и леса;

$l = \frac{\omega_n}{\Omega}$  — лесистость бассейна.

Учитывая, что коэффициент водоотдачи, согласно (69.4),

$$k = \frac{1}{1-\alpha}, \quad (r)$$

получим, подставляя (а), (б) и (г) в (в),

$$\begin{aligned} h_T &= (1-l) \frac{6}{1-\alpha_n} \beta_n (+t_T^c) + l \frac{2,5}{1-\alpha_n} \beta_n (+t_T^c) = \\ &= (1-l) \frac{6}{1-0,2} \beta_n (+t_T^c) + l \frac{2,5}{1-0,3} \beta_n (+t_T^c) = \\ &= [7,5(1-l) \beta_n + 3,6l \beta_n] (+t_T^c). \end{aligned} \quad (71.4)$$

Это уравнение является расчетным уравнением способа З. И. Дармана. Величины  $\beta_n$  и  $\beta_n$  в этом уравнении наиболее точно могут быть определены, как и в способе А. Г. Ковзеля, путем построения кривых обеспеченности запаса воды в снеге в поле и в лесу.

Приближенно величины  $\beta_n$  и  $\beta_n$  в (71.4) определяются З. И. Дарманом, исходя из предположения

$$\beta_n = \beta_n = f\left(\frac{\sum_0^T h_n}{H_n}\right), \quad (д)$$

где  $\sum_0^T h_n$  — суммарная водоотдача из снежного покрова в поле от начала таяния до данного момента  $T$ ;

$H_n$  — запас воды в снеге перед началом таяния (в поле).

Учитывая (д), получим из (71.4) зависимость

$$\frac{h_T}{+t_T^c} = f\left(\frac{\sum_0^T h_n}{H_n}, l\right). \quad (72.4)$$

Исходя из этого, З. И. Дарманом и Н. Д. Лебедевой построена номограмма (рис. 78) для расчета  $\frac{h_T}{+t_T^c}$  (т. е. количества талого стока, образующегося на каждый  $1^\circ \text{C}$ ); величины  $\frac{h_T}{+t_T^c}$  при построении этой номограммы определялись по уравнению (71.4).

Расчет  $\frac{h_T}{+t_T^c}$  по этой номограмме производится по данным о ле-

систости бассейна  $l$  и относительной величине  $\frac{\sum_0^T h_T}{H_T}$ , где  $\sum_0^T h_T$  — суммарная высота талого стока от начала таяния до данного момента  $T$  и  $H_T$  — запас воды в снеге перед началом таяния (в поле).

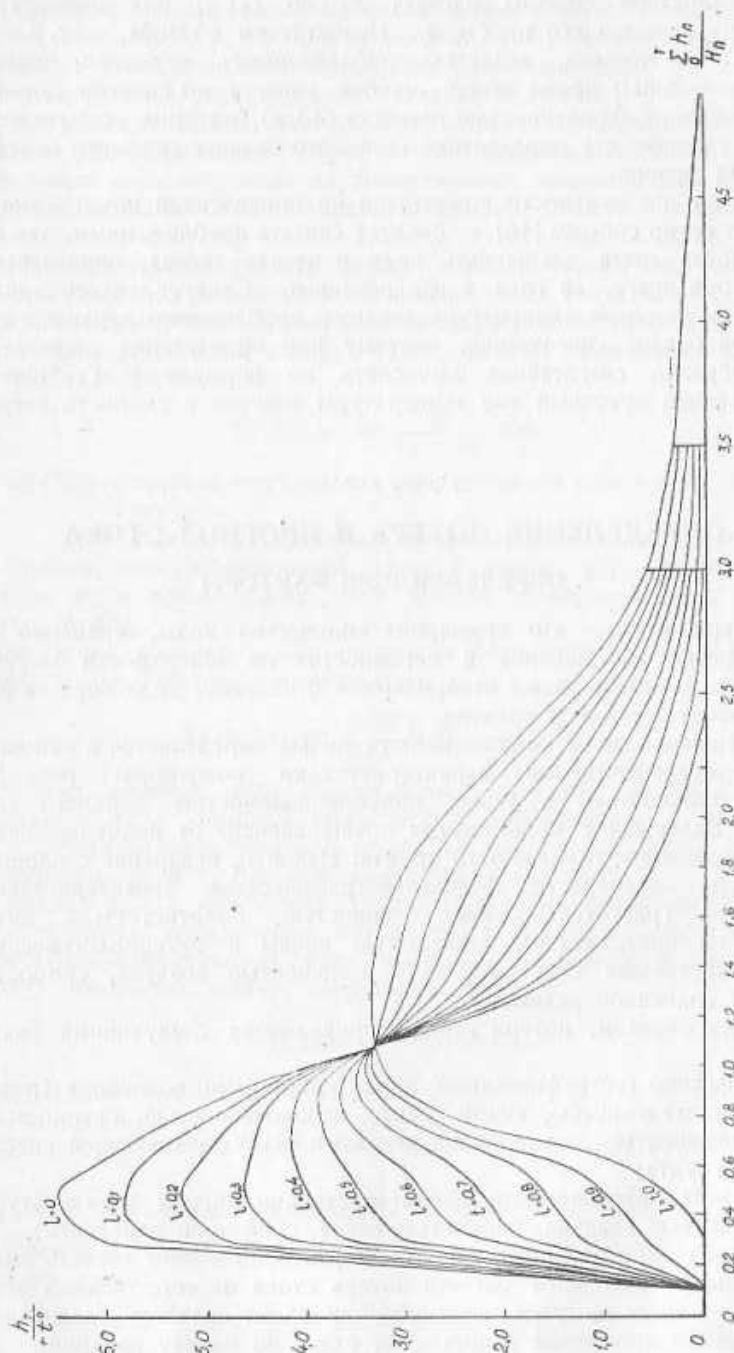


Рис. 78. Номограмма З. И. Дармана и Н. Д. Лебедевой для расчета интенсивности водоотдачи в период снеготаяния.

Достоинством способа расчета  $h_1$  по (71.4) или номограмме (рис. 78) является его простота. Недостатком способа, как и способа А. Г. Ковзеля, является приближенность исходной предпосылки  $\alpha = \text{const}$ ; кроме этого, ошибки расчета по способу Дармана объясняются приближенностью равенств (63. а), которые используются в этом способе для определения теплового баланса снежного покрова в период таяния.

„Расчет интенсивности водоотдачи по приведенной номограмме, — отмечает автор способа [15], — следует считать приближенным, так как способность снега удерживать воду в начале таяния, определяемая структурой снега, из года в год различна. Следует учесть также, что среднесуточная температура воздуха приближенно характеризует тепловой баланс снеготаяния, поэтому при определении водоотдачи целесообразно снеготаяние вычислять по формуле Е. Г. Попова, учитывающей суточный ход температуры воздуха и скорость ветра“.

## Глава V

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОТЕРЬ И ПРОГНОЗ СТОКА

#### 1. ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Потери стока — это суммарное количество воды, временно или безвозвратно задержанное в неровностях на поверхности бассейна и внутри почвы, а также испарившееся с площади водосбора за рассматриваемую единицу времени.

Задержание воды на поверхности почвы определяется в основном физико-географическими характеристиками водосбора: рельефом и растительностью, а также водопроницаемостью верхнего слоя грунта. Задержание воды внутри почвы зависит от водоудерживающей способности и влажности грунта. Наконец, испарение с площади водосбора определяется физико-географическими характеристиками водосбора (растительностью, озерностью, болотистостью, видом грунта на поверхности), влажностью почвы и метеорологическими характеристиками: температурой и влажностью воздуха, скоростью ветра и солнечной радиацией.

Таким образом, потери стока определяются следующими факторами:

- 1) физико-географическими характеристиками водосбора (рельефом, растительностью, видом грунта, заболоченностью, озерностью);
- 2) влажностью, водопроницаемостью и водоудерживающей способностью грунта;
- 3) метеорологическими характеристиками погоды (температурой и влажностью воздуха, скоростью ветра, солнечной радиацией).

Уже из одного перечисления этих факторов можно сделать вывод о сложности проблемы расчета потерь стока на естественных водосборах. Вместе с этим указанная проблема является главной, центральной проблемой в прогнозах стока по методу изохрон.

„Проблема исследования процесса формирования дождевых паводков, — отмечает К. П. Воскресенский [13], — содержит в себе две части: 1) определение суммарной величины стока от осадков и 2) установление распределения стока во времени.

Большинство исследований речного паводка произведено главным образом для разрешения второй части проблемы. Однако первая часть имеет не менее, если не более важное значение для предвычисления паводков. Сток выпавших дождевых осадков в большинстве случаев составляет не более 5—10% их объема. Поэтому самые совершенные методы расчета формы паводка теряют свое значение при приближенном определении величины стока по осадкам“.

В самом деле, ошибка определения эффективного стока  $h = x - p$  (т. е. стока за вычетом потерь) будет равна (в предположении точной регистрации осадков)

$$\delta h (\%) = \pm \frac{\delta p}{(x-p)} 100, \quad (а)$$

где  $\delta h (\%)$  — ошибка определения эффективного стока  $h$  (в процентах);

$\delta p$  — ошибка определения потерь стока в долях от  $p$ .

Примем, что эффективный сток  $h$  равен 10% от выпавших осадков  $x$ , и предположим, что потери  $p$  определяются с точностью  $\pm 10\%$ .

Из этого следует:  $x - p = 0,1x$  и  $\delta p = \pm 0,1p = \pm 0,1(x - 0,1x) = \pm 0,09x$  и, следовательно,

$$\delta h (\%) = \pm \frac{0,09x}{0,1x} 100 = \pm 90\%.$$

Иными словами, при определении потерь стока с точностью  $\pm 10\%$  ошибки вычисления эффективного стока  $h$  [и, следовательно, ошибки прогноза стока по (15.4)] могут достигать  $\pm 90\%$  от фактических величин  $h$ .

Исходя из (а), можно решить и обратную задачу: какова должна быть точность определения потерь стока для того, чтобы ошибка вычисления эффективного стока  $h = x - p$  не превышала, например,  $\pm 20\%$ . Решая эту задачу, получим из (а)

$$\delta p (\%) = (x - p) \delta h (\%) \quad (б)$$

или, разделив обе части на  $x$ ,

$$\frac{\delta p (\%)}{x} = \delta \eta (\%) = \pm \frac{x-p}{x} \delta h (\%) = \pm \eta \delta h (\%), \quad (в)$$

где  $\delta \eta (\%)$  — ошибка определения коэффициента стока  $\eta = \frac{x-p}{x}$ .

Принимая, согласно изложенному,  $x - p = 0,1x$  и  $\delta h (\%) = 20$ , получим из (в)

$$\delta \eta (\%) = \pm \frac{0,1x}{x} 20 = \pm 2\%.$$

Таким образом, ошибка определения эффективного стока  $h = x - p$  и, следовательно, ошибка прогноза стока по (15.4) не будет превышать в рассматриваемом случае  $\pm 20\%$  от фактической величины  $h$  только в том случае, если ошибка вычисления коэффициента стока  $\eta$  не будет превышать  $\pm 2\%$ .

Из этого следует, что проблема точного вычисления потерь стока действительно является основной проблемой в методе изохрон, так как сравнительно небольшие погрешности в определении потерь приводят к значительному уменьшению точности прогноза стока.

Если учесть, что проблема точного вычисления потерь еще далеко не разрешена, то из этого так же следует, что вопрос расчета потерь является самым узким местом в прогнозах стока по методу изохрон.

## 2. КЛАССИФИКАЦИЯ СПОСОБОВ РАСЧЕТА ПОТЕРЬ И ПРОГНОЗА СТОКА

Существующие в настоящее время способы определения потерь при прогнозах стока по методу изохрон можно разбить на две группы: способы определения абсолютных величин потерь стока и способы определения относительных величин потерь стока в долях от количества осадков на площадь водосбора.

Способы первой группы основаны на предположении, что

$$P = f\left(\sum \Phi\right), \quad (a)$$

где  $\sum \Phi$  — сумма указанных выше факторов, определяющих потери на площади водосбора.

При использовании способов этой группы прогноз стока производится по формуле (15.4)

$$y'_T = \sum_{i=1}^{i=n} f_i(x-p)_{T-(i-1)\Delta t}$$

Способы второй группы основаны на предположении, что

$$\eta = \frac{x-p}{x} = f\left(\sum \Phi\right), \quad (б)$$

т. е. на предположении, что указанные выше факторы определяют не абсолютную величину потерь стока  $P$ , а коэффициент стока  $\eta$ .

Прогноз стока при использовании способов второй группы дается по формуле

$$y'_T = \sum_{i=1}^{i=n} f_i(x\eta)_{T-(i-1)\Delta t}, \quad (73.4)$$

которая следует из (15.4) при

$$(x-p) = x\eta. \quad (в)$$

Помимо указанного подразделения, способы расчета потерь стока могут быть разделены, в зависимости от рассматриваемого периода, на способы расчета потерь дождевого стока и способы расчета потерь талого стока в период половодья. Подобное подразделение объясняется отличием процесса формирования стока в периоды половодья и дождевых паводков, а именно: 1) процесс формирования половодья отличается небольшой скоростью склонового стекания талой воды и 2) в период половодья наблюдается промерзание почв бассейна, что приводит, при прочих равных условиях, к уменьшению фильтрации воды в почву и, следовательно, к увеличению поверхностного стока.

По этим причинам способы определения потерь стока в период половодья несколько отличаются от способов определения потерь дождевых паводков.

Ниже будут рассмотрены следующие способы определения потерь:

- 1) способы определения абсолютных величин  $P$ : а) способ Ваузена, б) способ Б. А. Аполлова, в) способ Г. П. Калинина;
- 2) способы определения коэффициента стока: а) способ Е. В. Берга, б) способ А. В. Огиевского, в) способ Е. Г. Попова.

Подчеркивается, что указанный перечень не является исчерпывающим. Над разработкой способов определения потерь в настоящее время работают многие исследователи, и поэтому полное изложение всех имеющихся материалов представляется затруднительным.

## 3. СПОСОБЫ ПРОГНОЗА С УЧЕТОМ АБСОЛЮТНЫХ ВЕЛИЧИН ПОТЕРЬ СТОКА

### Способ Ваузена

Способ разработан и использован в 1888 г. французским инженером Ваузенем для определения потерь и прогноза стока в бассейне р. Лиана [3].<sup>1</sup>

Площадь бассейна реки (до г. Бурнионвиль) равна 200 км<sup>2</sup>, длина реки 40 км; паводки проходят реку за 8 часов.

Несмотря на небольшой размер бассейна, прогноз стока на р. Лиана имеет практический интерес, так как режим реки отличается резкими пиками паводков и большой амплитудой колебания уровня, а в долине реки, подверженной затоплениям, расположены промышленные предприятия и ценные сельскохозяйственные угодья.

Способ основан на трех основных предпосылках:

- 1) потери стока целиком равны задержанию воды в почвах бассейна; потери на испарение с площади бассейна приняты равными нулю;

<sup>1</sup> Способ Ваузена появился значительно раньше метода изохрон; однако способ этот, как будет изложено ниже, является частным случаем метода изохрон при  $\tau_0 = \Delta t$ .

2) задержание воды в почвах бассейна определяется влагонасыщенностью почв перед выпадением дождя;

3) показанием влагонасыщенности почв бассейна перед выпадением дождя является высота уровня воды в реке перед началом паводка.

Из этих предпосылок следует

$$p_T = f(H_{T-\Delta t}), \quad (a)$$

где  $p_T$  — потери стока в момент  $T$  (имеется в виду единица времени  $\Delta t$ ),

$H_{T-\Delta t}$  — уровень воды в замыкающем створе в предшествующую единицу времени (перед началом паводка).

При прогнозах стока автор способа принял  $\Delta t = 12$  час. Вместе с этим, бассейн р. Лианы, как было указано выше, невелик и бассейновое время добегаания  $\tau_0$  для этого бассейна не превышает 12 часов.

Принимая  $\tau_0 = \Delta t$ , получим из (2.4)

$$n = \frac{\tau_0}{\Delta t} = 1,$$

и, следовательно, генетическая формула стока (15.4) при  $\tau_0 = \Delta t$  имеет вид

$$y'_T = \Omega(x - p)_T.$$

Принимая приближенно

$$y'_T = f(H_T), \quad (б)$$

получим из (15.4)

$$H_T = f(x - p)_T, \quad (в)$$

где, согласно изложенному,

$$p_T = f(H_{T-\Delta t}).$$

Построение зависимостей (в) и (а) производится следующим образом. По данным об осадках и уровне воды за прошлый период строится связь (рис. 79 а)

$$H_T = f(x_T, H_{T-\Delta t}), \quad (г)$$

причем уровень воды за предшествующую единицу времени выписывается у точек на поле графика. Затем на поле графика проводится левая огибающая, проходящая через точки с максимальной и одинаковой величиной  $H_{T-\Delta t}$ , на рис. 79 а огибающая проведена через точки с  $H_{T-\Delta t} = 100$  (над нулем графика).

Принимая, что при максимальном предпаводочном уровне  $H_{T-\Delta t}$  потери стока равны нулю, получим, что левая огибающая определяет связь осадков и стока при отсутствии потерь и, следовательно, отклонение от огибающей любой точки на поле графика равно потерям стока  $p$  (по горизонтальной шкале). Исходя из этого, зависимость (а)

$$p = f(H_{T-\Delta t})$$

может быть построена путем определения отклонений точек на поле рис. 79 а от верхней огибающей. Полученная таким образом зависимость представлена на рис. 79 б.

Прогноз уровня по графическим зависимостям на рис. 79 производится следующим образом. По уровню воды перед началом паводка с графика на рис. 79 б снимается величина  $p_T$  и определяется разность  $(x - p)_T$ , где  $x_T$  — осадки, вызвавшие паводок. После этого дается прогноз уровня по зависимости на рис. 79 а

$$H_T = f(x - p)_T.$$

Недостатками изложенного способа являются следующие:

1) способ Ваузена не может быть использован для прогноза гидрографа стока (а только для прогноза среднего уровня в период паводка), так как одной из его предпосылок является равенство  $\tau_0 = \Delta t$ ;

2) способ основан на предположении, что паводки образуются в результате поверхностного стока с площади водосбора; вода, фильтрующаяся в грунт, полностью исключается из паводочного стока. В действительности же, как отмечено выше, значительная роль в формировании паводочного стока принадлежит внутриводосборному и грунтовому стоку и, следовательно, не вся вода, фильтрующаяся в грунт, исключается из паводочного стока. Поэтому способ Ваузена наилучшим образом может быть использован для прогноза ливневых паводков на малых водосборах степной зоны, где поверхностный сток является преобладающим;

3) зависимость (б) является приближенной. Величина  $y'_T$  в (б), как и в уравнении (15.4), — это превышение стока над предпаводочным грунтовым питанием, величина которого может быть различной. В то же время  $H_T$  — это уровень, отсчитываемый от постоянного нуля графика. Таким образом, нуль отсчета  $y'_T$  переменен, а нуль отсчета  $H_T$  постоянен и, следовательно, связь (б) принципиально не может быть устойчивой. Поэтому и способ Ваузена, основанный на использовании этого равенства, является приближенным.

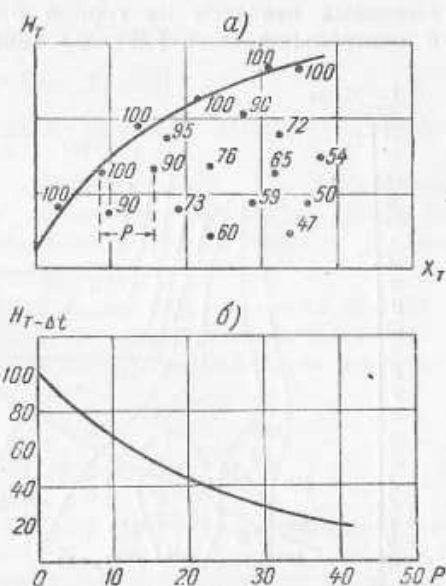


Рис. 79. Расчетные зависимости для прогноза стока по способу Ваузена.

Несмотря на отмеченные недостатки, способ Вуазена представляет интерес как первая и практически успешная попытка простого и рационального решения проблемы учета потерь стока при прогнозах дождевых паводков.

### Способ Б. А. Аполлова

Способ разработан и предложен Б. А. Аполловым для прогноза дождевых паводков на горной реке, бассейн которой расположен в центральной части Главного Кавказского хребта [3]. Бассейн-реки

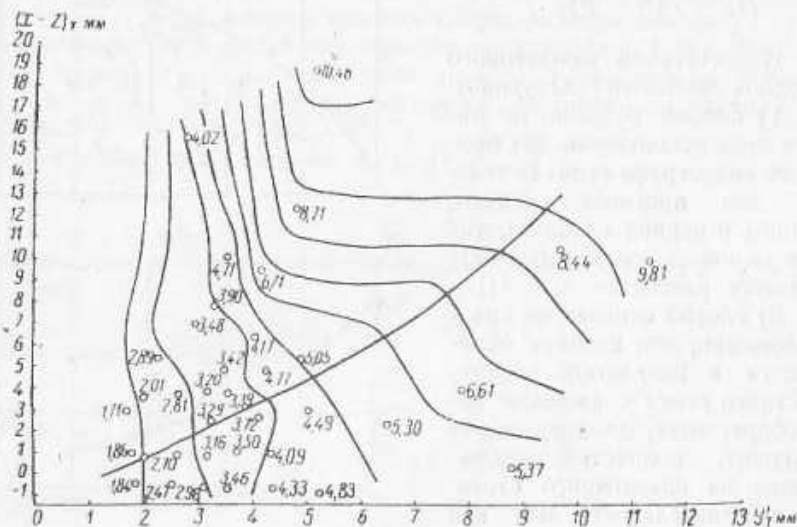


Рис. 80. Расчетная зависимость для прогноза стока по способу Б. А. Аполлова.

равен 2764 км<sup>2</sup>, длина реки 105 км, падение 22 м на 1 км. Такое падение вполне естественно приводит к большой скорости течения; паводки проходят всю реку примерно за 17 часов.

Способ Б. А. Аполлова основан на следующих предположениях:

- 1) потери стока равны суммарному слою воды, задержанной в почве и испарившейся с площади водосбора;
- 2) задержание воды в почве определяется водонасыщенностью почв перед выпадением дождя;
- 3) влагонасыщенность почв бассейна перед выпадением дождя является аргументом величины стока в замыкающем створе перед началом паводка.

Из этих предпосылок следует, что

$$p_T = f[y_{T-\Delta t}, z_T], \quad (a)$$

где  $p_T$  — потери стока в момент  $T$  (имеется в виду единица времени  $\Delta t$ );

$y_{T-\Delta t}$  — сток в замыкающем створе перед началом паводка;

$z_T$  — испарение с площади водосбора в период прохождения паводка.

Помимо изложенного, Б. А. Аполлов, так же как и Вуазен, принимает  $\tau_0 = \Delta t$ , и, следовательно, прогноз стока по этому способу основан на использовании уравнения (15.4).

Подставляя (а) в (15.4), получим зависимость

$$y'_T = f[(x-z)_T, y_{T-\Delta t}], \quad (б)$$

на использовании которой основаны прогнозы стока по способу Б. А. Аполлова.

Построение зависимости (б) производится Б. А. Аполловым графически в виде графика трех переменных (рис. 80); у точек на поле графика выписаны предпаводочные величины стока  $y_{T-\Delta t}$ , по которым и проводится семейство изолиний.

Практического применения способ Б. А. Аполлова пока не находит ввиду отсутствия в настоящее время достаточно надежных способов определения испарения с поверхности водосбора за короткие интервалы времени.

### Способ Г. П. Калинина

Способ впервые опубликован в 1951 г. [27]. В последующие годы (1951—1953 гг.) способ применен Г. П. Калининым и В. И. Сапожниковым [28, 71, 72] для прогноза дождевых паводков на многих реках бассейна р. Оки.

Способ отличается от изложенных выше способов Вуазена и Б. А. Аполлова прежде всего тем, что он может быть использован не только при  $\tau_0 = \Delta t$ , но и при  $\tau_0 \gg \Delta t$ , в то время как способы Вуазена и Б. А. Аполлова при  $\tau_0 > \Delta t$  использованы быть не могут.

Основной исходной предпосылкой способа является отмеченное выше равенство (23.4)

$$(x-p)_T = \frac{\bar{q}_T}{\Omega},$$

где  $\bar{q}_T$  — суммарный боковой приток в русловую сеть бассейна в момент  $T$ .

Подставляя это равенство в (15.4), получим уравнение

$$q_{AT} = \sum_{i=1}^{i=n} f_i \bar{q}_{T-(i-1)\Delta t}, \quad (74.4)$$



на использовании которого основан способ Г. П. Калинина. Боковой приток  $\bar{q}$  в этом уравнении определяется автором способа по уравнению неразрывности (19.4)

$$\bar{q}_T \Delta t = Q_T \Delta t - \tau \Delta \bar{Q}_T,$$

где  $Q_T$  — средний расход в замыкающем створе бассейна за период  $\Delta t$ ,

$\Delta \bar{Q}_T = \frac{Q_T - Q_{T-\Delta t}}{2}$  — среднее изменение расхода воды в русловой сети бассейна в период  $\Delta t$ .

Для определения  $f'_i$  в (74.4) могут быть использованы все рассмотренные выше способы расчета единичных площадей стекания и, в частности, способ Г. П. Калинина (см. стр. 149); в последнем случае прогноз стока может быть произведен по номограмме Калинина на рис. 63; прогноз  $Q$  по этой номограмме дается исходя из данных о  $z'$  и  $z''$ , которые определяются путем расчетов по табл. 15 (см. стр. 152).

Способ прогноза по уравнениям (74.4) и (19.4) представляет собой интересную попытку повышения качества прогнозов путем использования более точных исходных данных, так как боковой приток  $q$  по (19.4) определяется, конечно, более точно, чем разность  $(x-p)$  в (15.4).

Вместе с этим рассмотренный способ не лишен некоторых недостатков, основными из которых являются следующие:

1. Исходная предпосылка равенства (23.4) справедлива только при  $\tau \ll \Delta t$  (стр. 153); по этой причине рассмотренный способ применим, строго говоря, только на водосборах с незначительной величиной склонового времени добегания.

2. Исходная предпосылка (23.4) не соответствует уравнению неразрывности стока (19.4) (при  $x=0$  величина  $\bar{q}$  по (23.4) равна нулю, тогда как по (19.4)  $\bar{q} \neq 0$ ); по этой причине рассмотренный способ, основанный на использовании (23.4) и (19.4), является приближенным.

Несмотря на эти недостатки, способ Г. П. Калинина, может, найти применение на практике по отмеченной выше причине: способ этот дает возможность более точного учета потерь стока  $P$  путем использования данных гидрометрических наблюдений.

#### 4. СПОСОБЫ ПРОГНОЗА С УЧЕТОМ КОЭФФИЦИЕНТА СТОКА ОСАДКОВ

##### Способ Е. В. Берга

Способ впервые опубликован в 1942 г. [66] и использован его автором для определения  $\eta$  и прогноза стока дождевых паводков на некоторых реках бассейна Вислы и Амура (р. Сан — Перемышль, р. Майхе — Майхе).

Способ основан на предположении, что коэффициент стока дождевых паводков определяется в основном тремя факторами:

- 1) так называемым остаточным запасом воды на площади водосбора,
  - 2) предпаводочным расходом воды в замыкающем створе реки и
  - 3) средней температурой воздуха в период формирования паводка,
- т. е.

$$\eta = f(R_T, Q_0, t_{cp}), \quad (a)$$

где  $R_T$  — остаточный запас воды на площади бассейна в момент  $T$ ,

$Q_0$  — предпаводочный расход в замыкающем створе реки,

$t_{cp}$  — средняя температура воздуха в период формирования паводка.

*Остаточным запасом воды на площади бассейна Е. В. Берг называет осадки, еще не успевшие стечь за пределы бассейна к моменту времени  $T$  (за исключением осадков, выпавших в момент  $T$ ).*

Определение остаточного запаса производится Е. В. Бергом следующим образом.

Предположим, в моменты  $t_1, t_2$  и  $t_3$  на площадь водосбора  $\Omega$  равномерным слоем выпали осадки  $x_1, x_2$  и  $x_3$ . Определим количество воды (в высоте слоя), которое находится на площади бассейна в моменты  $t_1, t_2$  и  $t_3$ .

Так как осадки, выпавшие в момент  $t_1$ , будут стекать через замыкающий створ только в последующие моменты  $t_2, t_3$  и т. д., то количество воды, которое находится на площади водосбора в момент  $t_1$ , будет, очевидно, равно

$$\left( \sum_1^n f'_i \right) x_1,$$

где  $\sum_1^n f'_i = 1$  — сумма ординат кривой распределения единичных площадей стекания.

Во второй момент  $t_2$  часть осадков, выпавших в период  $t_1$ , стечет с площади бассейна и, следовательно, количество воды, которое будет находиться на площади  $\Omega$  в момент  $t_2$ , равно

$$\left( \sum_1^n f'_i - f'_1 \right) x_1 + \left( \sum_1^n f'_i \right) x_2.$$

Аналогично количество воды, которое будет находиться на площади  $\Omega$  в момент  $t_3$ , равно

$$\left( \sum_1^n f'_i - f'_1 - f'_2 \right) x_1 + \left( \sum_1^n f'_i - f'_1 \right) x_2 + \left( \sum_1^n f'_i \right) x_3.$$

Обозначим  $t_3$  через  $T$ , тогда остаточный запас воды в момент  $T$  равен, согласно определению, общему количеству воды на площади  $Q$ , за исключением осадков, выпавших в момент  $T$ , т. е.

$$R_T = \left( \sum_1^n f_i - f_1' \right) x_2 + \left( \sum_1^n f_i - \sum_1^2 f_i' \right) x_1. \quad (6)$$

В общем случае при наличии продолжительного периода дождей перед моментом  $T$  получим, по аналогии с (6),

$$R_T = \left( \sum_1^n f_i' - f_1' \right) x_{T-\Delta t} + \left( \sum_1^n f_i' - \sum_1^2 f_i' \right) x_{T-2\Delta t} + \dots + \left( \sum_1^n f_i' - \sum_1^{n-1} f_i' \right) x_{T-(n-1)\Delta t}. \quad (в)$$

или, вводя обозначения

$$\left. \begin{aligned} \left( \sum_1^n f_i' - f_1' \right) &= p_1 \\ \left( \sum_1^n f_i' - \sum_1^2 f_i' \right) &= p_2 \\ \dots \\ \left( \sum_1^n f_i' - \sum_1^{n-1} f_i' \right) &= p_{n-1} \end{aligned} \right\} \quad (г)$$

получим уравнение для расчета остаточного запаса воды в виде

$$R_T = p_1 x_{T-\Delta t} + p_2 x_{T-2\Delta t} + \dots + p_{n-1} x_{T-(n-1)\Delta t}. \quad (75.4)$$

Коэффициенты  $p_k$  в этом уравнении равны, согласно (г),

$$p_k = \left( \sum_1^n f_i' - \sum_1^k f_i' \right) = 1 - \sum_1^k f_i', \quad (76.4)$$

где  $\sum_1^k f_i'$  — сумма  $k$  ординат от начала кривой распределения единичных площадей  $f_i'$ .

Кривая, ординаты которой равны  $p_k$ , названа Е. В. Бергом кривой истощения стока (рис. 81); согласно (76.4), эта кривая является интегральной кривой распределения единичных площадей  $f_i' = F(\tau_0)$ .

Остаточный запас воды на площади водосбора  $R_T$  и предпаводочный расход  $Q_0$  определяют, согласно Е. В. Бергу, увлажненность почв бассейна в момент  $T$ . Таким образом, указанные факторы

характеризуют потери стока в период формирования паводка в результате задержания воды в почвах бассейна.

Влияние остаточного запаса  $R_T$  и предпаводочного расхода  $Q_0$  на увлажненность почв бассейна проявляется неодинаково на различных водосборах; по степени влияния предпаводочного расхода  $Q_0$  на увлажненность почв бассейна Е. В. Берг подразделяет все бассейны на две группы: *бассейны с недостаточным увлажнением и бассейны с избыточным увлажнением*. В бассейнах с недостаточным увлажнением грунтовые воды расположены сравнительно глубоко и увлажненность верхнего слоя почвы определяется в основном осадками, формирующими данный паводок. Поэтому для бассейнов с недостаточным увлажнением можно принять в зависимости (а)  $Q_0 = \text{const}$  и, следовательно, исключить этот фактор при прогнозе коэффициента стока  $\eta$ .

В отличие от этого, в бассейнах с избыточным увлажнением грунтовые воды расположены сравнительно неглубоко и поэтому увлажненность верхнего слоя почвы зависит не только от осадков, формирующих паводок, но и от запаса воды в бассейне перед началом паводкообразующих осадков. Следовательно, в случае бассейнов с избыточным увлажнением  $Q_0 \neq \text{const}$ .

Помимо потерь стока, вызванных задержанием воды в почвах бассейна, Е. В. Берг учитывает согласно (а) испарение с площади бассейна как функцию средней температуры воздуха в период формирования паводка.

Учитывая указанное подразделение, получим на основе (а) прогнозные связи для бассейнов с недостаточным и избыточным увлажнением

$$\begin{aligned} \eta_T &= f(R_T, t_{\text{cp}}) \\ \eta &= f(R_T, Q_0, t_{\text{cp}}), \end{aligned}$$

которые представлены на рис. 82 и 83. На рис. 82 представлена связь для прогноза коэффициента стока  $\eta_T$  дождевых паводков на р. Сан — Перемышль. На поле графика построены три линии связи в зависимости от средней температуры воздуха за период  $\tau_0$ , т. е. за период, равный времени добегаания стока в бассейне реки. В зависимости от этого фактора все точки на поле графика разбиты на три группы: *I* — летние дожди, выпадающие в периоды со средней температурой воздуха свыше  $15-16^\circ$ , *II* — летние осадки, выпадающие в периоды со средней температурой  $12-16^\circ$ , и *III* — весенние и осенние осадки, выпадающие в периоды со средней температурой воздуха менее  $12^\circ$ .

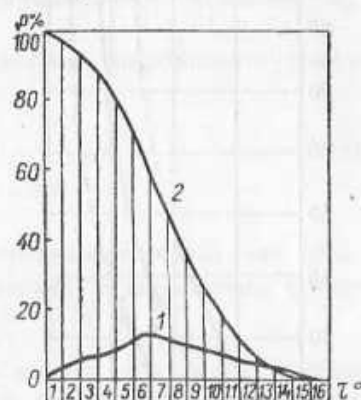


Рис. 81. Кривая истощения запаса паводочного стока в бассейне р. Луги — Толмачево. 1 — кривая единичных площадей стока, 2 — кривая истощения стока.

На рис. 83 представлена аналогичная зависимость для р. Мо — Ст. Девича. Отличие этой зависимости от связи на рис. 82 заключается в учете предпаводочного стока в замыкающем створе реки; учет сезонных условий производится путем подразделения паводков на летние ( $25/V - 1/X$ ) и весенне-осенние (до  $25/V$  и после  $1/X$ ).

Построение зависимостей, показанных на рис. 82 и 83, производится следующим образом.

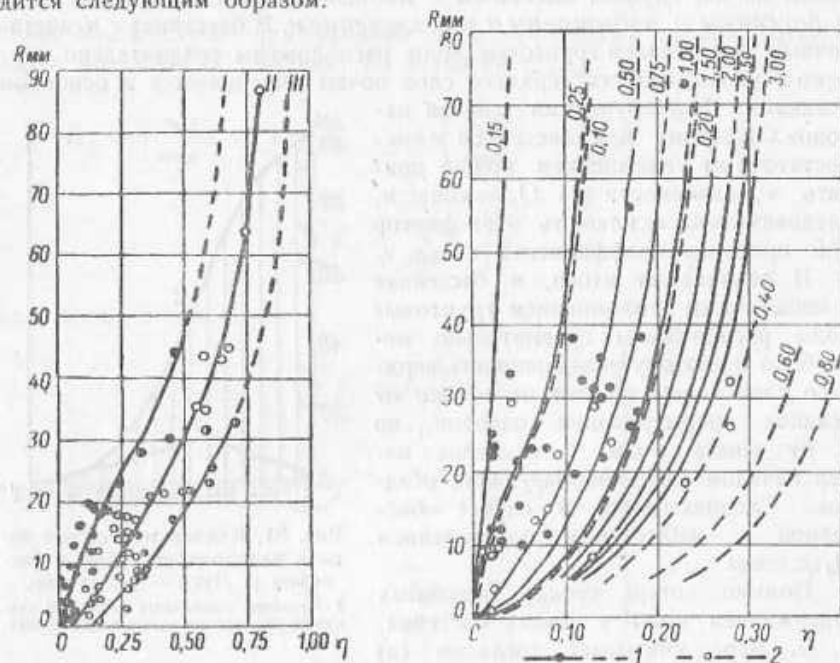


Рис. 82. Связь коэффициента стока суточных дождей с остаточным запасом воды в бассейне и сезоном года (р. Сан — Перемышль). 1 — лето (температура воздуха  $> 16^\circ$ ); 2 — конец весны и начало осени (температура воздуха  $14 - 16^\circ$ ); 3 — весна и осень (температура воздуха  $< 12^\circ$ ).

Рис. 83. Зависимость коэффициента дождевого стока от остаточного запаса воды, предпаводочного расхода и сезона года (р. Мо — Ст. Девича).

1 — летний период ( $V - IX$ ), 2 — осенний период ( $X - XI$ ). Цифры на поле — предпаводочный сток в миллиметрах.

По материалам гидрометеорологических наблюдений в бассейне реки выбираются периоды с кратковременными осадками, которые вызывают ясно выраженный паводок в замыкающем створе реки и продолжительность которых не превышает 3—4 суток (при  $\Delta t = 1$  сут.). Для указанных периодов строятся совмещенные графики осадков и паводочного стока от этих осадков (см. рис. 59) и производится графическое расчленение сложных паводков на простые паводки, сформированные единичными (суточными) дождями; прием графического расчленения сложных паводков изложен выше (см. стр. 143).

После расчленения сложных паводков на простые определяется, во-первых, остаточный запас влаги  $R_T$  по уравнению (75.4) (для периодов с осадками) и, во-вторых, фактические величины коэффициентов стока единичных осадков  $x_T$  (т. е. осадков, выпавших в течение единицы времени  $\Delta t$ ); последние находятся по равенству

$$\eta_T = \frac{(x - p)_T}{x_T} = \frac{\sum q_T}{x_T \Omega}, \quad (д)$$

где  $\sum q_T$  — объем простого паводка, образованного осадками  $x_T$ ,  $\Omega$  — площадь водосбора.

На практике часто производится определение коэффициента стока  $\eta$  не по равенству (д), а по уравнению

$$\eta_T = \frac{v_T'}{\sum_{i=1}^{i=n} f_i' x_T - (i-1) \Delta t}, \quad (е)$$

где  $v_T'$  — паводочный сток (т. е. превышение стока над предпаводочным грунтовым питанием) в замыкающем створе в момент  $T$ ;

$\sum_{i=1}^{i=n} f_i' x_T - (i-1) \Delta t$  — суммарная высота слоя стока, которая наблюдалась бы в замыкающем створе в момент  $T$  при отсутствии потерь на площади водосбора (так называемый 100%-ый сток в момент  $T$ ).

Казалось бы, что результаты расчета по (д) и (е) должны примерно совпадать друг с другом, так как в том и другом случае определяется суточный коэффициент стока в момент  $T$ ; однако в действительности результаты расчетов по этим равенствам принципиально отличны и несравнимы друг с другом, так как величина  $\eta$  по (д) — это средний коэффициент стока *единичных* осадков  $x_T$  за весь период их стекания, а величина  $\bar{\eta}_T$  по (е) является средним коэффициентом стока *суммы осадков* за период от  $T$  до  $T - (n-1) \Delta t$ . Вместе с этим очевидно, что величина  $R_T$  в (а) определяет коэффициент стока *единичных* осадков  $x_T$  и, следовательно, уравнение (е) при построении зависимости (а) использовано быть не может.

После определения величин остаточного запаса  $R_T$  и фактических коэффициентов стока  $\eta_T$  по (75.4) и (д) производится построение связи вида (а), как показано на рис. 82 и 83.

Согласно рис. 82 и 83, точность предвычисления коэффициентов стока по зависимости вида (а) составляет в среднем  $\pm 6\%$  от фактической величины  $\eta_T$ ; подобная точность в настоящее время практически допустима, и, следовательно, способ Е. В. Берга может быть использован на практике для предвычисления  $\eta_T$  и прогноза стока.

Недостатком способа Е. В. Берга является сложность определения фактических коэффициентов стока  $\eta_T$  по (д); поэтому способ Е. В. Берга в настоящее время почти не используется (так же как и способ „элементарного паводка“, требующий графического расчленения сложных паводков).

### Способ А. В. Огиевского

Способ впервые опубликован в 1945 г. [55] и использован его автором для прогноза стока на малых водосборах бассейна р. Днепр.

Идея способа заключается в прогнозе стока в замыкающем створе большого бассейна, исходя из данных о стоке в бассейне-индикаторе, отличающемся двумя основными особенностями:

1) суммарное время добегания стока в бассейне-индикаторе равно принятой единице времени, т. е.  $(\tau)_{\text{инд}} = \Delta t$ ;

2) физико-географические и климатические характеристики бассейна-индикатора аналогичны характеристикам большого бассейна, для которого разрабатывается прогноз стока.

Обычно в качестве бассейна-индикатора принимается малый водосбор (с  $\tau_0 \leq \Delta t$ ), расположенный рядом с большим бассейном или входящий в состав последнего.

Основной исходной предпосылкой способа А. В. Огиевского является предположение, что коэффициенты стока в большом бассейне и в бассейне-индикаторе одинаковы, т. е.

$$\eta_T = \bar{\eta}_T, \quad (а)$$

где  $\eta_T$  — коэффициент стока с площади большого водосбора (для которого дается прогноз стока),

$\bar{\eta}_T$  — коэффициент стока с площади бассейна-индикатора (в этот же момент времени).

Так как для бассейна-индикатора  $(\tau_0)_{\text{инд}} = \Delta t$ , то уравнение (73.4) для этого бассейна примет вид

$$\bar{y}'_T = \bar{x}_T \bar{\eta}_T, \quad (б)$$

откуда

$$\bar{\eta}_T = \frac{\bar{y}'_T}{\bar{x}_T}, \quad (в)$$

где  $\bar{y}'_T$  — паводочный сток (т. е. превышение стока над предпаводочным грунтовым питанием) в замыкающем створе бассейна-индикатора в момент  $T$ ,

$\bar{x}_T$  — осадки на площади бассейна-индикатора в этот же момент времени (имеется в виду единица времени  $\Delta t$ ).

Подставляя (а) и (в) в (63.4), получим расчетное уравнение

$$y_T = \sum_{i=1}^{i=n} f'_i \left( \bar{y}' \frac{x}{\bar{x}} \right)_{T-(i-1)\Delta t}, \quad (77.4)$$

согласно которому сток в замыкающем створе большого водосбора может быть найден по данным о стоке в бассейне-индикаторе  $\bar{y}'$  и осадках на площади большого бассейна  $x$  и бассейна-индикатора  $\bar{x}$ .

При  $x_T = \bar{x}_T$ , т. е. при одинаковых осадках на площади большого бассейна и бассейна-индикатора, получим из (77.4)

$$y'_T = \sum_{i=1}^{i=n} f'_i \bar{y}'_{T-(i-1)\Delta t}, \quad (78.4)$$

т. е. при  $x_T = \bar{x}_T$  сток в замыкающем створе большого бассейна равен суммарному стоку в замыкающем створе бассейна-индикатора (взятого с коэффициентами  $f'_i$ ) за период от  $T$  до  $T - (n - 1)\Delta t$ .

Изложенный способ заслуживает внимания как один из лучших и перспективных способов прогноза не только дождевых, но и снеговых паводков. Основными достоинствами способа являются объективность и простота. Ошибки прогноза по этому способу зависят, во-первых, от выполнимости исходных предпосылок  $(\tau_0)_{\text{инд}} = \Delta t$  и  $\eta_T = \bar{\eta}_T$  и, во-вторых, от точности регистрации осадков и стока в бассейне-индикаторе. В свою очередь выполнимость условия  $(\tau_0)_{\text{инд}} = \Delta t$  зависит от величины бассейна-индикатора, а выполнимость условия  $\eta_T = \bar{\eta}_T$  — от подобия физико-географических характеристик бассейна-индикатора и большого бассейна, для которого дается прогноз. Для достижения наибольшего подобия указанных характеристик А. В. Огиевский предлагает использовать при прогнозах стока по (77.4) и (78.4) данные о стоке и осадках не в одном, а в нескольких бассейнах-индикаторах, расположенных рядом с большим бассейном; в этом случае определяются для каждой единицы времени  $\Delta t$  средние величины стока и осадков для рассматриваемых бассейнов-индикаторов; по этим величинам и производится прогноз стока по (77.4).

Величина бассейна-индикатора, согласно изложенному, назначается исходя из условия  $(\tau_0)_{\text{инд}} = \Delta t$ . По А. В. Огиевскому, площадь бассейна-индикатора должна быть порядка 1000—1400 км<sup>2</sup>, исходя из следующих соображений. Принимая, что между длиной русла  $s$  и площадью водосбора  $\omega$  имеет место соотношение

$$\omega = \beta s^2, \quad (г)$$

и считая, что суммарное время добегания в бассейне-индикаторе равно русловому времени добегания

$$(\tau_0)_{\text{инд}} = \tau_{\text{инд}}, \quad (д)$$

А. В. Огиевский получает

$$\omega = \beta w^2 (\tau_0)_{\text{инд}}^2, \quad (е)$$

где  $w$  — скорость движения паводков в русле реки (согласно автору,  $w = 30-50$  км/сут),

$\beta$  — коэффициент пропорциональности (согласно автору,  $\beta = 0,3-0,6$ ).

Принимая в (е)  $w = 50 \text{ км/сут.}$ ,  $(\tau_0)_{\text{инд}} = 1 \text{ сут.}$  и  $\beta = 0,5$ , получим

$$\omega = 0,5 \cdot 50^2 = 1250 \text{ км}^2.$$

Недостатком подобного расчета является приближенность предпосылки  $(\tau_0)_{\text{инд}} = \tau_{\text{инд}}$ , так как склоновое время добега в бассейне-индикаторе (как и в любом другом бассейне) обычно превышает принятую единицу времени ( $\tau_{\text{инд}} > \Delta t$ ) и поэтому, согласно (5.4),  $(\tau_0)_{\text{инд}} > \tau_{\text{инд}}$ .

Учет склонового времени добега при определении  $\omega$  может быть произведен, по нашему мнению, путем определения фиктивной длины русла бассейна-индикатора  $s$  по соотношению

$$\frac{s}{s_{\text{бас}}} = \frac{(\tau_0)_{\text{инд}}}{\tau_0},$$

откуда

$$s = \frac{s_{\text{бас}}}{\tau_0} (\tau_0)_{\text{инд}} = w_0 (\tau_0)_{\text{инд}}, \quad (ж)$$

где  $s$  — фиктивная длина русла бассейна-индикатора;  
 $s_{\text{бас}}$  — наибольшая длина русла в рассматриваемом бассейне  $\Omega$ ;  
 $\tau_0$  — суммарное время добега в бассейне  $\Omega$ ;  
 $(\tau_0)_{\text{инд}}$  — суммарное время добега в бассейне-индикаторе;  
 $w_0 = \frac{s_{\text{бас}}}{\tau_0}$  — средняя скорость бассейнового стока в бассейне  $\Omega$ .

Подставляя (ж) в (г), получим

$$\omega = \beta w_0^2 (\tau_0)_{\text{инд}}^2. \quad (з)$$

Скорость бассейнового стока  $w_0$ , согласно опубликованным данным, равна 10—20 км/сут (табл. 20).

Таблица 20

Средняя скорость стекания талых вод в бассейнах  
 рр. Великая, Плюсса, Луга

Река и пункт	Длина русла $s$ (км)	Бассейновое время добега $\tau_0$ (сутки)	$w_0 = \frac{s_{\text{бас}}}{\tau_0}$ км/сут
Великая — Остров . . .	306	18	17
Плюсса — Гавриловское . . .	252	16	17
Луга — Толмачево . . .	151	15	10

Принимая  $w_0 = 20 \text{ км/сут.}$ ,  $(\tau_0)_{\text{инд}} = 1 \text{ сут.}$ ,  $\beta = 0,5$ , получим из (з)

$$\omega = 0,5 \cdot 20^2 = 200 \text{ км}^2.$$

Таким образом, площадь бассейна-индикатора должна равняться не 1000—1400 км<sup>2</sup>, как рекомендует А. В. Огиевский, а 100—200 км<sup>2</sup>. При этом обращается внимание, что бассейны-индикаторы с площадью 100—200 км<sup>2</sup> могут применяться только для прогноза дождевых паводков по (77.4). При прогнозах же весеннего половодья площадь бассейна-индикатора должна быть значительно меньше, так как скорость стекания талых вод во много раз меньше скорости стекания дождя. В среднем площадь бассейна-индикатора при прогнозах весеннего половодья должна равняться 50—100 км<sup>2</sup>.

Несмотря на простоту и объективность изложенного способа, он мало применяется на практике. Объясняется это тем, что число малых водосборов с площадью  $\omega \leq 200 \text{ км}^2$ , оборудованных гидрометрическими створами, еще сравнительно невелико. Поэтому способ А. В. Огиевского может быть пока что использован для прогноза стока только на некоторых реках, в районе которых имеются подходящие по площади и физико-географическим характеристикам бассейны-индикаторы.

### Способ Е. Г. Попова

Способ впервые опубликован в 1950 г. [64] и использован его автором для расчета коэффициентов стока и прогноза стока в период весеннего половодья на р. Вишера.

В отличие от рассмотренных выше способов, способ Е. Г. Попова предназначен для расчета и прогноза стока талых вод, а для прогноза дождевых паводков использован быть не может.

Способ Е. Г. Попова основан на предположении, что потери стока талых вод равны объему воды, задержанной в углублениях на поверхности бассейна; потери же на инфильтрацию в грунт и испарение с поверхности бассейна равны нулю.

Исходя из этого и учитывая, что поверхность каждого бассейна состоит из множества неровностей: от мельчайших углублений между комками земли и до крупных бессточных депрессий, — Е. Г. Попов вводит понятие о кривой распределения бессточных депрессий  $f(x)$ , причем подразумевается, что  $f(x) dx$  определяет долю площади, которая прекращает задерживать осадки при увеличении высоты слоя талой воды от  $x$  до  $x + dx$ .

Так как при определенном слое талой воды все бессточные депрессии будут заполнены, то, обозначив глубину поверхностного задержания через  $s$ , получим

$$\int_0^{\infty} f(s) ds = 1. \quad (а)$$

Предположим, что подобная кривая распределения бессточных депрессий представлена на рис. 84. По оси ординат этого графика отложена глубина бессточных депрессий  $s$ , а по оси абсцисс — сум-

марная площадь бессточных депрессий с глубиной  $s$  ( $\omega_s$ ) в долях от общей площади водосбора  $\Omega$ . Предположим, как показано на рис. 84, что бессточные депрессии с глубиной  $s_{\min}$  обеспечены на 100%, т. е. вся площадь водосбора покрыта депрессиями с глубиной  $s_{\min}$  и более; предположим далее, что наибольшая глубина бессточных депрессий равна  $s_{\max}$ ; в промежутке между этими крайними величинами расположены депрессии с глубинами от  $s_{\min}$  до  $s_{\max}$ .

Обозначим через  $\sum_0^T x$  суммарную высоту слоя талой воды, поступившей на поверхность водосбора от начала снеготаяния (0) до

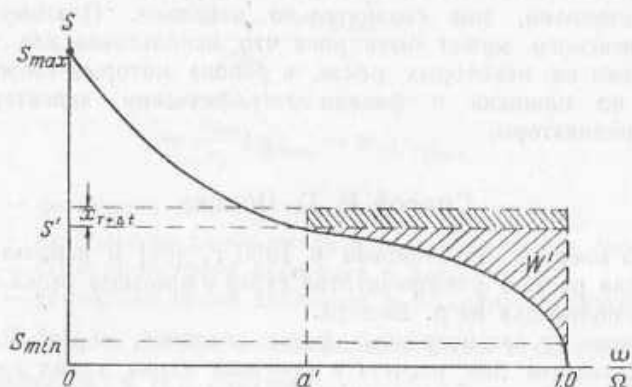


Рис. 84. Пояснительная схема к способу Е. Г. Попова расчета потерь талого стока.

момента  $T$ . При  $\sum_0^T x \leq s_{\min}$  сток с площади водосбора будет, очевидно, равен нулю, так как вся вода, поступающая из снежного покрова, будет задерживаться в углублениях  $s \geq s_{\min}$ . Сток с площади водосбора начнется, очевидно, при  $\sum_0^T x > s_{\min}$ , так как депрессии с глубиной  $s_{\min}$  будут в этом случае наполнены до краев и вновь поступающая вода будет переливаться через них и стекать в русловую сеть бассейна. При дальнейшем увеличении  $\sum_0^T x$  сток будет происходить все с большей и большей площади ( $\Omega - \omega_s$ ) и, наконец, при  $\sum_0^T x \geq s_{\max}$  процесс стока охватит всю площадь бассейна  $\Omega$ .

Рассмотрим случай, когда  $\sum_0^T x = s'$ ; сток в этом случае будет

происходить с площади  $1 - a' = \frac{\omega_s}{\Omega}$ , т. е.  $\omega_s = (1 - a')\Omega$ ; на остальной площади  $\omega_s = a'\Omega$  талая вода будет задерживаться на поверхности водосбора, так как глубина депрессий на этой площади  $s > s'$ . Очевидно, объем стока в русловую сеть бассейна при  $\sum_0^T x = s'$  будет равен заштрихованной площади  $W'$ , остальное количество талой воды задерживается в бессточных депрессиях водосбора.

Предположим, что после того, как суммарное количество талой воды достигло величины  $\sum_0^T x = s'$ , на площадь водосбора дополнительно поступил в период  $\Delta t$  слой талой воды  $x_{T+\Delta t}$ .

Определим коэффициент стока осадков  $x_{T+\Delta t}$ .

Очевидно,

$$\eta_{T+\Delta t} = \frac{y_{T+\Delta t}}{x_{T+\Delta t}}, \quad (6)$$

где  $\eta_{T+\Delta t}$  — коэффициент стока осадков  $x_{T+\Delta t}$ ,

$y_{T+\Delta t}$  — сток от осадков  $x_{T+\Delta t}$ .

Так как осадки  $x_{T+\Delta t}$  выпадают равномерно на всей площади  $\Omega$ , то сток от этих осадков, согласно рис. 84, будет равен

$$y_{T+\Delta t} \approx x_{T+\Delta t} (1 - a') \quad (в)$$

и, следовательно,

$$\eta_{T+\Delta t} = \frac{y_{T+\Delta t}}{x_{T+\Delta t}} = (1 - a') \quad (г)$$

Вместе с этим, согласно изложенному,

$$(1 - a') = f\left(\sum_0^T x\right) \quad (д)$$

и, следовательно,

$$\eta_{T+\Delta t} = f\left(\sum_0^T x\right) \quad (79.4)$$

Таким образом, коэффициент стока талых вод в момент  $T + \Delta t$  определяется, согласно Е. Г. Попову, суммарной высотой талой воды, поступившей на площадь водосбора от начала снеготаяния до момента  $T$ .

При этом величина  $\eta$ , согласно изложенному, изменяется от нуля при  $\left(\sum_0^T x\right)_{\min} = s_{\min}$ , когда вся вода задерживается в бессточных депрессиях, до единицы при  $\left(\sum_0^T x\right)_{\max} = s_{\max}$ ; при  $\sum_0^T x > s_{\max}$   $\eta = 1 = \text{const}$ .

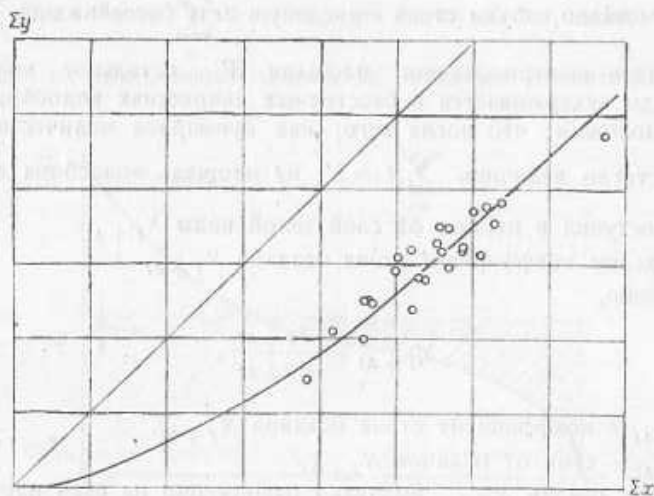


Рис. 85. Связь объема половодья от запаса воды в снеге перед началом снеготаяния.

Построение зависимости (79.4) производится по данным гидрометеорологических наблюдений за прошлый период времени. По этим данным строится связь (рис. 85)

$$\sum y = f\left(\sum x\right), \quad (e)$$

где  $\sum y$  — суммарная высота слоя весеннего половодья (без предпаводочного грунтового питания),  
 $\sum x = M_{\max} + x_d$  — максимальный запас воды в снежном покрове перед началом снеготаяния плюс дождевые осадки в период половодья;

Зависимость (e) может быть использована, согласно Е. Г. Попову, для определения фактических коэффициентов стока по равенству

$$\eta = \frac{\Delta y}{\Delta x} = \text{tg } \alpha, \quad (ж)$$

где  $\alpha$  — угол наклона касательной к кривой на рис. 85.

Таким образом, задаваясь различными величинами  $\sum x$  на горизонтальной оси связи (рис. 85), определяем коэффициенты стока по равенству (ж); по полученным величинам  $\eta$  и  $\sum x$  строится затем зависимость (79.4), показанная на рис. 86.

Как было отмечено выше, связь (e) строится по данным о стоке и осадках для всего половодья; этим объясняется, что нижняя часть связи (e) обычно не освещается точками фактических наблюдений, так как даже в самый маловодный год  $\sum x$  значительно больше нуля.

Поэтому при построении связи (e) возникает необходимость экстраполирования нижней части этой связи (пунктир на рис. 85).

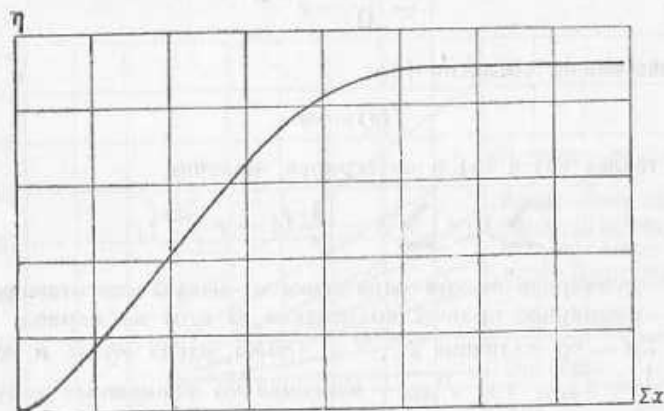


Рис. 86. Связь коэффициента стока от суммарной водоотдачи из снежного покрова за период снеготаяния.

С этой целью целесообразно использовать уравнение Г. П. Калинина, определяющее связь стока с осадками в период половодья. Уравнение это исходит из указанного выше представления о кривой распределения бессточных депрессий.

Согласно изложенному, сток с площади бассейна происходит только с тех частей водосбора, для которых поверхностное задержание  $s$  меньше  $x$ ; полный сток со всего бассейна будет равен

$$\sum y = \int_0^{\sum x} (\sum x - s) f(s) ds. \quad (з)$$

Величина приращения площади  $\Delta \omega$ , с которой начинается сток при увеличении осадков на  $\Delta s$ , очевидно, пропорциональна площади, с которой еще не было стока ( $\Omega - \omega$ ), и самой величине приращения слоя осадков, т. е.

$$\Delta \omega = \alpha (\Omega - \omega) \Delta s. \quad (и)$$

Переходя к дифференциалам и разделив обе части (и) на  $\Omega \Delta s$ , получим

$$\frac{d\omega}{\Omega \Delta s} = \alpha \left(1 - \frac{\omega}{\Omega}\right). \quad (\kappa)$$

Как указано выше (рис. 84), левая часть (к) равна абсциссам кривой распределения (а), т. е.

$$f(s) = \alpha \left(1 - \frac{\omega}{\Omega}\right). \quad (\lambda)$$

Интегрируя (к), получим

$$1 - \frac{\omega}{\Omega} = e^{-\alpha s} \quad (\mu)$$

и, следовательно, согласно (л),

$$f(s) = \alpha e^{-\alpha s}. \quad (\varepsilon)$$

Подставляя (н) в (з) и интегрируя, получим

$$\sum y = \sum x - \frac{1}{\alpha} (1 - e^{-\alpha \sum x}), \quad (80.4)$$

где  $\sum y$  — суммарная высота слоя стока от начала снеготаяния,

$\sum x$  — суммарное количество осадков за этот же период.

При  $\sum x = \infty$  величина  $e^{-\alpha \sum x}$  в (80.4) равна нулю и, следовательно,  $\frac{1}{\alpha} = P_{\max}$ , где  $P_{\max}$  — максимально возможные потери при  $\sum x > s_{\max}$  (рис. 85). Таким образом, уравнение (80.4) может быть представлено в виде

$$\sum y = \sum x - P_{\max} \left(1 - e^{-\frac{1}{P_{\max}} \sum x}\right). \quad (81.4)$$

Это уравнение и используется для экстраполирования нижней части связи (е).

Изложенный способ является оригинальным и практически применимым. Вместе с этим необходимо отметить, что способ Е. Г. Попова применим только на промерзающих бассейнах с увлажненным верхним слоем грунта, так как только в этом случае фильтрация воды в почву будет равна нулю.

Согласно В. Д. Комарову [38], способ Е. Г. Попова может быть использован для прогноза стока на реках средней и тем более северной части Европейской территории Союза ССР, так как потери на инфильтрацию в период таяния на этих бассейнах в большинстве случаев невелики; осеннее увлажнение здесь почти всегда высокое и почва, как правило, глубоко промерзает. Вместе с этим В. Д. Комаров указывает на большое влияние рельефа, лесистости и болотистости на величину инфильтрации в период таяния. Для оценки этого

влияния В. Д. Комаров [38] построил для нескольких водосборов бассейна р. Оки связи (рис. 87)

$$\sum p = f(\sum x), \quad (\varepsilon)$$

где  $\sum p = \sum x - \sum y$  — суммарная высота слоя потерь за период половодья,

$\sum x = M_{\max} + x$  — суммарное количество осадков в этот же период.

Анализ этих связей необходимо производить с учетом того, что при отсутствии инфильтрации суммарная величина потерь должна, согласно изложенному, изменяться от нуля в начале таяния до  $P_{\max}$ .

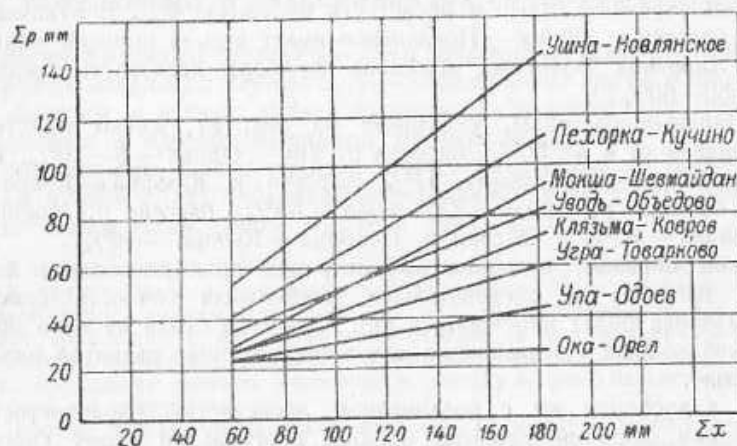


Рис. 87. Зависимость потерь талого стока от запаса воды в снежном покрове, сложенного с осадками за время снеготаяния.

при  $\sum x = s_{\max}$ ; в дальнейшем, т. е. при  $\sum x > s_{\max}$ , сумма потерь стока должна оставаться постоянной, так как к моменту  $\sum x = s_{\max}$  все депрессии будут наполнены до краев и последующие порции осадков будут полностью стекать в русловую сеть бассейна. Поэтому в бассейнах, где инфильтрация в период таяния равна нулю, сумма потерь за весь период таяния от суммарного количества весенних осадков не зависит; суммарные потери весеннего стока на этих водосборах каждый год примерно одинаковы, так как объем бессточных депрессий мало изменяется во времени. Примером подобных бассейнов является бассейн р. Оки — г. Орел; несмотря на то, что суммарное количество весенних осадков в различные годы изменяется от 60 до 180 мм, суммарные потери стока на этом водосборе остаются постоянными (рис. 87); это служит подтверждением того, что потери стока в бассейне р. Ока — г. Орел определяются в основном задержанием талого стока на поверхности водосбора.



В отличие от бассейна р. Ока — г. Орел потери стока на других водосборах (рис. 87) увеличиваются с увеличением  $\Sigma x$ , что объясняется увеличением потерь на инфильтрацию при увеличении количества осадков. Таким образом, потери стока на этих водосборах определяются не только поверхностным задержанием, но и инфильтрацией в период таяния; особенно велика инфильтрация в бассейне р. Ушна — Новлянское, где сумма потерь почти пропорциональна сумме осадков.

Вид связи  $\Sigma p = f(\Sigma x)$  и, следовательно, величина инфильтрации в период таяния определяются, согласно В. Д. Комарову, физико-географическими характеристиками и прежде всего рельефом, лесистостью и заболоченностью.

Так, бассейн р. Ока — г. Орел имеет изрезанный рельеф с хорошо развитой овражной сетью и лесистость не выше 4%. В отличие от этого бассейн р. Ушна — Новлянское имеет весьма пологий рельеф, много больших болотных массивов и озер; лесистость бассейна равна 50—60%.

Остальные бассейны, указанные на рис. 87, имеют лесистость в интервале от 4 до 50%: бассейн р. Упа — Одоев — 8—10%, бассейн р. Угра — Товарково — 17%, бассейн р. Клязьма — Ковров — 25%, бассейн р. Уводь — Объедово — 35%, бассейн р. Мокша — Шевмайдан — 35% и бассейн р. Пехорка — Кучино — 49%.

Таким образом, величина инфильтрации пропорциональна лесистости бассейна и, следовательно, наибольшая точность способа Е. Г. Попова будет наблюдаться при прогнозах стока на мало облесенных бассейнах с изрезанным рельефом и хорошо развитой овражной сетью.

На водосборах же с повышенной лесистостью, болотистостью и пологими формами рельефа ошибки прогноза по этому способу могут быть значительными из-за неучета инфильтрации в период таяния.

### 1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ СПОСОБОВ ПРОГНОЗА

*Метод водного баланса — это прогноз объема или средней величины стока за период  $\tau_0$  ( $\tau_0$  — бассейновое время добегаия) по данным о запасе воды в бассейне в день выпуска прогноза и осадках в предшествующий период времени.*

Впервые идея метода водного баланса была изложена Б. А. Аполловым в 1935 г. [2]. Однако исследования практической применимости метода были начаты только в 1948—1950 гг.

В период с 1948 по 1955 г. в периодической литературе, главным образом в Трудах Центрального института прогнозов, было опубликовано несколько работ, причем некоторые из них, как например [3, 10], имеют прямое отношение к методу водного баланса (в том примерно виде, как он изложен Б. А. Аполловым), а некоторые, как например [6, 8], могут быть, по нашему мнению, отнесены к методу водного баланса при более широкой его трактовке.

Поэтому в дальнейшем нами отнесены к методу водного баланса все указанные выше работы, несмотря на то, что авторы некоторых из них [6, 8] о методе водного баланса не упоминают.

Объем стока за период  $\tau_0$  можно рассматривать как сумму двух составляющих: объема стока грунтовых вод и объема стока паводка (или паводков) за период  $\tau_0$ , т. е.

$$\sum_T^{T+\tau_0} Q = \sum_T^{T+\tau_0} q + \sum_T^{T+\tau_0} q_{гр}, \quad (1.5)$$

где  $\sum_T^{T+\tau_0} Q$  — объем стока в замыкающем сечении за период от  $T$  до  $T+\tau_0$ ,

$\sum_T^{T+\tau_0} q$  — объем паводочного стока (над линией грунтового питания) за этот же период,

$\sum_T^{T+\tau_0} q_{гр}$  — объем стока грунтовых вод.

Объем стока грунтовых вод  $\sum_T^{T+\tau_0} q_{гр}$  является, очевидно,<sup>1</sup> функцией запаса воды в бассейне к началу рассматриваемого периода, т. е.

$$\sum_T^{T+\tau_0} q_{гр} = f(W_{гр})_T, \quad (2.5)$$

где  $W_{гр}$  — запас грунтовых вод в бассейне.

Что же касается объема паводочного стока  $\sum_T^{T+\tau_0} q$ , то величина его определяется, очевидно, осадками и потерями стока на площади водосбора, причем связь  $\sum_T^{T+\tau_0} q$  с осадками выражается генетической формулой (1.4).

Так как период суммирования в (1.5) равен  $\tau_0$ , то, следовательно, генетическая формула, выражающая связь  $\sum_T^{T+\tau_0} q$  с осадками, должна удовлетворять условию  $\Delta t = \tau_0$ . Вместе с этим необходимо сделать следующее замечание.

Исследуя точность генетической формулы стока, Э. М. Ольдекоп<sup>2</sup> приходит к выводу, что одной из возможных причин ошибок расчета по (1.4) является неучет неодновременности стока с единичных площадей стекания. В основном замечание Э. М. Ольдекопа сводится к следующему. Предположим, что на единичную площадь  $f_i$  непрерывно выпадают осадки в течение единицы времени  $\Delta t$ , например в течение одних суток. В этом случае сток с единичной площади будет происходить в течение не одной, а двух единиц времени ( $2\Delta t$ ), так как осадки, выпавшие в конце периода  $\Delta t$ , полностью стекут только в следующую единицу времени, т. е. в следующие сутки. Поэтому в генетической формуле стока должно учитываться, что осадки в естественных условиях выпадают не мгновенно, а в течение длительных периодов времени; учитывая это, Э. М. Ольдекоп получил из (1.4) уточненную генетическую формулу в виде

$$y_T = \sum_{i=1}^h f_i \frac{h_{T-(i-1)\Delta t} + h_{T-(i-2)\Delta t}}{2}, \quad (A)$$

где  $h_{T-(i-1)\Delta t}$  и  $h_{T-(i-2)\Delta t}$  — величины эффективного стока ( $h = x - p$ ) в два соседних момента времени  $T - (i-1)\Delta t$  и  $T - (i-2)\Delta t$ .

<sup>1</sup> См. уравнение (11.2) на стр. 37.

<sup>2</sup> Э. М. Ольдекоп. О генетической формуле стока. Труды ГГИ, вып. 14, 1949.

Сравнивая (A) с (1.4), можно прийти к выводу, что при большом  $\Delta t$  (например,  $\Delta t = 1$  сут.) и значительном  $n = \frac{\tau_0}{\Delta t}$  разница расчетов по этим формулам ничтожно мала и практического значения не имеет; по этой причине замечание Э. М. Ольдекопа не излагалось нами при описании метода изохрон.

В случае же значительной единицы времени  $\Delta t = \tau_0$  и при  $n = \frac{\tau_0}{\Delta t} = 1$  замечание Э. М. Ольдекопа имеет большое значение;

поэтому при установлении связи  $\sum_T^{T+\tau_0} q$  с осадками на площади водосбора необходимо исходить не из обычного вида генетической формулы (1.4), а из уравнения (A).

Принимая в (A)  $\Delta t = \tau_0$ , имеем

$$\sum_T^{T+\tau_0} q = Q \frac{\sum_T^{T+\tau_0} h + \sum_{T-\tau_0}^T h}{2}, \quad (3.5)$$

где  $\sum_T^{T+\tau_0} h$  и  $\sum_{T-\tau_0}^T h$  — суммарные величины эффективного стока ( $h = x - p$ ) за периоды от  $T$  до  $T + \tau_0$  и от  $T - \tau_0$  до  $T$ ,  
 $Q$  — площадь водосбора.

Подставляя (2.5) и (3.5) в (1.5), имеем

$$\begin{aligned} \sum_T^{T+\tau_0} Q &= f \left[ W_{гр}, \sum_{T-\tau_0}^T (x-p), \sum_T^{T+\tau_0} (x-p) \right] = \\ &= f \left[ \bar{W}_T, \sum_T^{T+\tau_0} (x-p) \right], \end{aligned} \quad (4.5)$$

где  $\bar{W}_T = f \left[ W_{гр}, \sum_{T-\tau_0}^T (x-p) \right]$  — суммарный запас воды в бассейне реки, включая и запас, образованный осадками, выпавшими до момента  $T$  (день выпуска прогноза);

$\sum_T^{T+\tau_0} (x-p)$  — суммарный эффективный сток за период после выпуска прогноза.

При использовании формулы (4.5) для прогноза стока возникает необходимость прогнозировать осадки и потери в период от  $T$  до  $T + \tau_0$ . Вместе с этим известно, что методика прогноза осадков

развита еще слабо; этим объясняется, что во многих случаях, особенно при значительном  $\tau_0$  и большом суммарном запасе воды в бассейне  $\bar{W}_T$  по сравнению с возможной величиной  $\sum_T^{T+\tau_0} (x-p)$ , прогноз стока по методу водного баланса производится приближенно, исходя из предположения  $\sum_T^{T+\tau_0} (x-p) \approx 0$ ; принимая эту предпосылку, получим из (4.5)

$$\sum_T^{T+\tau_0} Q \approx f(\bar{W}_T) \quad (5.5)$$

или

$$\bar{Q}_{T+t} = f(\bar{W}_T) \quad (5.a)$$

где  $\bar{Q}_{T+t}$  — средний расход за период от  $T$  до  $T + \tau_0$ , отнесенный к середине этого периода ( $t = 1/2 \tau_0$ ).

На зависимостях (4.5) или (5.5) основаны прогнозы стока по методу водного баланса.

Помимо прогноза объема стока или среднего расхода в период  $\tau_0$ , зависимости (4.5) и (5.5) могут быть, в некоторых случаях, использованы для прогноза *среднесуточных* расходов в периоды прохождения паводков. Это объясняется следующим.

Средний расход  $\bar{Q}_{T+t}$ , который прогнозируется по зависимости (5.a), определяется как среднеарифметическое ряда суточных расходов

$$\bar{Q}_{T+t} = \frac{\sum_T^{T+\tau_0} Q}{\tau_0} \quad (a)$$

поэтому кривая колебания  $\bar{Q}_{T+t}$  во времени может быть получена путем скользящего осреднения по периоду  $\tau_0$  среднесуточных расходов.

Вместе с этим кривая, полученная скользящим осреднением, в некоторых случаях незначительно отличается от кривой колебания суточных величин  $Q$ ; так, например, на рис. 88 а приводится гидрограф среднесуточных расходов половодья на р. Луга—Толмачево за 1938 г. (сплошная линия) и хронологическая кривая величин  $\bar{Q}_{T+t}$  (пунктир), полученных скользящим осреднением среднесуточных расходов по периоду  $\tau = 10$  сут. Как следует из этого рисунка, отклонение величин  $\bar{Q}$  от среднесуточных расходов  $Q$  (для одинаковых моментов времени) не превышает 4—5% от величины  $Q$ . Так как отклонение это практически невелико, то, следовательно, зави-

симость (5.a) может быть использована в данном случае для прогноза не только величин  $\bar{Q}$ , но и среднесуточных расходов  $Q$ , исходя из предположения  $\bar{Q}_t \approx Q_t$ .

Отклонение величин  $\bar{Q}$  от гидрографа среднесуточных расходов определяется формой последнего и величиной  $\tau_0$ ; полное совпадение рассматриваемых кривых будет иметь место при линейном изменении среднесуточных расходов во времени (рис. 88 б) и при  $\tau_0 < T$ , где  $T$  — продолжительность однозначного изменения расходов; в этом случае  $\bar{Q}_t = Q_t$  и, следовательно, зависимость (5.a) может быть

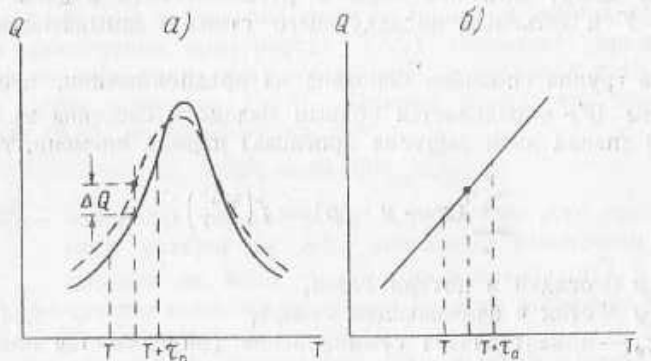


Рис. 88. Схемы скользящего осреднения паводков.

использована без дополнительной ошибки для прогноза среднесуточного расхода  $Q$ .

По мере отклонения гидрографа стока на подъеме и спаде от прямой линии ошибки прогноза  $Q$  по (5.a) будут возрастать. Поэтому указанное равенство может быть использовано для прогноза среднесуточных расходов только в периоды прохождения значительных паводков с большой продолжительностью непрерывных подъемов и спадов, значительно превышающей период осреднения  $\tau_0$ . Эти условия осуществляются обычно в периоды весеннего половодья; поэтому для прогноза среднесуточных расходов метод водного баланса может быть использован в основном в период половодья.

В зависимости от приема определения  $\bar{W}_T$  в (5.5) существующие в настоящее время способы прогноза по методу водного баланса можно подразделить на две группы:

- 1) по объему воды в русловой сети и
- 2) по уравнению водного баланса.

Первая группа способов основана на предположении, что общий запас воды в бассейне  $\bar{W}_T$  пропорционален объему воды в русловой сети бассейна в момент  $T$ , т. е.

$$(W_s)_T = f(\bar{W}_T), \quad (6.5)$$

где  $(W_s)_T$  — объем воды в русловой сети бассейна в момент  $T$ .

Подставляя (6.5) в (5а), имеем

$$\bar{Q}_{T+t} = f(W_s)_T. \quad (7.5)$$

Таким образом, первая группа способов основана на установлении связи между объемом воды в русловой сети в день выпуска прогноза  $T$  и объемом последующего стока в замыкающем створе бассейна.

Вторая группа способов основана на предположении, что общий запас воды  $W_T$  определяется водным балансом бассейна за предшествующий (перед днем выпуска прогноза) период времени, т. е.

$$\sum_{t_0}^T (x - y - p) = f(\bar{W}_T), \quad (8.5)$$

где  $x$  и  $p$  — осадки и потери стока,

$y$  — сток в замыкающем створе,

$t_0$  — момент начала суммирования (определяется подбором).

Подставляя (8.5) в (5а), имеем

$$\bar{Q}_{T+t} = f \left[ \sum_{t_0}^T (x - y - p) \right]. \quad (9.5)$$

Таким образом, способы второй группы основаны на установлении связи между водным балансом бассейна за предшествующий (перед днем выпуска прогноза  $T$ ) период времени и объемом последующего стока.

Ниже будут рассмотрены три способа прогноза по водному балансу:

- 1) способ прогноза по объему воды в русловой сети;
- 2) способ Т. Т. Макаровой;
- 3) способ И. Б. Вольфуна.

Первый из этих способов относится к первой, а остальные — ко второй группе способов прогнозирования.

Кроме указанных способов, в данном разделе будет изложен способ Г. П. Калинина [6] — прогноз весеннего половодья по температуре воздуха. Так же как и перечисленные выше способы, способ Г. П. Калинина основан на уравнении (5.5) и по этому основному признаку является разновидностью метода водного баланса.

Однако вместе с этим способ Г. П. Калинина не может быть отнесен к указанным выше группам и поэтому будет изложен отдельно.

## 2. ПРОГНОЗ ПО ОБЪЕМУ ВОДЫ В РУСЛОВОЙ СЕТИ

Способ впервые предложен Г. П. Калининым в 1947 г. [9]; в последующие годы способ был использован для прогноза стока на многих крупных реках СССР и во всех случаях дал хорошие результаты. В настоящее время он является, по нашему мнению, наилучшим способом прогнозирования стока на средних и крупных реках и заслуживает широкого использования на практике.

Способ заключается в прогнозе стока по зависимости (7.5). Построение этой зависимости производится по данным гидрометрических наблюдений в бассейне реки за прошлый период времени.

При построении зависимости (7.5) возникает прежде всего вопрос о способе вычисления объема воды в русловой сети  $W_s$ . Для расчета этой величины Г. П. Калинин предлагает использовать уравнение (8.3), из которого следует

$$\Delta W_T = 86\,400 \tau_{cp} \Delta \bar{Q}_T, \quad (10.5)$$

где  $\Delta W_T$  — изменение объема воды в русловой сети рассматриваемого участка (в  $m^3$ ), вызванное изменением среднего расхода на этом участке на величину  $\Delta \bar{Q}_T$ ;

$\tau_{cp}$  — средняя величина руслового времени добегания на участке (в сутках).

Так как объем воды в русловой сети является суммой приращений  $\Delta W_T$  при изменении среднего расхода на участке от нуля до  $\bar{Q}_T$ , то

$$(W_s)_T = \sum \Delta W_T = 86\,400 \tau_{cp} \sum_{Q=0}^{\bar{Q}_T} \Delta \bar{Q}_T = 86\,400 \tau_{cp} \bar{Q}_T, \quad (11.5)$$

где  $(W_s)_T$  — объем воды в русле реки на  $i$ -ом ее участке,

$\bar{Q}_T$  — средний расход воды на участке в момент  $T$ .

Средний расход  $\bar{Q}_T$  определяется Г. П. Калининым, исходя из предположения о линейном распределении расхода по длине русла по равенству

$$\bar{Q}_T = \frac{Q_{AT} + \sum Q_{BT}}{2}, \quad (12.5)$$

где  $Q_{AT}$  — расход в нижнем створе участка в момент  $T$ ;

$\sum Q_{BT}$  — сумма расходов в верхних створах участка в этот же момент времени.

Предпосылка эта, как отмечено выше, приближенно справедлива только при небольшой длине участка, для которого определяется средний расход  $\bar{Q}_T$ . Для иллюстрации этого приводится

рис. 89, на котором показано фактическое и линейное (пунктир) распределение расходов на коротком ( $s_2$ ) и длинном ( $s_1$ ) участках реки. Из рисунка следует, что с увеличением длины участка увеличивается отклонение  $\Delta Q$  фактического распределения расхода от линейного распределения и, следовательно, увеличиваются ошибки расчета по (12.5). По этой причине равенства (12.5) и (11.5) могут быть использованы для расчета  $W_s$  только на сравнительно коротких участках реки; объем же воды

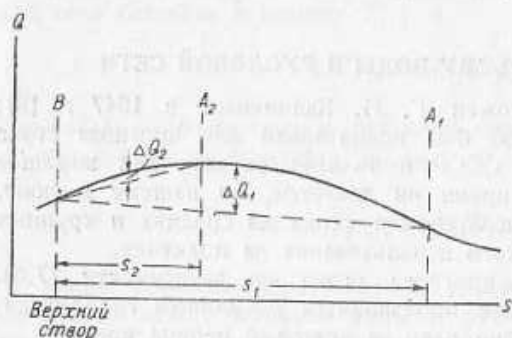


Рис. 89. Схема распределения расхода по длине реки.

в русловой сети большого бассейна может быть найден как сумма объемов на отдельных участках, на которые подразделяется русловая сеть данного бассейна, т. е.

$$(W_s)_T = \sum_{i=1}^{i=n} (W_i)_T, \quad (13.5)$$

где  $(W_s)_T$  — суммарный объем воды в русловой сети бассейна в момент  $T$ ,

$(W_i)_T$  — объем воды в русловой сети  $i$ -го участка в этот же момент времени.

В соответствии с равенствами (13.5), (12.5) и (11.5) расчет объема воды в русловой сети производится следующим образом.

Русловая сеть рассматриваемого бассейна подразделяется на несколько участков, отделенных друг от друга водомерными постами; так, например, бассейн на рис. 90 разбит на 5 участков: I участок — от истоков главной реки до створа  $B_1$ ; II участок — от створа  $B_1$  и  $B_2$  до  $C_1$ ; III участок — от створов  $C_1$  и  $B_2$  до створа  $A$ ; IV участок — от истоков притока до створа  $B_2$  и V участок — от истоков притока до створа  $B_2$ . Подразделение бассейна на участки определяется прежде всего наличием водомерных постов на реках бас-

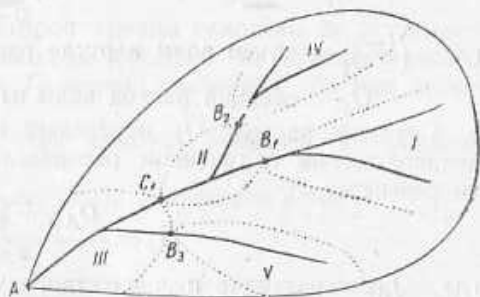


Рис. 90. Схема расчленения бассейна на единичные участки для расчета объема воды в русловой сети.

сейна: участки ограничиваются водомерными постами и поэтому максимально возможное количество их зависит от количества действующих водомерных постов на площади водосбора. При наличии густой сети водомерных постов число участков, на которые подразделяется речная сеть бассейна, определяется необходимой точностью расчетов и физико-географическими характеристиками водосбора и прежде всего его площадью.

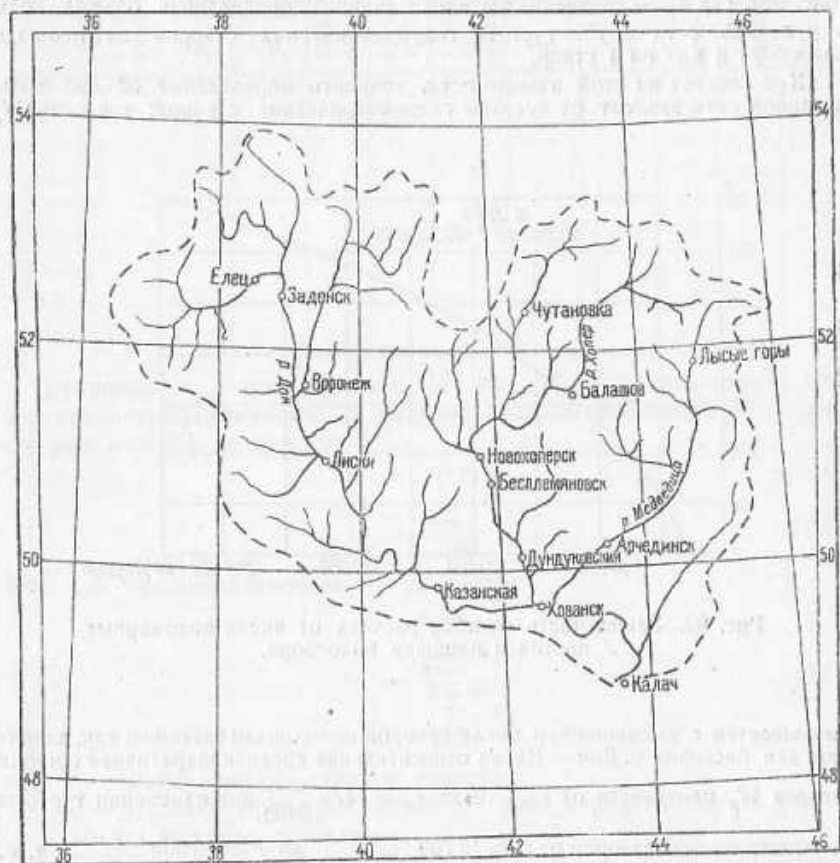


Рис. 91. Карта бассейна р. Дон с опорной сетью водомерных постов.

Взаимосвязь между площадью бассейна, числом участков, на которые подразделяется речная сеть, и точностью определения объема воды  $W_s$  исследовалась Е. А. Леоновым (ЛГМИ) на примере бассейна р. Дон—Калач. Метод этого исследования заключался в следующем. Автором работы были определены объемы воды в русловой сети р. Дон—Калач при различной густоте гидрометрических створов в бассейне: при наличии 14 (максимальное количество, рис. 91), 8, 4, 3, 2 и 1 гидрометрического створа на площади водосбора. Принимая, что наиболее точные результаты расчета получаются при наибольшем числе створов (т. е. при наличии 14 створов), автор работы построил связи объемов воды в русловой сети, определенные при наличии

Расчет объема воды в русловой сети

Дата	1-й участок $\tau_{cp} = \dots$				n-й участок $\tau_{cp} = \dots$				$W_s$		
	Расход в нижнем створе	Расходы в верхних створах		Средний расход $\bar{Q}$	Объем воды $W$	Расход в нижнем створе	Расходы в верхних створах			Средний расход $\bar{Q}$	Объем воды $W$
		$Q_{B_1}$	$Q_{B_2}$				$Q_{B_1}$	$Q_{B_2}$			

Величины  $\tau_{cp}$  при расчетах  $W_i$  по (11.5) определяются либо как среднеарифметические из величин времени добегания от верхних створов участка до нижнего

$$\tau_{cp} = \frac{\sum_{k=1}^{k=m} \tau_k}{m}, \quad (14.5)$$

либо как средневзвешенные по равенству

$$\tau_{cp} = \frac{\sum_{k=1}^{k=m} \tau_k \bar{Q}_k}{\sum_{k=1}^{k=m} \bar{Q}_k}, \quad (15.5)$$

где  $m$  — число верхних створов участка;

$\tau_k$  — русловое время добегания от  $k$ -го верхнего створа участка до нижнего створа;

$\bar{Q}_k$  — среднегодовое расходом в верхнем  $k$ -ом створе участка.

Первое из этих равенств применяется обычно в том случае, когда водность рек во всех верхних створах участка примерно одинакова; в противном случае более точным является уравнение (15.5).

После определения объемов воды  $W_i$  для отдельных участков находится суммарный объем воды  $W_s$  во всей русловой сети водосбора (последняя графа табл. 21) и строится графическая зависимость (7.5) (рис. 94).

Заблаговременность прогноза по этой зависимости  $t$  равна половине ( $t = \frac{\tau}{2}$ ) среднего времени добегания руслового стока от верхних

8, 4, 3, 2 и 1 створа, с объемами воды, определенными при наибольшем числе створов, т. е. связи вида  $W_8 = f(W_{14})$ ,  $W_4 = f(W_{14})$ ,  $W_3 = f(W_{14})$  и т. д., где  $W_{14}$ ,  $W_8$ ,  $W_4$  и т. д. — объемы воды в русловой сети при наличии 14, 8, 4 и т. д. створов. Исходя из предположения, что относительная точность определения  $W_s$  при наличии 8, 4, 3, 2 створов (по отношению к точности расчета при 14 створах) пропорциональна разбросу точек на полях указанных связей, Е. А. Леонов определил среднеквадратичные величины разброса точек на каждой из этих связей и построил зависимость  $\sigma_W = f(F)$  (рис. 92), где  $\sigma_W$  — среднеквадратичная ошибка определения объема воды в русловой сети и  $F$  — густота гидрометрических створов на площади водосбора в  $\text{км}^2$  на 1 створ.

Как следует из этой зависимости, точность определения объема воды русловой сети зависит от густоты гидрометрических створов: точность  $W_s$

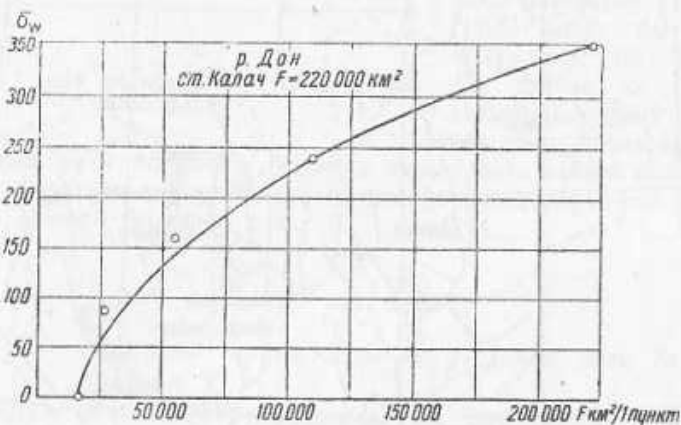


Рис. 92. Зависимость ошибки расчета от числа водомерных постов и площади водосбора.

уменьшается с уменьшением числа створов на площади бассейна; так, например, для бассейна р. Дон — Калач относительная среднеквадратичная ошибка расчета  $W_s$  изменяется от  $\sigma_W = 0$  до  $\sigma_W = 147 \frac{\text{м}^3}{86400}$  при изменении густоты гидрометрических створов от  $F = 15700 \frac{\text{км}^2}{1 \text{ створ}}$  до  $F = 55000 \frac{\text{км}^2}{1 \text{ створ}}$ , т. е. при уменьшении количества гидрометрических створов от 14 до 4.

После подразделения на участки определяется объем воды в русловой сети каждого участка по уравнениям (11.5) и (12.5) на каждый день периода паводка (или через день при плавном изменении объемов во времени); расчет объемов воды по всем участкам бассейна удобно производить в табл. 21, в первой графе которой приводятся даты, на которые определяются величины  $W_s$ , а в последующих — расходы в замыкающих створах участков и величины  $\bar{Q}$  и  $W_i$  по равенствам (12.5) и (11.5).

створов бассейна до нижнего створа  $A$ . Так, например, если объем  $W_s$  определяется для русловой сети, заключенной между нижним створом  $A$  и изохроной проходящей, через створы с русловым временем добегаия  $\tau = 10$  сут. (см. например рис. 42), то заблаговременность прогноза в этом случае будет равна  $t = \frac{10}{2} = 5$  сут.; если же  $W_s$  определять для площади, ограниченной изохроной с русловым временем добегаия  $\tau = 20$  сут., то заблаговременность прогноза будет равна  $t = \frac{20}{2} = 10$  сут. и т. д. Взаимосвязь между заблаговременностью прогноза и русловым временем добегаия следует из зависимости (7.5): *объем воды, заключенный в русловой сети до изохроны с временем руслового добегаия  $\tau$ , неминуемо пройдет через нижний створ  $A$  в течение периода, равного русловому добегаию  $\tau$ ; а так как средний расход за этот период условно относится к середине периода  $\tau$ , то, следовательно, заблаговременность прогноза  $t = \frac{\tau}{2}$ .* Из этого следует, что расчет объема воды  $W_s$  при построении зависимости (7.5) необходимо производить с учетом заданной заблаговременности прогноза  $t$ . Объем  $W_s$  должен определяться для русловой сети, ограниченной изохроной руслового времени добегаия  $\tau = 2t$ ; из этого также следует, что наибольшая возможная заблаговременность прогнозов по изложенному способу определяется максимальным временем руслового добегаия от наиболее удаленных створов в верховьях бассейна до нижнего створа  $A$  ( $t_{\max} = \frac{\tau_{\max}}{2}$ ).

Условия применимости и оценка способа. Ошибки прогнозов по (7.5) объясняются в основном приближенностью предпосылки (6.5).

Очевидно, что предпосылка эта аналогична предположению о ничтожности объема бокового притока поверхностных и грунтовых вод в русловую сеть бассейна в период заблаговременности прогноза (от  $T$  до  $T+t$ ). Иными словами, согласно этой предпосылке, объем стока в период от  $T$  до  $T+\tau$  почти равен объему воды, который находится в день выпуска прогноза  $T$  в русловой сети бассейна до изохроны  $\tau$ ; в период от  $T$  до  $T+\tau$  происходит постепенное истощение запаса воды в русловой сети; поступление же грунтовых вод в русловую сеть так мало, что им можно пренебречь.

Оценка указанной предпосылки может быть произведена исходя из весьма показательной схемы Г. П. Калинина [8] процесса формирования стока на площади водосбора (рис. 93); на этой схеме  $Q = f(t)$  — гидрограф паводка в замыкающем створе реки;  $W = f(t)$  — гидрограф объема воды в русловой сети;  $q = f(t)$  — гидрограф бокового притока поверхностных и грунтовых вод в русловую сеть и  $x = f(t)$  — гидрограф осадков, поступающих на площадь водосбора. Из схемы следует, что боковой приток наблюдается

в основном до момента  $t_2$ , т. е. до поступления максимума объема воды в русловую сеть. В дальнейшем происходит постепенно истощение русловых запасов, и, следовательно, предпосылка  $q \approx 0$  справедлива, строго говоря, только для периода спада гидрографа  $W = f(t)$ ; в период же от  $t_0$  до  $t_2$  (рис. 94) боковой приток  $q > 0$  и, следовательно, предпосылка (6.5) является приближенной.

Таким образом, наибольшая точность (7.5) будет наблюдаться на спаде паводка или половодья; на подъеме половодья точность зави-

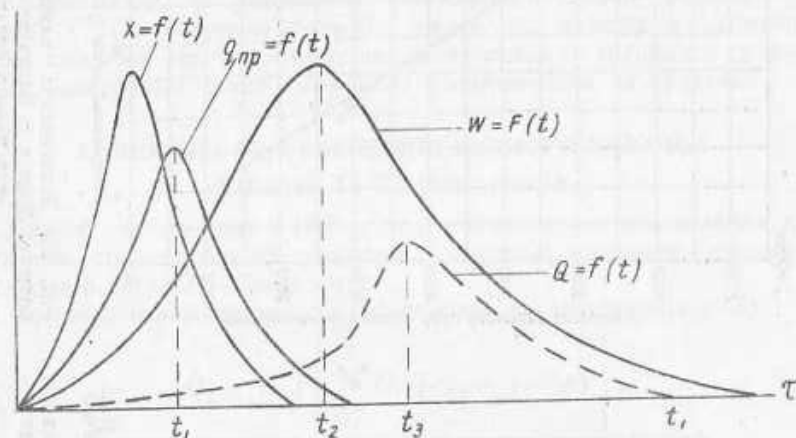


Рис. 93. Совмещенные графики осадков, объема воды в русловой сети и стока в замыкающем створе.

симости (7.5) обратно пропорциональна отношению  $\frac{\sum_T^{T+t} q}{(W_s)_T}$ , где

$\sum_T^{T+t} q$  — объем бокового притока в русловую сеть в период от  $T$  до  $T+t$ . По этой причине наилучшие результаты могут быть получены при использовании (7.5) для прогноза стока с небольшой заблаговременностью  $t$  на крупных и средних реках, имеющих значительный объем воды в русловой сети; на малых реках, а также на крупных и средних реках при большой заблаговременности прогноза объем

бокового притока  $\sum_T^{T+t} q$  может составлять значительную часть от

$(W_s)_T$  и поэтому ошибки прогноза могут быть значительными.

Согласно имеющимся данным, изложенный способ дает хорошие результаты при прогнозах стока (с обеспеченностью 97—100%) на рр. Волга, Днепр, Дон, Аму-Дарья, Амур. В частности, на рис. 94 и 95 представлены полученные И. М. Черноиваненко [12]

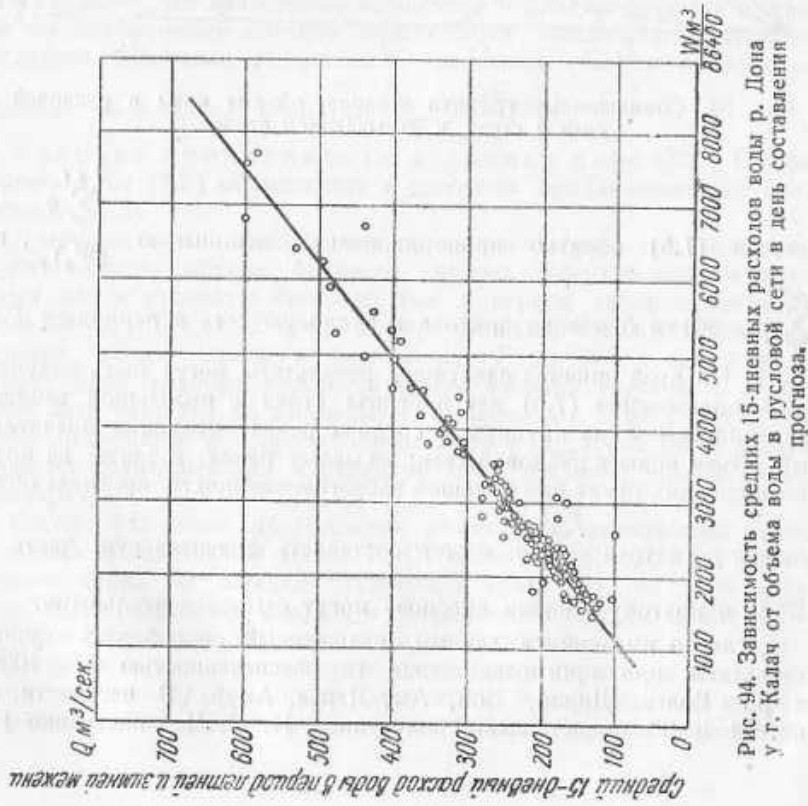


Рис. 94. Зависимость средних 15-дневных расходов воды р. Дона у г. Калач от объема воды в русловой сети в день составления прогноза.

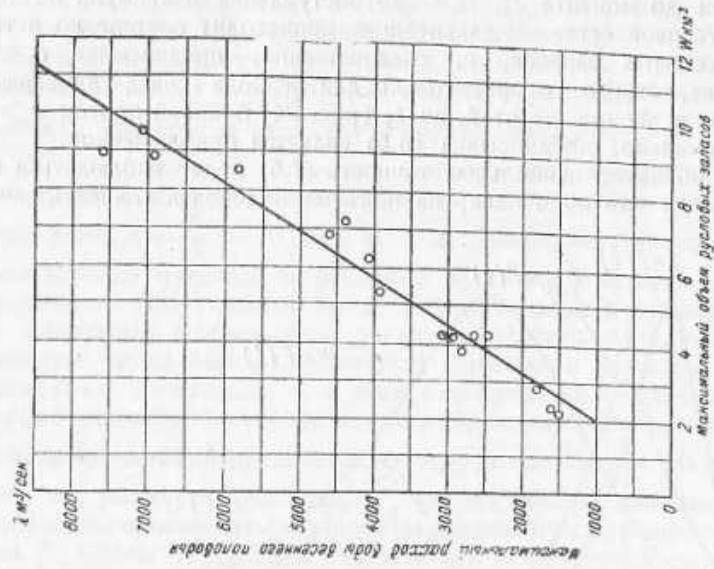


Рис. 95. Зависимость максимальных расходов воды р. Дона у г. Калач от максимального объема воды в русловой сети.

связи объема воды в русловой сети бассейна р. Дон со средним полумесячным расходом (рис. 94) и максимальным среднесуточным расходом (рис. 95) в створе р. Дон — г. Калач; обеспеченность поверочных прогнозов по этим связям равна 98—100%. Особое внимание при этом обращается на рис. 95; связь эта подтверждает отмеченную выше возможность прогноза по зависимости (7.5) не только объема стока в период от  $T$  до  $T + \tau$ , но и среднесуточного расхода  $Q_{T+t}$ .

Основываясь на указанных результатах, можно считать, что способ Г. П. Калинина является одним из лучших в настоящее время способов краткосрочного прогноза стока на крупных и средних реках, достойным самого широкого использования на практике.

### 3. ПРОГНОЗ ПО УРАВНИЮ ВОДНОГО БАЛАНСА Способ Т. Т. Макаровой

Способ опубликован в 1950 г. [10] и использован его автором для прогноза среднесуточных расходов в период весеннего половодья в створе р. Молога—Весьегонск.

Согласно изложенному, способ основан на зависимости (9.5).

$$Q_{T+t} = f \left[ \sum_{t_0}^T (h + y_0 - y - p) \right],$$

где  $h$  — высота слоя талой и дождевой воды, поступающей на площадь водосбора в миллиметрах в сутки;

$y_0$  — приток глубоких грунтовых вод в миллиметрах;

$y$  — сток в замыкающем створе;

$p$  — потери стока на площади бассейна.

При использовании уравнения (9.5) возникает прежде всего вопрос о способе расчета потерь стока  $p$ . Расчет остальных элементов баланса затруднений не представляет: величины  $h$  определяются способами, изложенными выше (разд. IV, гл. IV), а приток глубоких грунтовых вод  $y_0$  принимается обычно постоянным и равным минимальному стоку перед началом половодья.

Потери стока определяются Т. Т. Макаровой по равенству

$$p = (1 - \eta) h, \quad (16.5)$$

где  $\eta$  — коэффициент стока талых и дождевых вод на площади водосбора.

Подставляя (16.5) в (9.5), получим

$$Q_{T+t} = f \left[ \sum_{t_0}^T (\eta h + y_0 - y) \right]. \quad (17.5)$$

Таким образом, учет потерь осуществляется автором способа путем определения коэффициента стока  $\eta$  талых и дождевых вод; последнее производится следующим образом.



Принимая, согласно М. А. Великанову, что слой стока с площади водосбора выражается формулой

$$h_0 = he^{-k\bar{\tau}}, \quad (18.5)$$

где  $h_0$  — высота слоя стока и площади бассейна,  
 $h$  — количество воды, поступившей на площадь бассейна (начальная величина стекающего слоя),

Т. Т. Макарова получает

$$\eta = e^{-k\bar{\tau}}, \quad (19.5)$$

где  $k$  — коэффициент, характеризующий потери,  
 $\bar{\tau}$  — продолжительность склонового стекания.

Определим  $\bar{\tau}$  в (19.5). Очевидно,

$$\bar{\tau} = \frac{L}{w}, \quad (a)$$

где  $L$  — средняя длина склонов в бассейне,  
 $w$  — скорость склонового стекания.

Принимая приближенно, что склоновое стекание подчиняется закону Шези, получим

$$\bar{w} \approx \frac{1}{n} h^{\frac{2}{3}} \sqrt{i}, \quad (б)$$

где  $\frac{1}{n}$  — коэффициент шероховатости (по Манингу),

$h$  — высота склона по линии стекания,  
 $i$  — уклон склона по линии стекания.

Так как высота стекающего слоя  $h$ , по сравнению с неровностями и бессточными депрессиями на площади бассейна, сравнительно невелика, то с увеличением высоты стекающего слоя должно уменьшаться трение воды о поверхность почвы и, следовательно, увеличиваться скорость стекания. Кроме этого, средняя по всему бассейну скорость склонового стекания должна увеличиваться по мере заполнения талой водой бессточных депрессий, т. е. по мере увеличения действующей площади (см. стр. 218).

$$\omega_s = \Omega f(s).$$

Вначале, когда суммарная от начала снеготаяния высота стекающего слоя талой воды  $\sum_0 h \leq s_{\min}$  [ $s_{\min}$  — минимальная глубина депрессий, площадь которых обеспечена на 100% (см. рис. 84)], скорость стекания  $w$  будет равна нулю, так как вся талая вода, поступающая из снежного покрова, будет оставаться на месте, задерживаясь в микро- и макроуглублениях на площади бассейна; при дальнейшем увеличении  $\sum_0 h > s_{\min}$  и, следовательно, при увеличе-

нии площади, с которой происходит сток талых вод, скорость стекания  $w$  (в среднем для всего бассейна) будет постепенно увеличиваться.

Исходя из этого, можно принять, что коэффициент шероховатости  $\frac{1}{n}$  в (б) определяется суммарным слоем талой воды  $\sum h$ , поступившей на площадь водосбора от начала снеготаяния, т. е.

$$\frac{1}{n} \approx z \sum_0 h. \quad (в)$$

Подставляя (б) и (в) в (а), получим

$$\bar{\tau} = \frac{L}{ah^{\frac{2}{3}} \sum_0 h \sqrt{i}}. \quad (г)$$

Подставляя далее (г) в (19.5), имеем

$$\eta = e^{-\frac{kL}{ah^{\frac{2}{3}} \sum_0 h \sqrt{i}}} = e^{-\frac{B}{h^{\frac{2}{3}} \sum_0 h}}, \quad (20.5)$$

где  $B = \frac{kL}{a\sqrt{i}}$  — коэффициент, характеризующий инфильтрацию и шероховатость на площади водосбора.

Задаваясь различными произвольными величинами коэффициента  $B$  и произведения  $h^{\frac{2}{3}} \sum_0 h$ , Т. Т. Макарова определила по (20.5) коэффициенты стока  $\eta$  и построила расчетный график рис. 96) для расчета  $\eta$  по данным о величине  $h^{\frac{2}{3}} \sum_0 h$ , где  $h^{\frac{2}{3}}$  — высота талой воды, поступающей на площадь бассейна в данный момент времени (сутки), и  $\sum_0 h$  — суммарное количество талой воды, поступившее на площадь бассейна от начала снеготаяния до данного момента.

Согласно данным Т. Т. Макаровой, коэффициент  $B$  определяется лесистостью и продолжительностью снеготаяния; для поля автор принимает  $B = 40$ ; для леса  $B$  колеблется от 150 до 700 в зависимости от продолжительности снеготаяния: при продолжительности снеготаяния до 10 дней  $B = 150$ , от 11 до 20 дней — 300 и свыше 20 дней — 700.

Расчет водного баланса по изложенной схеме производится следующим образом (табл. 22).

По данным о количестве талой и дождевой воды, поступающей на площадь бассейна в поле и в лесу (гр. 2 и 7, табл. 22), определяются для каждого дня периода снеготаяния в поле и в лесу про-

изведения  $h^{3/2} \sum_0^h h$  (гр. 3 и 8); по этим величинам снимаются с рис. 96 коэффициенты стока  $\eta$  (гр. 4 и 9) и определяются произведения  $\eta h$  (гр. 5 и 10).

Дальнейший расчет можно вести либо в миллиметрах слоя стока, либо в объемных единицах; в рассматриваемом примере дальнейший расчет ведется в объемных единицах — в кубических метрах в секунду. С этой целью в гр. 6 и 11 табл. 22 высоты слоя стока  $\eta h$  переводятся в объемные единицы расхода по обычной формуле перехода.

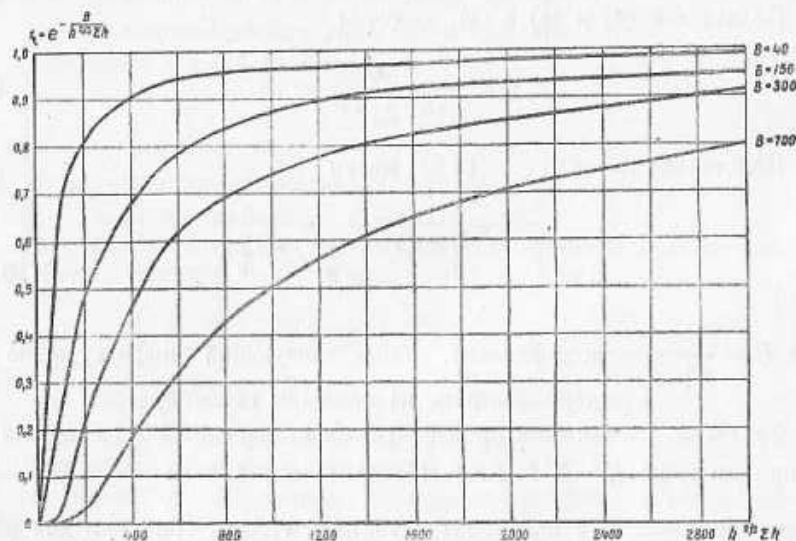


Рис. 96. Расчетный график для определения коэффициента стока по способу Т. Т. Макаровой.

Водный баланс бассейна в объемных единицах определяется по равенству

$$\frac{W}{86400} = \sum_0^T \frac{\Delta W}{86400} = \sum_0^T (q_n + q_d + q_0 - Q_{\Phi}) \text{ м}^3, \quad (21.5)$$

где  $W$  — объем воды в бассейне, накопленный в период от начала снеготаяния до данного момента  $T$ ;

$q_n$  — приток воды с безлесных участков бассейна (в  $\text{м}^3/\text{сек}$ );

$q_d$  — приток воды с лесных площадей бассейна (в  $\text{м}^3/\text{сек}$ );

$q_0$  — приток глубоких грунтовых вод;

$Q_{\Phi}$  — сток в замыкающем створе бассейна.

Расчет  $W$  по (21.5) производится в гр. 12—15 табл. 22; в гр. 12 определяются суммарные величины притока  $\sum q = q_n + q_d + q_0$  ( $q_0$  в рассматриваемом примере принято равным  $70 \text{ м}^3/\text{сек}$ ); в гр. 13 приводятся фактические расходы в замыкающем створе бассейна; в гр. 14 вычисляются разности притока и стока на каждый день периода половодья  $\frac{\Delta W}{86400} = \sum q - Q_{\Phi}$  и в гр. 15 — последовательно

нарастающие суммы  $\frac{\Delta W}{86400}$  от начала снеготаяния.

После определения  $W$  строятся совмещенные гидрографы объема воды в бассейне  $W = f(t)$  и стока в замыкающем створе  $Q_{\Phi} = f(t)$ ; в частности, на рис. 97 представлены совмещенные гидрографы  $\frac{W}{86400} = f(t)$  и  $Q_{\Phi} = f(t)$ , построенные по данным гр. 15 и 13 табл. 22 (для 1931 г.).

Процесс стока в замыкающем створе будет, очевидно, запаздывать по сравнению с процессом накопления и истощения запаса воды в бассейне, и сдвиг гидрографа стока  $Q_{\Phi} = f(t)$  и объема  $\frac{W}{86400} = f(t)$  будет

равен времени добегания

стока в бассейне реки.

Определение времени добегания производится по совмещенным гидрографам  $Q_{\Phi} = f(t)$  и  $W = f(t)$  обычным способом соответственных уровней (по переломным точкам); в частности, время добегания для максимального расхода в 1931 г. (рис. 97)  $t = 5$  суткам.

Определяются суммарные величины притока  $\sum q = q_n + q_d + q_0$  ( $q_0$  в рассматриваемом примере принято равным  $70 \text{ м}^3/\text{сек}$ ); в гр. 13 приводятся фактические расходы в замыкающем створе бассейна; в гр. 14 вычисляются разности притока и стока на каждый день периода половодья  $\frac{\Delta W}{86400} = \sum q - Q_{\Phi}$  и в гр. 15 — последовательно нарастающие суммы  $\frac{\Delta W}{86400}$  от начала снеготаяния.

После определения  $W$  строятся совмещенные гидрографы объема воды в бассейне  $W = f(t)$  и стока в замыкающем створе  $Q_{\Phi} = f(t)$ ; в частности, на рис. 97 представлены совмещенные гидрографы  $\frac{W}{86400} = f(t)$  и  $Q_{\Phi} = f(t)$ , построенные по данным гр. 15 и 13 табл. 22 (для 1931 г.).

Процесс стока в замыкающем створе будет, очевидно, запаздывать по сравнению с процессом накопления и истощения запаса воды в бассейне, и сдвиг гидрографа стока  $Q_{\Phi} = f(t)$  и объема  $\frac{W}{86400} = f(t)$  будет

равен времени добегания

стока в бассейне реки.

Определение времени добегания производится по совмещенным гидрографам  $Q_{\Phi} = f(t)$  и  $W = f(t)$  обычным способом соответственных уровней (по переломным точкам); в частности, время добегания для максимального расхода в 1931 г. (рис. 97)  $t = 5$  суткам.

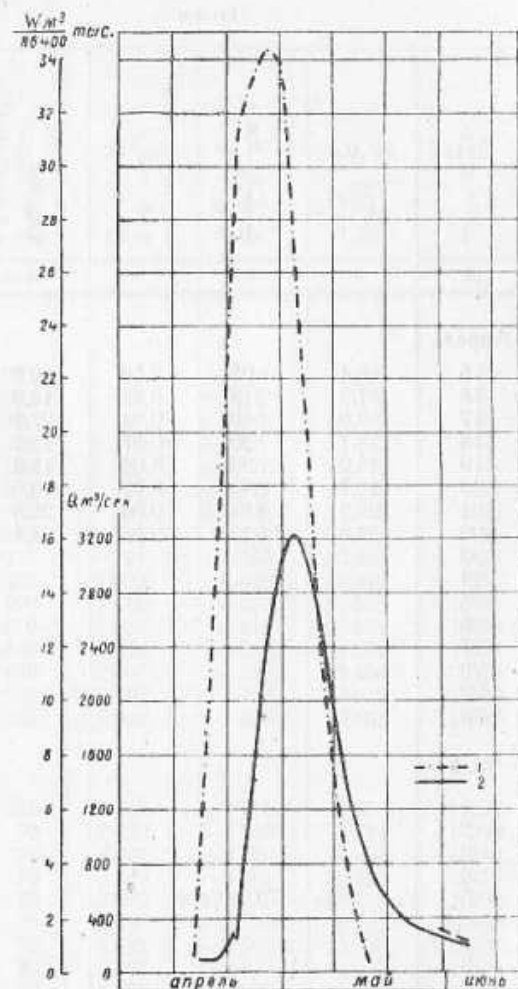


Рис. 97. Гидрограф стока в замыкающем створе (2) и гидрограф объема воды в бассейне (1).

р. Молога — Весьегонск 1931 г.

равен времени добегания стока в бассейне реки. Определение времени добегания производится по совмещенным гидрографам  $Q_{\Phi} = f(t)$  и  $W = f(t)$  обычным способом соответственных уровней (по переломным точкам); в частности, время добегания для максимального расхода в 1931 г. (рис. 97)  $t = 5$  суткам.

## Прогноз ежедневных расходов воды

(р. Молога — Весьегонск, 1931 г.)

Поле							
Дата	$h_0$ мм	$\frac{1}{2} \Sigma h_0$ мм	$\eta (B = 40)$	$\eta h_0$ мм	$200 \eta h_0 = q_n$ м <sup>3</sup> /сек	$h_0$ мм	$\frac{1}{2} \Sigma h_0$ мм
1	2	3	4	5	6	7	8
Апрель							
15	15,4	95	0,69	10,6	2 120	4,3	11,2
16	17,0	213	0,82	13,9	2 780	4,8	25,8
17	29,0	580	0,94	27,2	5 440	9,2	81
18	15,7	300	0,87	13,7	2 740	4,6	62
19	16,0	590	0,94	15,0	3 000	6,3	100
20	11,7	540	0,93	10,9	2 180	3,6	175
21	26,0	880	0,96	25,0	5 000	7,3	149
22	29,6	1 540	0,96	28,4	5 680	10,2	245
23						11,6	316
24						11,4	372
25						15,4	550
26						18,4	740
27						20,7	956
28						18,2	1 010
29						19,6	1 205
30						21,7	1 460
Май							
1						5,0	690
2							
3							
4							
5							
6							
7							
8							
9							
10							
11							
12							
13							
14							
15							
16							
17							

 $q_0 = 70$  м<sup>3</sup>/сек

Лес							
$\eta (B = 150)$	$\eta h_0$ мм	$165 \eta h_0 = q_n$ м <sup>3</sup> /сек	$\Sigma q = q_n + q_0$ м <sup>3</sup> /сек	$Q_{\phi}$ м <sup>3</sup> /сек	$\frac{\Delta W}{86 400}$ м <sup>3</sup>	$\frac{\Sigma \Delta W}{86 400}$ м <sup>3</sup>	$Q_{расч}$ м <sup>3</sup> /сек
9	10	11	12	13	14	15	16
0,04	0,2	33	2 223	97	+2 126	2 126	—
0,04	0,2	33	2 883	96	+2 787	4 913	—
0,18	1,7	280	5 790	96	+5 694	10 607	—
0,14	0,6	99	2 909	99	+2 810	13 417	—
0,22	1,4	230	3 300	122	+3 178	16 595	—
0,14	0,5	82	2 332	171	+2 161	18 756	—
0,35	2,5	410	5 480	268	+5 212	23 968	300
0,54	5,5	910	6 660	241	+6 419	30 387	450
0,63	7,3	1 200	1 270	707	+563	30 950	850
0,68	7,8	1 290	1 360	1 000	+360	31 310	950
0,76	11,6	1 920	1 990	1 415	+575	31 885	1 050
0,82	15,0	2 500	2 570	1 952	+618	32 503	1 500
0,86	18,0	2 970	3 040	2 252	+788	33 291	2 550
0,87	15,8	2 600	2 670	2 507	+163	33 454	2 560
0,89	17,4	2 850	2 920	2 762	+158	33 612	2 600
0,91	19,8	3 270	3 340	3 000	+340	33 952	2 750
0,81	4,0	660	730	3 148	-2 418	31 534	2 800
			70	3 220	-3 150	28 384	3 000
			70	3 220	-3 150	25 234	3 070
			70	3 139	-3 069	22 165	3 070
			70	3 000	-2 930	19 235	3 200
			70	2 824	-2 754	16 481	2 650
			70	2 612	-2 542	13 939	2 200
			70	2 387	-2 317	11 622	2 000
			70	2 106	-2 036	9 586	1 800
			70	1 826	-1 756	7 830	1 530
			70	1 620	-1 550	6 280	1 470
			70	1 434	-1 364	4 916	1 400
			70	1 269	-1 199	3 717	1 330
			70	1 120	-1 050	2 667	1 230
			70	978	-908	1 759	1 120
			70	855	-785	974	1 000
			70	748	-678	296	855

После определения времени добегаия бассейнового стока строятся графические связи (рис. 98).

$$Q_{T+t} = f\left(\frac{W}{86400}\right)_T \quad (22.5)$$

и

$$t_T = f\left(\frac{W}{86400}\right)_T \quad (23.5)$$

для прогноза времени добегаия  $t$  и расхода в замыкающем створе  $Q_{T+t}$  по данным о запасе воды в бассейне  $\frac{W}{86400}$ .

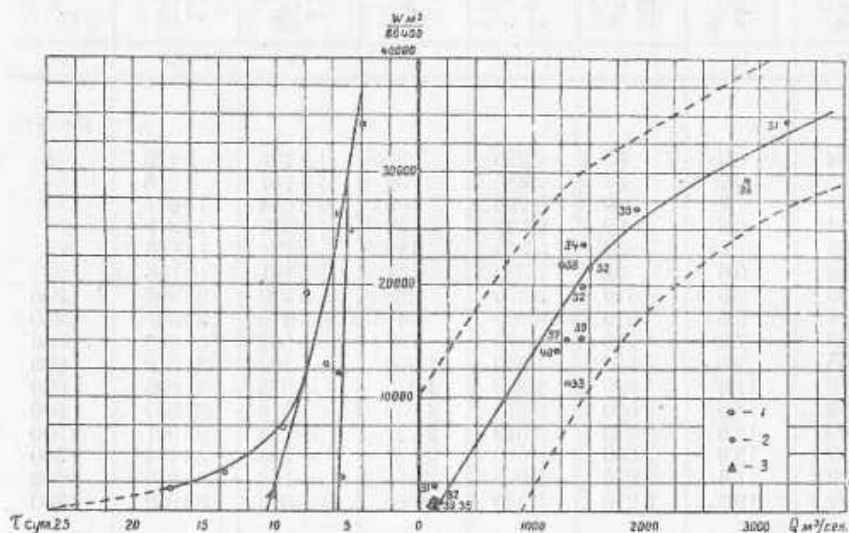


Рис. 98. Зависимость для прогноза стока по способу Т. Т. Макаровой. 1 — для спада, 2 — для подъема при дружном снеготаянии, 3 — для подъема при перебойном снеготаянии.

Анализируя применимость этих связей для прогноза стока в створе р. Молога—Весьегонск в период с 1931 по 1938 г., Т. Т. Макарова приходит к следующим выводам: обеспеченность поверочных прогнозов стока по зависимости (22.5) равна 100%; средняя ошибка прогноза равна 10% от расчетной амплитуды.

Хуже прогнозируется время добегаия (т. е. заблаговременность прогнозов) по зависимости (23.5); для уменьшения ошибок автор подразделяет точки на поле этой связи (рис. 98) на три группы: 1) период подъема с большей интенсивностью; 2) период подъема с небольшой интенсивностью и 3) период спада.

При оценке изложенного способа необходимо учитывать, что объем воды в бассейне, так же как и объем воды в русловой сети, определяет не среднесуточный расход  $Q_{T+t}$ , а объем стока в замы-

кающем створе в период от  $T$  до  $T + \tau_0$ , где  $\tau_0$  — время добегаия стока в бассейне реки. Этим в значительной степени объясняется разброс точек на полях графиков (22.5) и (23.5).

По сравнению со способом прогноза по объему воды в русловой сети способ Т. Т. Макаровой имеет, по нашему мнению, меньшую точность, так как объем воды в русловой сети определяется с меньшей ошибкой, чем объем воды в бассейне реки. Достоинством рассмотренного способа является то, что он может быть использован для прогноза весеннего половодья на малых водосборах, где способ прогноза по объему воды в русловой сети не может быть использован; заблаговременность прогноза по способу Т. Т. Макаровой на этих водосборах зависит от площади бассейна (т. е. от времени добегаия  $\tau_0$ ) и может достигать 4—7 суток.

### Способ И. Б. Вольфуна

Способ опубликован в 1954 г. [3] и использован его автором для прогноза и расчета паводочного стока летне-осеннего периода на малых водосборах Валдайской научно-исследовательской гидрологической лаборатории.

Так же как и способ Т. Т. Макаровой, рассматриваемый способ основан на установлении связи между стоком в замыкающем створе и запасом воды в бассейне реки. Вместе с этим рассматриваемый способ отличается от способа Т. Т. Макаровой двумя особенностями:

1) на малых водосборах, которые рассматривает И. Б. Вольфун, сток в замыкающем створе определяется не только запасом воды, накопленным ко дню выпуска прогноза  $T$ , но и осадками, выпадающими на водосбор в период заблаговременности прогноза, т. е. в период от  $T$  до  $T + \tau_0$ . Иными словами, на малых водосборах, имеющих небольшой запас воды к началу выпадения дождя (особенно в случае сухих логов) и характеризующихся небольшой величиной времени добегаия стока  $\tau$  (например,

$\tau = 1$  сут.),  $\sum_{T}^{T+\tau_0} (x - p)$  в (3.5) составляет значительную часть

от  $W_T$  и поэтому зависимость (5.5) не может быть использована. Прогноз стока в этом случае должен производиться с учетом осадков и потерь стока в период заблаговременности прогноза, т. е. основываться на уравнении (4.5);

2) способ основан на предположении, что потери дождевых паводков определяются в основном испарением с площади водосбора; поэтому расчет потерь стока в рассматриваемом способе производится путем установления связи потерь с температурой воздуха.

Таким образом, способ И. Б. Вольфуна основан на использовании зависимостей (4.5) и (9.5).

Подставляя (9.5) в (4.5) и принимая, согласно автору, что глубокое грунтовое питание на малых водосборах  $y_0 = 0$ , а бассейновое

время добегания (т. е. заблаговременность прогноза)  $\tau_0 = \Delta t = 1$  сут., получим расчетную зависимость для прогноза стока в виде

$$Q_{T+\Delta t} = f(\bar{W}'_{T+\Delta t}), \quad (24.5)$$

$$\bar{W}'_{T+\Delta t} = \bar{W}_T + (x-p)_{T+\Delta t} = (x-p)_{T+\Delta t} + \sum_{t_0}^T (x-y-p), \quad (25.5)$$

где  $\bar{W}'_{T+\Delta t}$  — расчетный запас воды в бассейне реки на прогнозную дату  $T+\Delta t$ ,

$(x-p)_{T+\Delta t}$  — эффективный сток в период заблаговременности прогноза от  $T$  до  $T+\Delta t$ ,

$t_0$  — начальный момент отсчета водного баланса  $(x-p-y)$ ; согласно авторуспособу,  $t_0$  — это момент, когда сток в замыкающем створе бассейна равен нулю ( $y=0$ ).<sup>1</sup>

Как отмечено выше, потери стока  $p$  определяются автором способа по связи с температурой воздуха. С этой целью были определены средние величины потерь стока и температуры воздуха в период прохождения дождевых паводков по равенствам

$$p_{\text{ср}} = \frac{\sum_0^T (x-y)}{T} \quad (26.5)$$

и

$$t_{\text{ср}}^{\circ} = \frac{\sum_0^T t^{\circ}}{T}, \quad (27.5)$$

где  $T$  — продолжительность паводка в замыкающем створе в сутках,

$p_{\text{ср}}$  и  $t_{\text{ср}}^{\circ}$  — средние величины потерь и температуры воздуха в период  $T$ ,

$\sum_0^T (x-y)$  — суммарный баланс осадков ( $x$ ) и стока ( $y$ ) в период паводка (т. е. суммарные потери в период паводка),

$\sum_0^T t^{\circ}$  — сумма среднесуточных температур воздуха в период прохождения паводка.

По данным  $p_{\text{ср}}$  и  $t_{\text{ср}}^{\circ}$  для нескольких паводков в каждом из рассматриваемых водосборов, автором построена зависимость

$$p_{\text{ср}} = f(t_{\text{ср}}^{\circ}), \quad (28.5)$$

представленная на рис. 99; эта зависимость используется в дальнейшем для расчета и прогноза (исходя из прогноза температуры воздуха) потерь стока на площади водосбора.

<sup>1</sup> Следует напомнить, что автор исследовал процесс стока на малых водосборах Валдая ( $F \leq 0,5 \text{ км}^2$ ), не имеющих постоянно действующей русловой сети.

Для иллюстрации расчета  $\bar{W}'_{T+\Delta t}$  по равенству (25.5) и зависимости (28.5) (рис. 99) ниже приводится заимствованная у автора способа [3] табл. 23. Исходными в этой таблице являются данные об осадках, стоке и температуре воздуха в бассейне лога Усадьевского в период с 29/VIII по 20/IX 1950 г.

Таблица 23

Расчет влагонасыщенности бассейна по И. Б. Вольфцуну

Дата	$x$ мм	$y$ мм	$t^{\circ}$	$p$ мм	$\bar{W}_T$	$\Delta \bar{W}'_{T+\Delta t}$	$\bar{W}'_{T+\Delta t}$
1	2	3	4	5	6	7	8
Август							
29		0,0					
30	3,5	0,0	15,3	4,1	0		
31	1,6	0,0	11,8	2,9	0		
Сентябрь							
1	6,3	0,2	12,2	3,0	3,1	3,3	3,3
2	14,5	0,2	13,2	3,3	14,1	11,2	14,3
3	23,0	4,5	12,6	3,1	29,5	19,9	34,0
4	0,5	2,6	10,5	2,5	24,9	-2,0	27,5
5		1,4	9,1	2,1	21,4	-2,1	22,8
6		0,8	9,1	2,1	18,5	-2,1	19,3
7	1,5	0,6	9,6	2,2	17,2	-0,7	17,8
8	5,0	1,1	12,4	3,1	18,0	1,9	19,1
9	8,0	1,5	8,9	2,0	22,5	6,0	24,0
10	9,5	3,3	9,2	2,1	26,6	7,4	29,9
11	1,0	2,4	9,3	2,2	23,0	-1,2	25,4
12	0,8	1,4	10,4	2,4	20,0	-1,6	21,4
13	11,0	1,4	10,5	2,5	27,1	8,5	28,5
14	1,0	2,8	9,9	2,3	23,0	-1,3	25,8
15		1,5	9,5	2,2	19,3	-2,2	20,8
16		0,9	14,8	4,0	14,4	-4,0	15,3
17		0,6	14,0	3,6	10,2	-3,6	10,8
18		0,5	12,6	3,1	6,6	-3,1	7,1

В гр. 2—4 таблицы помещаются указанные исходные данные; в гр. 5 — данные о потерях стока, определенные по зависимости (28.5) (рис. 99); в гр. 6—8 — данные о запасе воды в бассейне по равенствам (9.5) (гр. 6) и (25.5) (гр. 7 и 8). Расчеты при заполнении этих граф производятся исходя из указанных выше условий: 1) время добегания стока в бассейне  $\tau_0 = 1$  сут. =  $\Delta t$  и 2) запас воды в бассейне  $\bar{W}_T = 0$  при  $y = 0$ .

Согласно последнему, расчет  $\bar{W}_T$  в гр. 6 производится начиная с 1/IX; 30 и 31/VIII  $\bar{W}_T$  принимается равным нулю; начиная с 1/IX, величины  $\bar{W}_T$  находятся последовательным суммированием  $x$ ,  $y$  и  $p$  (гр. 2, 3, 5) по равенству (9.5).

Величины  $\Delta \bar{W}'_{T+\Delta t} = (x-p)_{T+\Delta t}$  в гр. 7 определяются как разность суточных величин ( $\tau = \Delta t = 1$  сут.)  $x$  и  $p$  (гр. 2 и 5), а величина  $\bar{W}'_{T+\Delta t}$  (гр. 8) находится суммированием данных в гр. 6 и 7,

взятых со сдвигом  $\tau_0 = 1$  сут.; так например, для  $1/IX \bar{W}'_{T+\Delta t} = \bar{W}'_{31/VIII} + \Delta W'_{1,IX} = 0 + 3,3 = 3,3$ , для  $2/IX \bar{W}'_{T+\Delta t} = 3,1 + 11,2 = 14,3$  и т. д.

По данным о расчетных запасах воды в бассейне  $\bar{W}'_{T+\Delta t}$  строится зависимость (24.5), которая используется в дальнейшем для прогноза

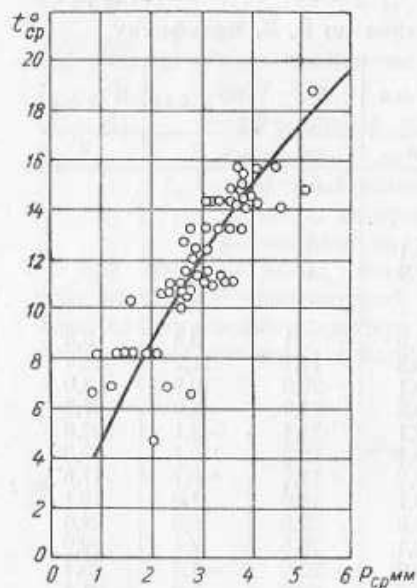


Рис. 99. Зависимость потерь ледяного стока от средней суточной температуры воздуха (водосборы Валдайской научно-исследовательской лаборатории).

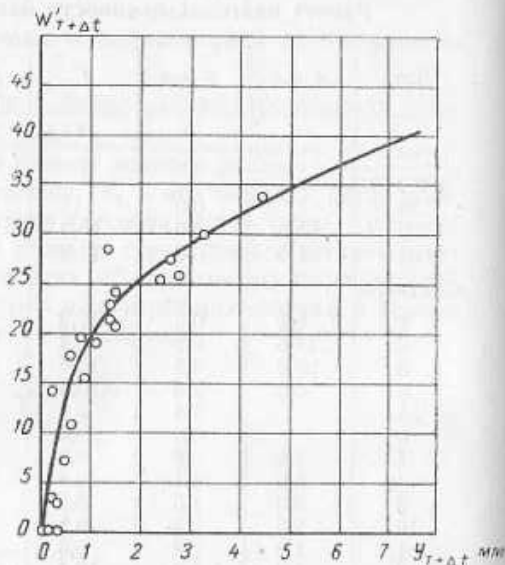


Рис. 100. Зависимость суточного слоя стока от запаса воды в бассейне (лог Усадьевский).

стока в замыкающем створе реки; на рис. 100 представлена зависимость (24.5), полученная автором способом по данным табл. 23 (гр. 8 и 3). Прогноз стока по этой зависимости производится исходя из следующих соображений.

Из (9.5) (при  $y_0 = 0$ ), очевидно, следует

$$\bar{W}_T = (x - y - p)_T + \sum_{t_0}^{T-\Delta t} (x - y - p). \quad (9a)$$

Вместе с этим равенство (25.5) для момента  $T$  имеет вид

$$\bar{W}'_T = (x - p)_T + \sum_{t_0}^{T-\Delta t} (x - y - p). \quad (25a)$$

Подставляя (25a) в (9a), получим

$$\bar{W}_T = \bar{W}'_T - y_T, \quad (29.5)$$

где  $\bar{W}_T$  — запас воды в бассейне в день выпуска прогноза;  
 $\bar{W}'_T$  — расчетный запас воды в бассейне по равенству (25.5) или по зависимости (24.5);  
 $y_T$  — сток в замыкающем створе бассейна в день выпуска прогноза.

Подставляя (29.5) в (25.5), получим

$$\bar{W}'_{T+\Delta t} = \bar{W}'_T + (x - p)_{T+\Delta t} - y_T. \quad (30.5)$$

Исходя из этого равенства, прогноз стока по зависимости (24.5) производится следующим образом:

1) по данным о стоке в день выпуска прогноза  $y_T$  с зависимости (24.5) снимается запас воды в бассейне в день выпуска прогноза  $\bar{W}'_T$ ;

2) по данным о прогнозе осадков и температуры воздуха определяется, с использованием (28.5), эффективный сток в период заблаговременности прогноза  $(x - p)_{T+\Delta t}$ ;

3) по равенству (30.5) определяется расчетный запас воды в бассейне  $\bar{W}'_{T+\Delta t}$  и дается прогноз стока  $y_{T+\Delta t}$  по зависимости (24.5).

Таким образом, зависимость (24.5) используется в процессе прогноза двойным образом: во-первых, для определения запаса воды в бассейне  $\bar{W}'_T$  в день выпуска прогноза (по  $y_T$ ) и, во-вторых, для прогноза стока  $y_{T+\Delta t}$  (по  $\bar{W}'_{T+\Delta t}$ ).

Переходя к оценке рассмотренного способа, необходимо отметить, что прогноз по этому способу требует прогноза осадков и температуры воздуха и, следовательно, точность прогноза стока определяется точностью метеорологического прогноза. Кроме этого, необходимо отметить, что ошибки расчета потерь стока по зависимости (28.5) (рис. 99) достигают 50—100% от фактической величины  $p$  главным образом потому, что фактическая величина испарения в единицу времени (1 сут.) всегда будет отличаться от *средней* величины испарения за многодневный период по равенству (26.5); это говорит о необходимости совершенствования способа расчета потерь при прогнозах дождевых паводков.

В целом способ И. Б. Вольфуна представляет интерес как одна из первых попыток расчета и прогноза стока на очень малых водосборах ( $F \leq 0,5 \text{ км}^2$ ) путем учета запаса воды, накопленного в предшествующий период времени.

#### 4. СПОСОБ Г. П. КАЛИНИНА

Способ опубликован в 1947 г. [6]<sup>1</sup> и применен его автором для прогноза весеннего половодья на реках бассейна Оки.

По основной своей предпосылке способ можно рассматривать как один из вариантов метода водного баланса; вместе с этим способ

<sup>1</sup> Изложение способа дается в сокращенном и упрощенном виде.

не может быть отнесен к рассмотренным выше группам и поэтому излагается отдельно.

Способ предназначен для прогноза весеннего половодья и основан на двух предпосылках: 1) инфильтрация воды в почву бассейна в период весеннего половодья практически равна нулю (из-за мерзлотности почв) и 2) запас грунтовых вод перед началом таяния ничтожно мал по сравнению с величиной талого стока. Из этих предпосылок следует, что запас воды в бассейне в день выпуска прогноза  $\bar{W}_T \approx 0$ . Принимая это, получим из (1.5), (3.5) и (4.5)

$$\sum_T^{T+\tau_0} Q = \Omega \sum_T^{T+\tau_0} (x - p). \quad (31.5)$$

Иными словами, объем стока в период заблаговременности  $\tau_0$  принимается равным объему эффективного стока  $(x - p)$  в период от даты выпуска прогноза  $T$ .

Определение эффективного стока в период заблаговременности прогноза автор способа предлагает производить по равенству

$$\sum_T^{T+\tau_0} (x - p) = \alpha k \frac{\tau_0}{\Delta t} \bar{t}^0, \quad (32.5)$$

где  $\alpha$  — средний коэффициент талого стока,

$k$  — количество талой воды (в мм), приходящееся на 1° положительной средней температуры воздуха за период заблаговременности прогноза,

$\tau_0$  — время добегания стока в бассейне,

$\bar{t}^0$  — средняя температура воздуха за время  $\tau_0$ .

Подставляя (32.5) в (31.5), получим, принимая, что расчетная единица времени равна заблаговременности прогноза ( $\Delta t = \tau_0$ ), расчетную зависимость способа в виде

$$\bar{Q}_{T+t} = \alpha k \Omega \bar{t}^0 \quad (33.5)$$

или, переходя к среднесуточным расходам,

$$Q_{T+t} = \alpha k \Omega \bar{t}^0. \quad (34.5)$$

При использовании (34.5) возникает прежде всего вопрос о расчете коэффициента водоотдачи  $k$  (коэффициент  $\alpha$  принимается средним для периода снеготаяния).

Согласно Г. П. Калинину, коэффициент водоотдачи  $k$  изменяется в период снеготаяния следующим образом. В первую половину снеготаяния, примерно до появления проталин, коэффициент  $k$  постепенно увеличивается от минимума в начале снеготаяния до наибольшей величины  $k_{\max}$  в результате изменения структуры снега (увеличивается пористость снега), уменьшения альбедо, увеличения скорости склонового стекания и заполнения бессточных депрессий на площади водосбора.

Во вторую половину снеготаяния (после появления проталин) коэффициент  $k$ , после достижения наибольшего значения  $k_{\max}$ , постепенно уменьшается в результате уменьшения действующей площади водосбора, т. е. площади, покрытой снегом.

В соответствии с изложенным, Г. П. Калинин принимает, что в первую половину снеготаяния коэффициент  $k$  пропорционален относительной высоте стаявшего снега (по отношению к начальной высоте снежного покрова), т. е.

$$k = f\left(\frac{\Delta H}{H}\right), \quad (a)$$

где  $\Delta H$  — высота стаявшего снега и

$H$  — начальная высота снежного покрова.

Вместе с этим

$$\Delta H = f\left(\sum t\right), \quad (б)$$

где  $\sum t$  — сумма положительных температур от начала снеготаяния и, следовательно, для первого периода снеготаяния

$$k = f\left(\frac{\sum t}{H}\right). \quad (35.5)$$

Зависимость (35.5) была проверена Г. П. Калининым по данным гидрометеорологических наблюдений в период снеготаяния на стоковых площадках и малых водосборах и, в частности, на стоковой площадке в с. Собакино под Москвой ( $\Omega = 2301 \text{ м}^2$ ) и на водосборах Валдайской научно-исследовательской гидрологической лаборатории (Архиерейский лог,  $\Omega = 2,9 \text{ км}^2$ ). Для каждой из рассматриваемых площадок автором были построены (для каждого года в отдельности) графические связи

$$k = f\left(\sum t\right),$$

где  $\sum t$  — сумма положительных среднесуточных температур от начала снеготаяния.

Коэффициенты  $k$  при построении этих зависимостей находились как отношение  $k = \frac{y}{\bar{t}^0}$ , где  $y$  — суточный сток в миллиметрах и  $\bar{t}^0$  — среднесуточная температура воздуха.

В результате построения указанных связей автор приходит к выводу о справедливости линейности зависимости (35.5) для первой половины снеготаяния. Таким образом, расчет коэффициента  $k$  в первую половину снеготаяния может быть произведен, согласно

Г. П. Калинину, по линейному уравнению

$$k = a \frac{\sum t}{H} - b, \quad (36.5)$$

где  $a$  и  $b$  — коэффициенты, зависящие, очевидно, от физико-географических характеристик водосбора.

Для второго периода снеготаяния Г. П. Калинин, в соответствии с изложенным, принимает

$$k = k_{\max} \frac{F}{\Omega}, \quad (в)$$

где  $k_{\max}$  — наибольший коэффициент  $k$  перед началом массового схода снега,

$F$  — площадь, покрытая снегом,

$\Omega$  — площадь водосбора.

„Определенной степени покрытия снегом площади бассейна, — отмечает Г. П. Калинин [6], — соответствуют свои — более или менее постоянные — характеристики поверхности бассейна, а следовательно, и коэффициенты перехода от температуры воздуха к интенсивности снеготаяния“. Поэтому в более общем виде равенство (в) можно представить в виде

$$k = f\left(k_{\max}, \frac{F}{\Omega}\right), \quad (г)$$

а так как после начала массового схода снега

$$\left(\frac{F}{\Omega}\right)_T \approx f\left(\frac{\sum_{T_k}^T t^{\circ}}{T_k}\right), \quad (д)$$

где  $\sum_{T_k}^T t^{\circ}$  — сумма температур от начала массового схода снега (т. е. от момента, когда  $k = k_{\max}$ ) до данного момента  $T$ ,

то, следовательно, во второй период снеготаяния

$$k = f\left(k_{\max}, \frac{\sum_{T_k}^T t^{\circ}}{T_k}\right). \quad (37.5)$$

Зависимость (37.5) может быть конкретизирована исходя из предположения о пропорциональности между запасом воды в снеге  $W$  и площадью снежного покрова  $F$ . Принимая в соответствии с этим

$$F = cW \quad (е)$$

и

$$- \alpha dW = Q dt, \quad (ж)$$

где  $F$  — площадь снежного покрова;

$W$  — запас воды в снеге (в среднем для всей площади бассейна  $\Omega$ );

$c$  — коэффициент пропорциональности;

$\alpha dW$  — объем стока с площади бассейна ( $\alpha$  — коэффициент стока);  
 $Q dt$  — объем стока в замыкающем створе за период  $dt$ ,  
 получим из (е)

$$\frac{dF}{c} = dW. \quad (з)$$

Подставляя (з) и (ж) в (34.5), получим (в расчете на действующую площадь  $F$ )

$$\frac{dF}{c} = -k_{\max} F t^{\circ} dt. \quad (и)$$

Разделяя переменные и интегрируя по площади от  $F_{T_k} = \Omega$  (площадь снежного покрова перед массовым сходом снега, т. е. в момент, когда  $k = k_{\max}$ ) до  $F_T$  (площадь снежного покрова в данный момент  $T$ ), получим

$$- \int_{\Omega}^{F_T} \frac{dF}{F} = c k_{\max} \sum_{T_k}^T t^{\circ}, \quad (к)$$

откуда находим, вводя обозначение  $c k_{\max} = B$ ,

$$F_T = \Omega e^{-B \sum_{T_k}^T t^{\circ}}, \quad (л)$$

или

$$\frac{F_T}{\Omega} = e^{-B \sum_{T_k}^T t^{\circ}}. \quad (м)$$

Подставляя (м) в (в), находим

$$k = k_{\max} e^{-B \sum_{T_k}^T t^{\circ}} \quad (38.5)$$

„Таким образом, — отмечает Г. П. Калинин, — в случаях, когда существует приближенное соотношение между запасом воды и площадью бассейна, занятой снегом, связь  $k$  с суммой положительных температур воздуха выражается экспоненциальной кривой“.

Согласно изложенному, коэффициент водоотдачи  $k$  определяется двумя уравнениями в зависимости от фазы снеготаяния: в первый период снеготаяния, при сплошном снежном покрове на всей площади водосбора, коэффициент  $k$  определяется уравнением (36.5), а во второй период, после начала массового схода снега, уравнением (38.5).

Подставляя эти уравнения в (34.5), получим уравнения для расчета и прогноза весеннего стока в замыкающем створе реки; подставляя (36.5) в (34.5), имеем

$$Q_{T+t} = a \left( a \frac{\sum t}{H} - b \right) \Omega \bar{t}^{\circ}, \quad (39.5)$$



где  $\Sigma t$  — сумма положительных среднесуточных температур от начала снеготаяния до момента  $T+t$ ,

$\bar{t}^{\circ}$  — средняя температура воздуха в период от  $T$  (дата выпуска прогноза) до  $T+\tau_0$  ( $\tau_0$  — время добегаания стока).

Подставляя (38.5) в (34.5), получим

$$Q_{T+t} = \alpha \left( k_{\max} e^{-\frac{B}{T_k} \Sigma t^{\circ}} \right) \bar{\Omega} \bar{t}^{\circ}, \quad (40.5)$$

где  $k_{\max}$  — наибольшая величина коэффициента  $k$  по уравнению (36.5);

$\sum_{T_k}^{T+t} t^{\circ}$  — сумма положительных среднесуточных температур в период от  $T_k$  (дата с наибольшей величиной коэффициента  $k$ ) до прогнозируемого момента  $T+t$ ;

$B = ck_{\max}$  — коэффициент, определяемый подбором.

В соответствии с подразделением коэффициентов  $k$  по фазам снеготаяния уравнение (39.5) применяется для расчета и прогноза стока в первую половину снеготаяния, до появления проталин и начала массового схода снега; в отличие от этого уравнение (40.5) применяется для расчета и прогноза стока во вторую половину снеготаяния, после начала массового схода снега.

Уравнения (39.5) и (40.5) были использованы Г. П. Калининым для прогноза весеннего стока в створах р. Ока — Орел, р. Зуша — Мценск, Упа — Одоев, р. Жиздра — Козельск, р. Угра — Товарково. Приближенные формулы типа (39.5) и (40.5), по которым давался прогноз в указанных створах, приводятся в табл. 24.

Согласно Г. П. Калинину, прогноз стока по этим формулам может даваться с заблаговременностью до 5 суток с удовлетворительной для практики точностью.

Ошибки прогноза вызываются в основном тремя причинами:

- 1) ошибками метеорологического прогноза температуры воздуха в период заблаговременности  $\tau_0$ ;
- 2) приближенностью учета коэффициента стока  $\alpha$  (коэффициент стока принимается средним для всего периода снеготаяния);
- 3) неучетом изменения времени добегаания  $\tau_0$  в период снеготаяния.

В целом способ Г. П. Калинина является, по нашему мнению, интересной попыткой упрощенного и аналитического решения задачи предвычисления весеннего стока. Дальнейшее совершенствование способа должно заключаться в основном в совершенствовании учета коэффициента стока  $\alpha$  в период таяния.

Кроме самого способа расчета и прогноза весеннего стока, большую ценность, по нашему мнению, имеет разработанный автором способ расчета коэффициента водоотдачи  $k$  по уравнениям (36.5)

и (38.5); способ этот может быть использован для расчета и прогноза водоотдачи из снежного покрова наряду со способами, изложенными в разделе IV (стр. 193), и, следовательно, имеет самостоятельное научное и практическое значение.

Таблица 24

Формулы для расчета стока половодья по Г. П. Калинину

№ п/п	Река	Пункт	Формулы для периодов		Время добегаания $\tau_0$ (сутки)
			от $k=0$ до $k=k_{\max}$	от $k=k_{\max}$ до $k=0$	
1	Ока	Орел	$Q = \frac{3504}{H_{\max}} \bar{t}^{\circ} \Sigma t^{\circ}$	$Q = 365 \bar{t}^{\circ} e^{-0,135 \frac{\Sigma t^{\circ}}{T_k}}$	3
2	Зуша	Мценск	$Q = \frac{3000}{H_{\max}} \bar{t}^{\circ} \Sigma t^{\circ}$	$Q = 390 \bar{t}^{\circ} e^{-0,189 \frac{\Sigma t^{\circ}}{T_k}}$	3
3	Упа	Одоев	$Q = \frac{3690}{H_{\max}} \bar{t}^{\circ} \Sigma t^{\circ}$	$Q = 430 \bar{t}^{\circ} e^{-0,046 \frac{\Sigma t^{\circ}}{T_k}}$	5
4	Жиздра	Козельск	$Q = \left( \frac{3050}{H_{\max}} \Sigma t^{\circ} - 50 \right) \bar{t}^{\circ}$	$Q = 400 \bar{t}^{\circ} e^{-0,077 \frac{\Sigma t^{\circ}}{T_k}}$	5
5	Угра	Товарково	$Q = \left( \frac{1600}{H_{\max}} \Sigma t^{\circ} - 75 \right) \bar{t}^{\circ}$	$Q = 480 \bar{t}^{\circ} e^{-0,037 \frac{\Sigma t^{\circ}}{T_k}}$	5

##### 5. СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА МЕТОДОВ ВОДНОГО БАЛАНСА И ИЗОХРОН

Согласно изложенному, метод водного баланса предназначен в основном для прогноза объема стока в период  $\tau_0$ . Однако в ряде случаев метод водного баланса может быть использован для прогноза среднесуточных расходов и в этих случаях может быть сравнен с методом изохрон.

Несомненно, что метод изохрон является более обоснованным по сравнению с методом водного баланса, так как он учитывает

неодновременность стока с различных частей водосбора до замыкающего створа реки. В отличие от этого, прогноз среднесуточных расходов по методу водного баланса основан на предположении о приближенном подобии гидрографа стока и кривой скользящих средних расходов (рис. 88).

Несмотря на приближенность и эмпиричность этой предпосылки, метод водного баланса имеет, по нашему мнению, некоторое преимущество, по сравнению с методом изохрон, которое заключается в следующем:

а) прогноз среднесуточных расходов по (5.5) и (4.5) прост и значительно менее трудоемок, по сравнению с прогнозом по генетической формуле (15.4);

б) несмотря на приближенность указанной выше предпосылки, прогноз по (5.5) и (4.5) во многих случаях будет более точным, по сравнению с прогнозом по методу изохрон, из-за приближенности (главным образом) существующих в настоящее время способов расчета и прогноза суточных величин потерь стока  $P$  в генетической формуле (15.4);

в) заблаговременность прогнозов среднесуточных расходов по (5.5) и (4.5) приблизительно равна половине бассейнового времени добегания  $\tau_0 \left( t = \frac{\tau_0}{2} \right)$  и, следовательно, значительно превышает заблаговременность прогнозов по методу изохрон (которая обычно равна 2—3 дням).

По этим причинам метод водного баланса достоин серьезного внимания как эффективный и практически целесообразный метод прогнозирования не только объема стока, но и среднесуточных расходов в периоды прохождения продолжительных, ясно выраженных паводков главным образом весеннего половодья.

## ЛИТЕРАТУРА

### Введение

1. Анучин Д. Н. Наводнение в Москве в апреле 1908 г. и вопрос об изучении наводнений в России. Землеведение, кн. II, 1908.
2. Аполлов Б. А. Гидрологические информации и прогнозы. Гидрометеозлат, М.—Свердловск, 1945.
3. Брегман Г. Р. Проблема надежного гидрометеорологического прогноза. Метеорология и гидрология, № 2, 1946.
4. Брегман Г. Р. Гидрологические прогнозы в СССР. Метеорология и гидрология, № 5, 1947.
5. Воейков А. И. О наводнениях в апреле и возможности их предсказаний. Метеорологический вестник, № 5, 1908.
6. Воейков А. И. К вопросу о половодье 1908 г. и предсказании уровня рек. Метеорологический вестник, 6 и 7, 1908.
7. Гейнц Е. А. Метеорологические условия большого половодья на Оке весной 1908 г. Метеорологический вестник, 1908.
8. Гейнц Е. А. Водоносность бассейна верховьев Оки в связи с осадками. Труды экспедиции для исследования источников главных рек Европейской России. Бассейн Оки, СПб, 1903.
9. Гнусин Д. Д. О способах предсказания высот речных уровней в интересах судоходства. Журнал МПС, № 7—8, СПб, 1897.
10. Давыдов Л. К. Ближайшие задачи в области организации службы прогнозов расходов рек в Туркестане. Вестник ирригации, № 6, Ташкент, 1924.
11. Давыдов Л. К. Материалы по изучению зависимости режима рек Средней Азии от метеорологических факторов. Труды Ср.-Аз. метеор. ин-та, т. I, вып. II, Ташкент, 1929.
12. Исполинов А. А. Как предсказываются уровни воды в реках Дальневосточного края. Изд. Гидрометбюро ДВК, Владивосток, 1930.
13. Калинин Г. П. Основы методики краткосрочных прогнозов водного режима. Труды ЦИП, вып. 28 (55), 1952.
14. Квицинский Л. П. О предсказаниях колебаний уровня воды и глубины фарватера в реках. Доклад III съезду русских деятелей по водным путям, СПб, 1896.
15. Клейбер В. Г. Предсказания колебания уровня воды и глубины перекатов на р. Волге. Доклад III съезду русских деятелей по водным путям, СПб, 1896.
16. Львович М. И. Гидрология в дореволюционной России. Метеорология и гидрология, № 2, 1948.
17. Назаров В. А. Необычайное наводнение 1931 г. на р. Днепре и его предсказания. Геофизика, т. II, № 2, 1932.
18. Никитин С. Н. Регистрация паводков и в частности наводнений в русских реках и о факторах, влияющих на высоту и ход подъема вод. Водное дело, № 5, 1909.
19. Ольдекоп Э. М. К вопросу о прогнозе расходов рек в Туркестане. Бюллетень гидрологической части в Туркестанском крае, № 2, 1917.

20. Сахарович Я. И. и Соломенцев Н. А. Использование гидрологических прогнозов при проектировании водосбросных сооружений крупных гидротехнических узлов и их эксплуатации. Труды ЦИП, вып. 32 (59), 1954.
21. Эссен А. М. Изучение паводков. Гидрометрическая часть при Водном управлении на Кавказе, вып. 4, Тифлис, 1913.
22. Рыкачев М. А. (ред.). Исследование весеннего половодья 1908 года. Вып. 1, М.—П., 1915.
23. Лебедев В. Н. Методы предсказания высоты весеннего половодья рек. Изв. ГГИ, № 11, 1924.
24. Назаров В. А. Долгосрочные предсказания высот половодья на Днепре, Десне, Припяти, Южном Буге по осадкам и температуре зимы в бассейнах и их результаты. Труды II гидрологического съезда, 1928.
25. Огневский А. В. Связь уровней р. Днепра у г. Киева и у некоторых нижележащих притоков и предсказания высот уровней на последних по высотам у Киева. Научов Зап. ВУАН, часть II, Труды I гидрологического съезда, 1925.
26. Аполлов Б. А. Определение высоты и времени прохождения половодья в Астрахани. Наш край, № 8, Астрахань, 1926.
27. Огневский А. В. и Прядченко А. М. Долгосрочные прогнозы характеристик весеннего половодья. Основные итоги работ службы гидрологических оповещений Днепростроя. Харьков—Киев, 1934.
28. Назаров В. А. Интегральная балловая оценка факторов как метод установления многозначных зависимостей в применении к гидрологическим прогнозам. Метеорология и гидрология, № 2, 1941.
29. Машкевич О. Т. Опыты долгосрочных гидрологических прогнозов на малых реках. Речиздат ЦУЕГМС, 1936.
30. Комаров В. Д. Прогноз высоты половодья и объема талых вод р. Оки у г. Калуги. Метеорология и гидрология, № 3, 1936.
31. Соколова Е. М. Прогнозы весеннего половодья р. Камы у г. Молотова по снегозапасам. Труды ГГИ, вып. 10, 1940.
32. Спенглер О. А. Экспериментальное изучение влияния интенсивности снеготаяния на формирование весеннего половодья. Труды ГГИ, вып. 10, 1940.
33. Великанов М. А. Гидромеханический анализ склонового стока. Геофизика, т. 1—2, 1931.
34. Аполлов Б. А. Метод водного баланса в применении к краткосрочным гидропрогнозам. Метеорология и гидрология, № 1—2, 1935.
35. Бернадский Н. М. Речная гидравлика, ее теория и методология. Т. I. Гидроэнергоиздат, 1933.
36. Львович М. И. Процессы формирования паводков. Труды ГГИ, вып. 10, 1940.
37. Берг Е. В. О прогнозах дождевого стока по принципу элементарного паводка. Труды ГГИ, вып. 10, 1940.
38. Санин Г. А. О сущности и форме элементарного паводка. Труды ГГИ, вып. 10, 1940.
39. Практическое руководство по основным приемам гидрологических прогнозов. Гидрометеоздат, 1942.

#### Раздел I

1. Аполлов Б. А. Гидрологические информации и прогнозы. Гидрометеоздат, 1945.
2. Аполлов Б. А. и Лисаченко Ф. П. Принципиальные возможности краткосрочного фоновых прогноза начала весеннего половодья на малых реках. Труды ЦИП, вып. 2 (29), 1947.
3. Брегман Г. Р. Проблема надежного гидрометеорологического прогноза. Метеорология и гидрология, № 2, 1946.

4. Быдин Ф. И. К вопросу о методах разработки материалов для целей прогнозов и информации о режиме вод. Изв. ГГИ, вып. 70, 1935.
5. Великанов М. А. Гидрология суши. Гидрометеоздат, 1948.
6. Временная инструкция по выпуску, учету и оценке гидрологических прогнозов. Гидрометеоздат, 1941.
7. Инструкция по выпуску, учету и оценке гидрологических прогнозов. Гидрометеоздат, 1942.
8. Калинин Г. П. Основы методики краткосрочных прогнозов водного режима. Труды ЦИП, вып. 28 (55), 1952.
9. Огневский А. В. Гидрология суши. Гидрометеоздат, 1948.
10. Огневский А. В. Основные закономерности в процессах стока на речных бассейнах. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 13, 1945.
11. Практическое руководство по основным приемам гидрологических прогнозов. Гидрометеоздат, 1942.

#### Раздел II

1. Аполлов Б. А. Гидрологические информации и прогнозы. Гидрометеоздат, 1945.
2. Воскресенский К. П. Опыт разработки методики прогнозов межлетнего режима рек Европейской части СССР. Труды ГГИ, вып. 10, 1940.
3. Волкова Н. С. Обзор режима грунтовых вод Европейской части СССР. Вып. 7, 1936.
4. Дарман З. И. Прогноз весеннего половодья р. Днепр у Каховской ГЭС. Труды ЦИП, вып. 32 (59), 1954.
5. Каменский Г. Н., Биндеман Н. Н., Вевиоровская М. А., Альтовский М. З. Режим подземных вод. ГОНТИ, 1938.
6. Кондратьева А. В. О прогнозе горизонтов воды по данным одного поста. Геофизика, т. III, вып. 9, 1933.
7. Козырев А. А. Изучение уровня грунтовых вод. Исследования подземных вод СССР, вып. 2, 1933.
8. Подвиженская Н. Я. К методике прогноза спада весеннего половодья. Труды ЦИП, вып. 30 (57), 1953.
9. Поляков Б. В. Водный баланс Нижней Волги на участке Куйбышев—Камышин. Метеорология и гидрология, № 2, 1936.
10. Практическое руководство по основным приемам гидрологических прогнозов. Гидрометеоздат, 1942.
11. Шаффернак Ф. Гидрология. Под ред. Д. Л. Соколовского. Гидрометеоздат, 1938.
12. Gravelius. Die Flusskunde, Berlin, 1914.
13. Drinkhahn R. Die hydrographischen Grundlagen für die Pränung von Wasserkraftwerken in Südwestdeutschland, Berlin, 1926.

#### Раздел III

1. Алтуни В. Ф. Прогноз максимального горизонта р. Дон у г. Ростова Аз.-Черн. краевое книгоиздательство, Ростов-на-Дону, 1934.
2. Аполлов Б. А. Гидрологические информации и прогнозы. Гидрометеоздат, 1945.
3. Аполлов Б. А. Определение высоты и времени прохождения половодья в Астрахани. Наш край, № 8, Астрахань, 1926.
4. Басин А. М. Метод прогноза максимального горизонта на р. Дон. Метеорология и гидрология, № 4—5, 1937.
5. Бернадский Н. М. Речная гидравлика, ее теория и методология. Т. I. Госэнергоиздат, 1933.
6. Быдин Ф. И. Использование соответственных уровней для построения кривых расходов. Изв. ГГИ, № 29, 1930.
7. Великанов М. А. Гидрология суши. Гидрометеоздат, 1948.

8. Великанов М. А. Динамика русловых потоков. Гидрометеиздат, 1946.
9. Джорджио З. О гидрометрических наблюдениях на реках с неустойчивым руслом в связи с задачами гидропрогнозов. Метеорология и гидрология, № 3, 1937.
10. Исполинов А. А. Как предсказываются уровни воды в реках Дальневосточного края. Изд. Гидрометбюро ДВК, Владивосток, 1930.
11. Калинин Г. П. Опыт построения кривых расходов при помощи метода соответственных уровней. Метеорология и гидрология, № 4, 1949.
12. Калинин Г. П. О предвычислении гидрографа весеннего половодья. Труды ЦИП, вып. 6 (33), 1947.
13. Калинин Г. П. Основы методики краткосрочных прогнозов водного режима. Труды ЦИП, вып. 28 (55), 1952.
14. Машкевич О. Т. Практическое руководство для производства гидрологических прогнозов. М., 1933.
15. Молоков Ф. М. О построении связи соответственных уровней на приточном участке. Метеорология и гидрология, № 7, 1937.
16. Нелько Я. Т. Перемещение паводочной волны речного потока. Труды ХГМИ, т. III, 1940.
17. Огневский А. В. О соответственных уровнях и их использовании. Геофизика, вып. 2, 1932.
18. Огневский А. В. Связь уровней р. Днепра у г. Киева с уровнями некоторых нижележащих притоков и предсказания высот уровней на последних по высотам у Киева. Научн. Зап. ВУАН, ч. II. Труды I гидрологического съезда, 1925.
19. Практическое руководство по основным приемам гидрологических прогнозов. Гидрометеиздат, 1942.
20. Ржаницы Н. А. Речная гидравлика, ч. II, ОНТИ, 1936.
21. Алексин Ю. М. Записки по курсу речной гидрологии. Изд. Военно-морской Академии им. Крылова, Л., 1953.

#### Раздел IV

1. Адамович Е. А. Опыт краткосрочного прогноза весеннего половодья и дождевых паводков по суммарному притоку воды в русловую сеть. Метеорология и гидрология, № 4, 1951.
2. Алексеев Г. А. Динамика инфильтрации дождевой воды в почву. Труды ГГИ, вып. 6 (60), 1948.
3. Аполлов Б. А. Гидрологические информации и прогнозы. Гидрометеиздат, 1945.
4. Багров Н. А. Анализ образования потерь. Метеорология и гидрология, № 1, 1950.
5. Берг Е. В. О прогнозе дождевого стока по принципу элементарного паводка. Труды ГГИ, вып. 10, 1940.
6. Богомазова З. П. и Петрова З. П. Ливни Европейской части СССР и Кавказа. Труды НИУ ГМС, сер. IV, вып. 1, 1941.
7. Богомазова З. П. и Петрова З. П. Исследование выдающихся дождей северо-западного района Европейской части СССР и их зависимости от площади распространения. Труды ГГИ, вып. 1, 1947.
8. Богомазова З. П. и Петрова З. П. Исследование выдающихся дождей на территории УССР. их хода и распространения по площади. Труды ГГИ, вып. 6 (60), 1948.
9. Великанов М. А. Время добегающего как фактор формирования поверхностного стока. Метеорология и гидрология, № 3, 1941.
10. Великанов М. А. Гидрология суши. Гидрометеиздат, 1948.
11. Великанов М. А. Формирование ливневых паводков. Доклады АН СССР, т. XIX, № 3, 1945.
12. Великанов М. А. Теоретические основы предвычисления гидрографа дождевого паводка. Метеорология и гидрология, № 1, 1948.

13. Воскресенский К. П. Схема предвычисления дождевых паводков с учетом инфильтрационной способности водосборов и переменного графика распределения стока. Труды ГГИ, вып. 6 (60), 1948.
14. Воскресенский К. П. и Калинин Г. П. Прогноз элементов паводков методом показательного бассейна. Метеорология и гидрология, № 2, 1946.
15. Дарман З. И. Прогноз весеннего половодья р. Днепра у Каховской ГЭС. Труды ЦИП, вып. 32 (59), 1954.
16. Дмитриева Н. Г. О прогнозе гидрографа талого стока. Труды ЦИП, вып. 9 (35), 1948.
17. Дмитриева Н. Г. О скоростях добегающего воды и потерях талого стока. Труды ЦИП, вып. 22 (49), 1950.
18. Дородницын А. А. Влияние рельефа земной поверхности на воздушные течения. Труды ЦИП, вып. 21 (48), 1950.
19. Дубах А. Д. Прогноз талого стока по склонам и тальвегам. Метеорология и гидрология, № 3, 1941.
20. Дудкин П. А. Скорости течения воды по поверхности водосбора и методы их изучения. Метеорология и гидрология, № 9, 1937.
21. Евфимов Н. Г. Величины сумм эффективного излучения для некоторых пунктов СССР. Метеорология и гидрология, № 5, 1939.
22. Идзон П. Ф. Исследование потерь талого стока по методу водного баланса. Труды ЦИП, вып. 9 (35), 1948.
23. Каганер М. С. К вопросу о расчетах и прогнозах дождевых паводков. Труды КНИТО, вып. 4, 1949.
24. Казанцев Б. П. Предвычисление гидрографа талых вод в бассейне значительных размеров по гидрометеорологическим данным. Труды ЦИП, вып. 6 (33), 1947.
25. Калинин Г. П. Главнейшие метеорологические факторы годового стока. Труды ЦИП, вып. 5 (32), 1947.
26. Калинин Г. П. К методике краткосрочного прогноза паводков. Труды ЦИП, вып. 9 (36), 1948.
27. Калинин Г. П. Краткосрочный прогноз весенних паводков. Труды ЦИП, вып. 22 (49), 1950.
28. Калинин Г. П. Основы методики краткосрочных прогнозов водного режима. Труды ЦИП, вып. 28 (55), 1952.
29. Калинин Г. П. Роль леса в распределении осадков. Метеорология и гидрология, № 1, 1950.
30. Калитин Н. Н. Актинометрия. Гидрометеиздат, 1938.
31. Клябашев К. П. К методике прогнозирования гидрографов дождевых паводков (на примерах рек Великой, Плюсы и Луги). Труды ГГИ, вып. 1 (55), 1947.
32. Ковзель А. Г. Опыт проектирования гидрографа весеннего стока для малого водосбора. Труды ГГИ, вып. 31 (85), 1951.
33. Ковзель А. Г. Добегание талых вод по поверхности малых водосборов. Труды ГГИ, вып. 50 (104), 1955.
34. Козлов М. П. и Зыков Н. А. О точности вычислений и изменчивости средних величин летних осадков на заданной площади. Труды ГГИ, вып. 46 (100), 1954.
35. Комаров В. Д. Исследование весеннего стока рек бассейна р. Оки. Труды ЦИП, вып. 4 (31), 1947.
36. Комаров В. Д. О процессах формирования половодья на малой реке и предвычислении его гидрографа. Труды ЦИП, вып. 6 (33), 1947.
37. Комаров В. Д. О формировании талого стока на малых водосборах. Труды ЦИП, вып. 9 (36), 1948.
38. Комаров В. Д. Основные факторы весеннего стока. Труды ЦИП, вып. 2 (29), 1947.
39. Крицкий С. Н. и Менкель М. Ф. Гидрологические основы речной гидротехники. Изд. АН СССР, М., 1953.
40. Кузьменко А. С. Основы противозводной мелиорации. Сельхозгиз, 1954.

41. Кузьмин П. П. Интенсивность снеготаяния как функция элементов энергетического баланса. Труды ЦИП, вып. 4 (31), 1947.
42. Кузьмин П. П. Опыт исследования теплового и водного баланса снеготаяния. Труды ГГИ, вып. 1 (55), 1947.
43. Кузьмин П. П. Теоретическая схема расчета интенсивности снеготаяния. Труды ГГИ, вып. 24 (78), 1950.
44. Кузьмин П. П. Метод определения максимальной интенсивности снеготаяния. Труды ГГИ, вып. 24 (78), 1950.
45. Кузьмин П. П. Исследование параметров формулы снеготаяния. Труды ГГИ, вып. 32 (86), 1951.
46. Кузьмин П. П. Опыт расчета характеристик снеготаяния. Труды ГГИ, вып. 32 (86), 1951.
47. Ковзель А. Г. и Кузьмин П. П. Краткие указания по методике расчета гидрографа стока талых вод. Руководство стоковым станциям. Гидрометеиздат, 1954.
48. Алексин Ю. М. Методика вычисления суточных сумм теплового баланса снеготаяния. Труды ЛГМИ, 1949.
49. Алексин Ю. М. Об учете склонового времени добегаания при прогнозах и расчетах паводков методом изохрон. Труды ЛГМИ, 1956.
50. Ливни на территории СССР. Гидрометеиздат, 1940.
51. Львович М. И. и Спенглер О. А. Работы по изучению добегаания снеговых талых вод на Валдайской гидрологической станции в 1938 г. Сборник ГГИ, № 1, 1938.
52. Львович М. И. Процессы формирования паводков. Труды ГГИ, вып. 10, 1940.
53. Львович М. И. Прогноз элементов паводка методом показательного бассейна (дискуссия). Метеорология и гидрология, № 2, 1946.
54. Оболенский В. Н. Курс метеорологии. Гидрометеиздат, 1944.
55. Огневский А. В. Основные закономерности в процессах стока на речных бассейнах. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 13, 1945.
56. Огневский А. В. О расчетных скоростях продольного добегаания и об изохронах. Труды КНИГО, вып. 2, 1948.
57. Огневский А. В. Метод показательного бассейна и его применение для прогнозов элементов паводков. Метеорология и гидрология, № 2, 1947.
58. Огневский А. В. Бассейны-индикаторы. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 26, 1947.
59. Ольдекоп Э. М. О генетической формуле стока. Труды ГГИ, вып. 14 (68), 1949.
60. Ольдекоп Э. М. О роли регулирующей емкости русловой системы при формировании паводочного стока. Труды ГГИ, вып. 1 (55), 1947.
61. Подвиженская Н. Я. Анализ потерь при дождевых паводках на малых бассейнах. Труды ЦИП, вып. 23 (50), 1951.
62. Поляков Б. В. Определение связи между подземными водами и поверхностным стоком. Труды ЦИП, вып. 2 (29), 1947.
63. Попов Е. Г. Тепловой баланс и интенсивность снеготаяния. Труды ЦИП, вып. 9 (36), 1948.
64. Попов Е. Г. О расчете поверхностного задержания воды в речных бассейнах для целей прогноза стока. Метеорология и гидрология, № 1, 1950.
65. Попов Е. Г. и Великанова Т. И. Опыт приближенного расчета интенсивности снеготаяния в речном бассейне. Труды ЦИП, вып. 22 (49), 1950.
66. Практическое руководство по основным приемам гидрологических прогнозов. Гидрометеиздат, 1942.
67. Протоdjяконов М. М. Теория стока поверхностных вод. Гострансиздат, М., 1932.
68. Решетников А. И. Сток снеговых и дождевых вод с элементарных площадок в районе Валдайской возвышенности. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 17, 1945.
69. Рутковский В. И. Опыт изучения теплового баланса в период снеготаяния. Метеорология и гидрология, № 5, 1941.
70. Санин Г. А. О сущности и форме элементарного паводка. Труды ГГИ, вып. 10, 1940.
71. Сапожников В. И. Опыт прогноза гидрографа паводка по суммарному притоку воды в речную сеть. Труды ЦИП, вып. 12 (39), 1949.
72. Сапожников В. И. О прогнозе дождевых паводков. Труды ЦИП, вып. 22 (49), 1950.
73. Сапожников В. И. О распределении потерь стока в течение дождевых паводков. Труды ЦИП, вып. 22 (49), 1950.
74. Соколовский Д. Л. Методика построения гидрографа ливневого стока по осадкам. Труды ГГИ, вып. 14 (68), 1949.
75. Украинцев В. Н. Приближенное вычисление сумм прямой и рассеянной солнечной радиации. Метеорология и гидрология, № 6, 1939.
76. Украинцев В. Н. Облачность и солнечное сияние. Метеорология и гидрология, № 5, 1939.
77. Урмаев П. А. Впитывание почвой весенних талых вод. Труды ГГИ, вып. 46 (100), 1954.
78. Федоров С. Ф. Экспериментальное изучение инфильтрации на слабо-подзолистых почвах. Труды ГГИ, вып. 46 (100), 1954.
79. Шпак И. С. К вопросу о внутрипочвенном стоке. Труды ЦИП, вып. 22 (49), 1950.
80. Швец М. Е. Тепловой баланс снегового покрова в период таяния. Труды НИУ ГУГМС, сер. I, вып. 20, 1947.
81. Шмид В. А. Опыт применения принципа элементарного гидрографа для прогноза дождевых паводков. Труды ГГИ, вып. 9 (63), 1939.
82. Sherman L. K. The Relation of Hydrographs of Run-off to Size and Character of Drainage-basins. Trans. Amer. Geoph. Union, 13 ann. meet., 1932.
83. Sherman L. K. Stream-flow from Rain-fall by Unit-graph Method. Eng. News Rec., v. 108, № 14, 1932.
84. Sherman L. K., Zoch R., Bernard M. Analyses of Run-off Characteristics. Discussion. Proc. Am. Soc. Civ. Eng., v. 65, № 3, 1939.
85. Bernard M. M. An Approach to Determinate Stream-flow. Proc. Am. Soc. Civ. Eng., v. 60, № 1, 1934.
86. Bernard M. M. An Approach to Determinate Stream-flow. Discussion. Proc. Am. Soc. Civ. Eng., v. 61, № 4, 1935.
87. Barrows H. K., Pierce G. H., Jarvis C. S., Grunsky C. K., Horton R. E., Boiling C., Clyde G. A. A Discussion of the Unit-graph Method of Estimating Run-off. Eng. News Rec., v. 109, № 8, 1932.
88. Horner W. and Flynt F. Relation between Rainfall and Run-off from Small Urban Areas. Proc. Am. Soc. Civ. Eng., v. 60, № 8, 1934.
89. Horton R. E. The Role of Infiltration in the hydrological Cycle. Trans. Am. Geoph. Union, 14th ann. meet., 1933.
90. Zoch R. On the Relation between Rain-fall and Stream-flow. Weath. Review., v. 62, № 9, 1934.
91. Hoyt W. G. and others. Studies of Relation of Rain-fall and Run-off in the United States. Water Supply Paper of the U. S. Geol. Survey, № 772, 1936.
92. Snyder F. F. Synthetic Unit-graphs. Trans. Am. Geoph. Union, 19th ann. Meet., 1938.
93. Snyder F. F. and Hoyt W. G. Analysis of Run-off Characteristics. Discussion. Proc. Am. Soc. Civ. Eng., v. 65, № 4, 1939.
94. Meyer O. Analysis of Run-off Characteristics. Proc. Am. Soc. Civ. Eng., v. 64, № 9, 1938.
95. Brater E. F. The Unit-hydrograph Principle applied to small Watersheds. Proc. Am. Soc. Civ. Eng., v. 65, № 7, 1939.

Раздел V

1. Аполлов Б. А. Гидрологические информации и прогнозы. Гидрометеоздат, 1945.
2. Аполлов Б. А. Метод водного баланса в применении к краткосрочным гидропрогнозам. Метеорология и гидрология, № 1—2, 1935.
3. Вольфуин И. Б. Исследование формирования дождевых паводков. Труды ГГИ, вып. 46 (100), 1954.
4. Дарман З. И. Прогноз весеннего половодья р. Днепра у Каховской ГЭС. Труды ЦИП, вып. 32 (59), 1954.
5. Змиева Е. С. Расчет промежуточного притока в р. Волгу на участке Чкаловск—Чебоксары. Труды ЦИП, вып. 32 (59), 1954.
6. Калинин Г. П. О предвычислении гидрографа весеннего половодья. Труды ЦИП, вып. 6 (33), 1947.
7. Калинин Г. П. Основы методики краткосрочных прогнозов водного режима. Труды ЦИП, вып. 28 (55), 1952.
8. Калинин Г. П. К методике прогноза объема стока больших рек. Труды ЦИП, вып. 32 (59), 1954.
9. Калинин Г. П. К вопросу о предвычислении гидрографа по распределению воды в речной системе. Труды ЦИП, вып. 4 (31), 1947.
10. Макарова Т. Т. Исследование формирования весеннего половодья по методу водного баланса (на примере р. Мологи). Труды ЦИП, вып. 22 (49), 1950.
11. Поляков Б. В. Определение связи между подземными водами и поверхностным стоком. Труды ЦИП, вып. 2 (29), 1947.
12. Черноиваненко И. М. Методика прогноза притока воды в Цимлянское водохранилище. Труды ЦИП, вып. 32 (59), 1954.



*Алехин Юрий Михайлович*

КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ СТОКА  
НА РАВНИННЫХ РЕКАХ

Отв. редактор *К. П. Воскресенский*  
Редактор *М. К. Шатилина*  
Техн. редактор *А. А. Соловейчик*  
Корректор *М. П. Бушева*

Сдано в набор 10/VIII 1956 г. Подписано  
к печати 24/IX 1956 г. Бумага 60 × 92/16  
Бум. л. 8,38. Печ. л. 16,75. Уч.-изд. л. 19,51  
Тираж 3000 экз. М-40211. Индекс УГЛ-112.  
Гидрометеоздат, Ленинград, В. О.,  
2-я линия, д. 23. Заказ 776.  
Цена 8 руб. 85 коп.

2-я типография Гидрометеоздата,  
Ленинград, Прачечный пер., д. 6.

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ОТДЕЛ РАСПРОСТРАНЕНИЯ

Ленинград, В. О., 2-я линия, д. 23

ИМЕЮТСЯ НА СКЛАДЕ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТА

1. Учебники и учебные пособия

Для вузов

Великанов М. А. Гидрология суши. Ц. 16 р.  
Гончаров В. Н. Основы динамики русловых потоков. Ц. 13 р.  
Иванов К. Е. Гидрология болот. Ц. 9 р. 65 к.  
Лебедев В. В. Гидрология и гидрометрия в задачах (2-е изд.) Ц. 16 р. 70 к.  
Лебедев В. В. Номограммы для гидрологических расчетов. Ц. 3 р. 70 к.  
Степанов Н. Н. Геодезия. Ц. 10 р.

Для техникумов

Алекси О. А. Гидрохимия. Ц. 5 р. 40 к.  
Булах В. Л., Соломенцев Н. А., Чекарнев В. А. Основы гидрологии и сельскохозяйственных мелиораций. Ц. 8 р. 30 к.  
Ильин И. А. Исследование вод суши (гидрографические) работы. Ц. 7 р. 30 к.  
Лучшева А. А. Практическая гидрометрия. Изд. 2-е. Ц. 9 р. 70 к.  
Соколов А. А. Гидрография СССР. Ц. 12 р. 75 к.  
Чеботарев В. И. и Скуе А. Р. Гидрометрические сооружения. Ц. 10 р. 25 к.  
Чеботарев А. И. Гидрология суши. Ц. 11 р. 60 к.

II. Труды Государственного ордена Трудового Красного Знамени  
гидрологического института

Вып. 16 (70). Исследования процессов снеготаяния и физических свойств льда. Под ред. П. П. Кузьмина. Ц. 6 р. 80 к.  
Вып. 17 (71). Вопросы гидрохимии. Под ред. О. А. Алекина. Ц. 6 р.  
Вып. 34 (88). Исследование изменений гидрометеорологического режима под влиянием полесажных лесонасаждений. Под ред. П. П. Кузьмина. Ц. 12 р. 30 к.  
Вып. 47 (101). Проскураков А. К. Вопросы гидрометрии. Ц. 6 р. 90 к.  
Вып. 52 (106). Вопросы изучения формирования и расчетов стока. Под ред. Д. Л. Соколовского. Ц. 16 р. 95 к.  
Вып. 53 (107). Вопросы гидрологических прогнозов. Под ред. О. А. Спенгера. Ц. 11 р. 15 к.  
Вып. 54 (108). Исследования испарения с почвы и просачивания влаги в почвогрунты. Под ред. В. Ф. Пушкарева. Ц. 9 р. 60 к.  
Вып. 55 (109). Исследования ледового режима рек и снеготаяния. Под ред. П. П. Кузьмина. Ц. 11 р. 35 к.  
Вып. 56 (110). Вопросы формирования речных русел и берегов водохранилищ. Под ред. Н. Е. Кондратьева. Ц. 8 р. 60 к.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
24	12 и 16 св.	рис. 2	рис. 1
27	20 св.	рис. 2	рис. 1
28	3 св.	см. рис. 2	см. рис. 1
69	3 св.	на стр. 64	на стр. 66
74	6, 10, 11 св.	$R = m + n +$	$R = m + n + l.$
99	1 св.	(стр. 54)	(стр. 58)
102	1 "	паводочных	поверочных
116	16 св.	(стр. 133)	(стр. 135)
143	17 "	при $z_T^n \neq 0$	при $z_T^n = 0$
151	17 "	(стр. 196)	(стр. 130)
164	5 "	a	e
189	11 и 12 св.		

Заказ 776.