

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ю. М. ГЕОРГИЕВСКИЙ

КРАТКОСРОЧНЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Учебное пособие

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1982

Георгиевский Ю. М. Краткосрочные гидрологические прогнозы. Учебное пособие. — М., Изд. ЛПИ, 1982, с. 100. (ЛГМИ).

*Одобрено Ученым советом
Ленинградского гидрометеорологического института*

В книге излагаются методы краткосрочных прогнозов стока и ледовых явлений на равнинных реках. Приводятся сведения о развитии гидрологических прогнозов, их значении для народного хозяйства, современной системе оценки краткосрочных прогнозов.

Книга предназначена в качестве учебного пособия для студентов-гидрологов гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов.

Табл. 7. Илл. 18. Библ. 4.

Рецензенты:

кафедра гидрологии суши Ленинградского государственного университета имени А. А. Жданова;

Д. Л. Соколовский, д-р техн. наук, проф. (Государственный гидрологический институт).

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение	4
Глава I. Общие сведения о гидрологических прогнозах	5
1.1. Краткая историческая справка	5
1.2. Значение гидрологических прогнозов для народного хозяйства страны	8
1.3. Служба гидрологических прогнозов в СССР	10
1.4. Оценка прогнозов и методов прогнозирования	11
1.5. Классификация методов прогнозирования	16
Глава II. Метод тенденции	17
2.1. Способ линейной тенденции	17
2.2. Способ нелинейной тенденции	18
Глава III. Метод соответственных уровней	25
3.1. Прогнозы на бесприточном участке реки	29
3.2. Прогнозы на приточном участке реки	36
3.3. Прогнозы на речной системе	42
3.4. Использование данных о расходах воды в методе соответственных уровней	44
3.5. Распластывание паводочной волны	47
Глава IV. Метод соответственных объемов	53
4.1. Способы определения объема воды в русловой сети	54
4.2. Определение полных русловых запасов воды	56
4.3. Способы прогноза по данным об объеме воды в русловой сети бассейна	59
Глава V. Метод изохрон	61
5.1. Генетическая формула стока	61
5.2. Способы определения единичных площадей стекания	64
5.3. Расчет средних величин осадков на площади водосбора	67
5.4. Потери стока, способы прогноза дождевого стока	68

	Стр.
Глава VI. Краткосрочные прогнозы ледовых явлений на реках	81
6.1. Прогнозы появления льда	81
6.2. Прогнозы начала ледостава	85
6.3. Прогнозы толщины ледяного покрова	87
6.4. Прогнозы вскрытия рек	89
6.5. Прогнозы максимальных заторных уровней воды	95
Литература	97

ПРЕДИСЛОВИЕ

Рациональное использование изменяющихся с течением времени водных ресурсов с целью обеспечения судоходства, лесосплава, орошения земель, промышленного и бытового водоснабжения опирается на научно-обоснованное предсказание гидрологического режима водных объектов. Эти данные позволяют наиболее эффективно спланировать хозяйственную деятельность на водных объектах.

В зависимости от специфики отрасли народного хозяйства требуются различного рода прогнозы водного и ледового режима. Так, при планировании работы гидроэлектрических станций, систем орошения необходимы прогнозы ожидаемой водности рек. Для судоходства первостепенное значение имеют прогнозы уровней воды (глубин), а также сведения об ожидаемых сроках вскрытия и замерзания рек, определяющие сроки начала и окончания навигации. Исключительно важное значение имеют прогнозы и предупреждения о катастрофических разливах рек — наводнениях. Своевременное предупреждение об ожидаемых наводнениях позволяет принять защитные меры по уменьшению возможных неблагоприятных последствий народному хозяйству.

Сложность и разнообразие условий формирования водного и ледового режима водных объектов обусловили появление многих методов и способов прогноза гидрологических явлений. Последние формируются под влиянием множества факторов, меняющихся во времени и в пространстве. Учесть все их многообразие на данном этапе наших знаний не представляется возможным. Поэтому гидрологические прогнозы не являются совершенно точными и при их выпуске устанавливается вероятность возможных ошибок.

В настоящем учебном пособии рассматриваются современные методы краткосрочных гидрологических прогнозов на равнинных реках. При написании пособия автор основывался на учебник Ю. М. Алехина «Краткосрочные прогнозы стока на равнинных реках», изданный в 1956 г. С тех пор методы гидрологических прогнозов совершенствовались и развивались, что и вызвало необходимость их освещения.

В книге отражен опыт чтения курса лекций по гидрологическим прогнозам в Ленинградском гидрометеорологическом институте.

ВВЕДЕНИЕ

Водные объекты суши оказывают большое влияние на жизнь человека. Они широко используются для промышленного и бытового водоснабжения, судоходства, лесосплава, получения энергии, орошения и в других целях.

Изучением природных вод, явлений и процессов, в них происходящих, занимается гидрология суши. Гидрологические явления развиваются на территориях речных или озерных водосборов, отличающихся чрезвычайно большой неоднородностью географической среды, и являются результатом комплекса сложных процессов, происходящих в атмосфере, на поверхности и в толще земли. Эта неоднородность и громадное число взаимосвязанных факторов, влияющих на условия формирования гидрологического явления, представляют собой главную причину трудности предвидения будущего состояния водного объекта. Поскольку режим водных объектов определяется условиями погоды, то и его предсказание зависит от степени развития и точности метеорологических прогнозов. Научно обоснованными методами количественного предсказания характера, размера и сроков будущего состояния водных объектов занимается часть гидрологии суши — гидрологические прогнозы. Ввиду невозможности учета всего многообразия факторов, определяющих режим водного объекта, гидрологический прогноз содержит элемент определенной вероятности и не всегда имеет высокую степень точности (оправдываемости).

ГЛАВА I. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗАХ

1.1. Краткая историческая справка

Появление гидрологических прогнозов тесно связано с задачами практики при определенном уровне развития гидрологии суши и смежных дисциплин гидрометеорологического профиля. Первые работы в этой области были посвящены прогнозам наводнений, причинявшим значительный ущерб населенным пунктам и промышленным предприятиям, расположенным в долинах рек. В России в 90-х годах прошлого столетия для обеспечения судоходства В. Г. Клейбером, Д. Д. Гусиным, Л. Г. Квицинским разрабатывались способы краткосрочных прогнозов уровней судоходных рек. В 1893 г. на р. Волге в Казанском водном округе министерства путей сообщения осуществлялась регулярная телеграфная информация высоты уровней воды, глубины на перекатах. Однако служба предупреждений на р. Волге просуществовала всего четыре года, не получив должной поддержки от царского правительства. Позднее, после катастрофического высокого половодья на реках центральной части Европейской России (1908 г.) известный русский географ А. И. Воейков ставил вопрос о необходимости изучения основных факторов весеннего стока и организации службы гидрологических прогнозов. Эти предложения не были в то время осуществлены. Единственно, что удалось сделать А. И. Воейкову, это организовать анкетный сбор сведений от добровольных корреспондентов о снежном покрове, характере весны и весеннем половодье. Анкеты рассылались постоянной водомерной комиссией Академии наук, затем гидрометрической частью министерства земледелия, а в послереволюционный период Государственным гидрологическим институтом. Сбор этих данных был прекращен лишь в 1935 г. в связи с широким развитием наблюдений на сети государственных станций и постов.

Работы дореволюционного периода выполнялись отдельными исследователями, главным образом, с целью обслуживания информацией об ожидаемых уровнях воды на крупных судоходных реках. Одновременно накапливались материалы гидрометеорологи-

ческих наблюдений и тем самым создавалась база для дальнейшего развития гидрологических прогнозов.

Всестороннее изучение водных объектов суши, систематические наблюдения, изучение гидрологического режима, создание методов расчета и прогноза началось лишь после Великой Октябрьской революции. Поставленная В. И. Лениным задача электрификации страны вызвала необходимость глубокого изучения водных ресурсов. Уже в первые годы существования молодого социалистического государства был организован Российский (ныне Государственный) гидрологический институт. По существу, с этого года (1919 г.) начались планомерные гидрологические исследования по изучению режима рек, озер, болот и работы в области гидрологических прогнозов. Уже на следующий год при институте было учреждено гидролого-синоптическое бюро. Бюро выпускало прогнозы сроков вскрытия рек, времени появления льда, времени замерзания водных путей на основе долгосрочных прогнозов погоды Б. П. Мультановского.

Условно выделяют следующие периоды в развитии гидрологических прогнозов. Первый период с 1919 по 1930 г. характеризуется отсутствием единой службы гидрологических прогнозов для всей страны. В этот период работы в области прогнозов проводятся в больших масштабах и охватывают разные районы. Так, в 1922 г. в Государственном гидрологическом институте (ГГИ) под руководством В. Н. Лебедева была разработана методика долгосрочного прогноза высоты весеннего половодья. При составлении прогноза учитывались данные о снежном покрове, впитывающей способности почвы и ожидаемой циклоничности весны. Прогнозы выпускались для рек Волги, Оки, Камы, Белой, Вятки, Дона, Днепра, Сухоны и др. В Средней Азии Л. К. Давыдов в 1924 г. разрабатывал методику прогноза стока горных рек и занимался организацией службы гидрологических прогнозов. На Украине Е. В. Оппоков и В. А. Назаров в 1924—1927 гг. выполнили ряд работ по краткосрочному прогнозированию уровней воды рек бассейна Днепра.

К концу рассматриваемого периода возникла необходимость в централизации гидрологических прогнозов для обеспечения данными начавшегося в стране крупного гидротехнического строительства. До этого для обеспечения строительства гидроэлектростанций (Волховской, Свирской) и выпуска оперативных гидрологических прогнозов высоты половодья, сроков вскрытия и замерзания рек были созданы Бюро гидрологических оповещений. Работой их руководили А. В. Огиевский, В. Н. Лебедев. В этом периоде при выпуске гидрологических прогнозов широко использовались эмпирические зависимости и методы линейной корреляции.

Второй период (1930—1943 гг.) характеризуется организацией в 1930 г. единого научного и методического центра в виде отдела гидрологических прогнозов при Центральном бюро погоды

в Москве. Годом ранее была создана Гидрометеорологическая служба СССР с задачей обеспечения народного хозяйства данными о текущем и будущем состоянии водного режима рек и озер. С этого времени организуется и служба гидропрогнозов в секторах (затем отделах) гидропрогнозов при местных управлениях гидрометеорологической службы. В этот период гидрологические прогнозы получают свое дальнейшее развитие. Так, только в 1940 г. для народного хозяйства страны было выпущено 40 000 различных прогнозов и предупреждений. Из работ и исследований этого времени следует отметить работу Н. А. Ширкиной и М. В. Ловейко, положившие начало метеосиноптическому анализу условий замерзания и вскрытия рек и выявлению возможностей долгосрочных ледовых прогнозов; исследования В. В. Пиотровича по теплообмену вода—воздух и расчетам охлаждения воды. В эти же годы началось применение метода водного баланса при прогнозах весеннего половодья (работы Б. А. Аполлова, Г. П. Калинина, В. Д. Комарова, О. А. Спенглера и др.), использование метода изохрон при расчетах притока воды в русло, метода элементарного паводка при прогнозах дождевого стока (работы М. А. Великанова, М. И. Львовича, А. В. Огиевского), исследование возможностей учета потерь дождевого стока (работы Е. В. Берга). Разрабатываются методы долгосрочного прогнозирования вскрытия и замерзания рек (работы Г. Р. Брегмана, Г. Я. Вангенгейма), методы прогноза летнего стока (К. П. Воскресенский и др.). Продолжается совершенствование метода соответственных уровней с применением его не только для отдельных участков рек, но и для речных систем.

В годы Великой Отечественной войны работа службы гидрологических прогнозов была направлена на обеспечение боевых действий Советской Армии, но и в эти трудные годы методы прогнозов все время совершенствовались.

В 1943 г. Центральный институт погоды был преобразован в Центральный институт прогнозов (ныне Гидрометцентр СССР), ставший главным научно-методическим центром страны по гидрологическим прогнозам. С этого времени начался третий период в развитии гидрологических прогнозов. Интенсивное развитие водного хозяйства, мелиорация земель, создание крупных гидротехнических сооружений, водохранилищ потребовало расширить область применения прогнозов, повысить их точность и заблаговременность. В связи с этим были значительно расширены теоретико-экспериментальные исследования с целью выяснения закономерностей гидрологических процессов, математического моделирования и разработки физически обоснованных схем прогноза.

К числу наиболее значительных исследований по гидрологическим прогнозам следует отнести работы по созданию приближенной теории движения паводка, использование для целей прогноза запасов воды в речной сети, прогнозы по данным бассейнов индикаторов (работы Г. П. Калинина, П. И. Милюкова, А. В. Огиев-

ского, М. И. Гуревича и др.). Важные работы выполнены по изучению процессов потерь талого и дождевого стока (работы Г. А. Алексеева, Е. Г. Попова, В. Д. Комарова и др.). Исследование закономерностей формирования стока горных рек позволило разработать методику прогноза стока рек за вегетационный и более короткие (месяц, декада) периоды (работы П. М. Машукова, А. Н. Важнова, Ю. М. Денисова, А. А. Хоршана). Краткосрочные прогнозы ледовых явлений на реках, озерах и водохранилищах изложены в работах Л. Г. Шуляковского, В. В. Пиотровича, С. Н. Булатова.

Последнее десятилетие характеризуется широким внедрением электронно-вычислительной техники, разработкой новых моделей формирования стока, созданием автоматизированных систем по выпуску прогнозов с помощью ЭВМ.

Уровень развития гидрологической науки в отношении раскрытия физической сущности процессов еще не дает возможности регулярно добиваться желаемой точности прогнозов. Это связано со сложностью гидрологических процессов, невысокой точностью и подчас недостаточностью исходных данных, используемых при разработке методики прогнозирования.

Данное учебное пособие охватывает только краткосрочные прогнозы стока и ледовых явлений на равнинных реках, т. е. первую часть общего курса гидрологических прогнозов. Заблаговременность краткосрочных гидрологических прогнозов или период времени от выпуска прогноза до даты наступления прогнозируемого явления не превышает 15 суток.

1.2. Значение гидрологических прогнозов для народного хозяйства страны

Многие отрасли народного хозяйства, деятельность которых тесно связана с использованием водных ресурсов, нуждаются в различного рода гидрологических прогнозах. Прежде всего укажем на прогнозы уровней воды, необходимые для обеспечения судоходства и лесосплава на реках. На IV гидрологическом съезде в 1973 г. указывалось, что для обслуживания судоходства регулярно выпускались прогнозы по 168 рекам, имеющим судоходные условия на протяжении 73 800 км и для обслуживания лесосплава по 156 рекам (46 200 км). При планировании сроков начала и окончания навигации широко используются прогнозы сроков замерзания и вскрытия рек и судоходных каналов.

Большое значение имеют гидрологические прогнозы в деле борьбы с последствиями наводнений, вызываемых интенсивным снеготаянием, сильными ливнями, заторами или зажорами льда. Предупреждения о наводнениях позволяют принять меры, значительно снижающие убытки, причиняемые разливами рек. В 1966 г.

по Новгородской области защитные мероприятия от наводнения стоили 0,5 млн. рублей. Эти мероприятия предупредили возможные убытки на сумму около 12,3 млн. рублей.

В последнее десятилетие заблаговременно были предсказаны большие наводнения на р. Араксе в 1969 г., на Дону и Десне в 1970 г., на реках Иркутской и Читинской областей в 1971 г. Местные управления гидрометслужбы составили каталог критических и опасных значений уровней и расходов воды. Каталог позволяет, используя прогноз, предупреждать о степени опасности, грозящей народнохозяйственным объектам, городам и населенным пунктам. Строительство крупных гидротехнических узлов продолжается несколько лет. В этот период для строителей крайне важны прогнозы максимальных расходов, сроков вскрытия и замерзания. Своевременное предупреждение об экстремально больших расходах воды на Енисее в период строительства Красноярской ГЭС дало возможность принять меры по защите котлована от затопления.

Использование прогнозов притока воды в водохранилища крупных ГЭС позволяет увеличить выработку электроэнергии. При ожидаемом большом притоке воды производится усиленная сработка водохранилища и тем самым оказывается возможным в дальнейшем избежать холостых сбросов воды в период ее интенсивного поступления. В условиях ожидаемого малого притока воды принимают меры по уменьшению сработки и заполнению водохранилища до более высоких отметок, обеспечивая работу ГЭС при большем напоре. Кроме того, прогнозы притока воды используются для назначения режима работы водохранилища и в интересах водного транспорта, сельского и рыбного хозяйства.

В начале 70-х годов прогнозы притока воды регулярно выпускались для всех 46 крупных водохранилищ на Волге, Каме, Днестре, Дону, Оби, Енисее, Ангаре и других реках.

В зависимости от ожидаемой выработки энергии на ГЭС планируется работа ТЭЦ и подвоз к ним топлива. По всем ГЭС страны благодаря использованию прогнозов притока воды дополнительная выработка электроэнергии достигает порядка 2 миллиардов киловатт/часов энергии. В денежном выражении экономический эффект составляет примерно 80 млн. рублей в год.

Сельское хозяйство нуждается в прогнозах водности рек, являющихся источниками орошения. В годы повышенной водности рек Средней Азии дополнительно орошается в среднем 300 тыс. га. Таким образом, заблаговременный прогноз водности рек позволяет спланировать размеры посевных площадей, режим полива и распределение воды между оросительными системами. В маловодные годы принимаются меры, уменьшающие возможные неблагоприятные последствия — зимне-весенние влагонакопительные поливы полей, экономное расходование водных запасов, рациональное размещение сельскохозяйственных культур и др.

1.3. Служба гидрологических прогнозов в СССР

Руководство гидрометеорологическим обеспечением народного хозяйства СССР осуществляет Государственный комитет СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды. Территория страны подразделена на отдельные районы, обслуживаемые местными управлениями по гидрометеорологии и контролю природной среды (УГКС). Работа службы гидрологических прогнозов организована по административно-территориальному принципу. В каждом УГКС имеется отдел гидропрогнозов, входящий в состав бюро погоды. Гидрометеорологические обсерватории, создаваемые вне населенных пунктов, в которых расположены местные УГКС, имеют отделы прогнозов, выпускающие гидрологические и метеорологические прогнозы. При крупных гидротехнических стройках и в ряде областных центров имеются гидрометеорологические бюро (ГМБ). В состав бюро входят гидрологические группы, составляющие прогнозы. Указанные подразделения обслуживают необходимыми прогнозами местные народнохозяйственные организации. Центральные организации, министерства и ведомства получают гидрологические прогнозы из Гидрометцентра СССР (ГМЦ). В гидрометцентре два отдела занимаются гидрологическими прогнозами. Отдел исследований по речным гидрологическим прогнозам, в задачу которого входит разработка методов прогноза, автоматизация прогнозов по речным системам и гидрологическое моделирование процессов стока. Отдел гидрологических прогнозов, непосредственно осуществляющий оперативное обеспечение информацией и прогнозами интересующие организации. Кроме того, оперативное гидрологическое обеспечение осуществляется отделами гидрологических прогнозов УГКС, гидрологическими группами ГМБ. В состав их работы входит информация о текущем состоянии водных объектов. Сюда относятся сведения об уровнях, расходах воды, ледовых явлениях, температуре воды, притоке воды к водохранилищам и некоторые другие. Эти сведения поступают в местные УГКС с определенных станций и постов, входящих в так называемую информационную сеть. Часть данных из УГКС поступает в Гидрометцентр. Данные наблюдений передают по телеграфу, радио в закодированном виде.

Большое значение для народного хозяйства имеет другой вид оперативной работы по обеспечению информацией об ожидаемом состоянии водных объектов. Сюда относится выпуск прогнозов, консультации об ожидаемых гидрологических характеристиках.

Наиболее распространены следующие виды краткосрочных прогнозов:

- прогнозы уровней и расходов воды на реках;
- прогнозы притока воды в водохранилище;
- прогнозы стока горных рек (в районах орошаемого земледелия);

— прогнозы ледовых явлений (появление льда, замерзаний и вскрытия рек, толщина льда);

— прогнозы весеннего стока и дождевых паводков.

Нельзя не отметить и такой вид оперативной работы как предупреждение народнохозяйственных организаций об опасных гидрологических явлениях. К этим явлениям относятся исключительно высокие половодья, паводки, заторы и зажоры на реках. Опасными для ряда отраслей народного хозяйства являются и исключительно маловодные периоды, низкие уровни, неожиданное раннее появление льда. Эти и другие явления влияют на судоходство, лесосплав, водоснабжение, наполнение водохранилищ и, естественно, многие организации нуждаются в указанных предупреждениях.

1.4. Оценка прогнозов и методов прогнозирования

Оценка гидрологических прогнозов преследует две цели:

а) установить степень оправдываемости отдельных (единичных) прогнозов;

б) установить эффективность и точность методики прогнозирования.

Правильная, объективная оценка гидрологических прогнозов дает возможность сравнивать точность методики прогнозов при различной заблаговременности и тем самым выявить непригодные для практического использования методики.

Излагаемая ниже оценка гидрологических прогнозов была рекомендована в 1962 г. Главным управлением гидрометеорологической службы.

В основу принципа оправдываемости отдельных прогнозов и всей методики положено назначение допустимой погрешности прогноза. Учитывая вероятностный характер прогнозов, при установлении допустимой погрешности используют характеристику природной вариации прогнозируемого элемента. Такой характеристикой в краткосрочных прогнозах является среднее квадратическое отклонение изменения прогнозируемой величины за период заблаговременности прогноза от ее нормы

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum (\Delta - \bar{\Delta})^2}{n-1}}, \quad (1.1)$$

где Δ — изменение предсказываемой величины за период заблаговременности прогноза; $\bar{\Delta}$ — норма этих изменений; n — число членов ряда.

Исходя из предположения о распределении величин Δ по нормальному закону, в качестве допустимой погрешности отдельного прогноза ($\delta_{\text{доп}}$) принято вероятное отклонение, обеспеченное на 50%, т. е.

$$\delta_{\text{доп}} = \pm 0,674 \sigma_{\Delta}. \quad (1.2)$$

Несмотря на то, что гидрологические характеристики имеют чаще всего асимметричное распределение, в пределах обеспеченностей 10—90% их распределение близко к нормальному.

Рассмотрим пример определения допустимой погрешности прогноза уровней воды при заблаговременности прогноза трех суток для летне-осеннего периода. Из таблицы ежедневных уровней воды гидрологического ежегодника выбираем 100—150 значений уровней за разные по водности годы и определяем изменения уровней за период заблаговременности прогноза. Расчеты ведутся в таблице.

Определение допустимой погрешности прогноза

Таблица 1

№ п/п	Дата t	Уровень воды		$\Delta = H_t - H_{t+3}$	$\Delta - \bar{\Delta}$	$(\Delta - \bar{\Delta})^2$
		H_t	H_{t+3}			
1	2	3	4	5	6	7
1	1/VII 1964	304	293	6	-3	9
2	2/VII	302	295	7	-2	4
3	3/VII	300	291	9	0	0
4	4/VII	298	288	10	1	1
5	5/VII	295	286	9	0	0
6	6/VII	291	285	6	-3	9
35	6/VII 1969	232	214	18	9	81
36	7/VII	228	206	22	13	169
37	8/VII	220	203	17	8	64
38	9/VII	214	200	14	5	25
39	10/VII	206	194	12	3	9
40	11/VII	203	188	15	6	36
95	21/VIII 1971	115	111	4	-5	25
96	22/VIII	113	116	-3	-12	144
97	23/VIII	107	122	-15	-24	576
98	24/VIII	111	125	-14	-23	529
99	25/VIII	116	129	-13	-22	484
100	26/VIII	122	134	-12	-21	441
Сумма				896		24634
Среднее				9 см		

Вычисляем среднее квадратическое отклонение

$$\sigma_A = \sqrt{\frac{\sum (\Delta - \bar{\Delta})^2}{n}} = \sqrt{\frac{24634}{100}} \approx 16 \text{ см.}$$

Устанавливаем допустимую погрешность

$$\delta_{\text{доп}} = 0,674 \sigma_A = 0,674 \cdot 16 \approx 11 \text{ см.}$$

В качестве критерия эффективности метода прогнозирования принято отношение средней квадратической стандартной погрешности поверочных прогнозов (S) к среднему квадратическому отклонению изменения прогнозируемой величины за период заблаговременности прогноза от нормы (δ_A), т. е. $\frac{S}{\sigma_A}$

$$S = \sqrt{\sum_1^n \frac{(H_{\Phi} - H_{\text{пр}})^2}{n}}, \quad (1.3)$$

где H_{Φ} — фактическая величина; $H_{\text{пр}}$ — предсказанное значение; n — число членов ряда.

Формула (1.3) используется при большом числе членов ряда.

При малом числе членов ряда значение S определяется по формуле

$$S = \sqrt{\sum_1^n \frac{(H_{\Phi} - H_{\text{пр}})^2}{n - m}}, \quad (1.4)$$

где m — число степеней свободы или число постоянных в уравнении регрессии, которое связывает прогнозируемое явление с определяющими его факторами.

Так в уравнении вида: $y = ax \quad m = 1,$

$y = ax + b \quad m = 2.$

Отношение стандартной ошибки прогнозов к среднеквадратическому отклонению прогнозируемого элемента $\left(\frac{S}{\sigma_A}\right)$ указывает на

возрастание определенности знаний об ожидаемом явлении при использовании методики прогнозирования по сравнению с его природным распределением. Мерой вариации ожидаемой величины при прогнозе является стандартная ошибка S , а без прогноза σ_A . Идеально точные прогнозы имеют стандартную ошибку $S = 0$, т. е. знания об элементе вполне определены.

Применение методики целесообразно, если обеспеченность допустимых погрешностей не менее чем на 10% превышает обеспе-

ценность вероятных отклонений от нормы. Методика прогнозирования эффективна, если

$$\text{при } n \leq 15 \quad \frac{S}{\sigma_{\Delta}} \leq 0,70,$$

$$\text{при } 15 < n < 25 \quad \frac{S}{\sigma_{\Delta}} \leq 0,75,$$

$$\text{при } n \geq 25 \quad \frac{S}{\sigma_{\Delta}} \leq 0,80,$$

где n — число поверочных прогнозов.

Для оценки эффективности метода прогнозирования применяется и другая характеристика — корреляционное отношение (η)

$$\eta = \sqrt{1 - \left(\frac{S}{\sigma_{\Delta}}\right)^2},$$

Корреляционное отношение характеризует точность связи между предсказываемым явлением и его факторами. Для линейных зависимостей корреляционное отношение равно коэффициенту корреляции. В функциональных зависимостях $S = 0$ и $\eta = 1$. В настоящее время в зависимости от величины $\frac{S}{\sigma_{\Delta}}$ и η точность методики оценивается следующим образом.

Таблица 2

Оценка точности методики при числе членов ряда $n \geq 25$

$\frac{S}{\sigma_{\Delta}}$	η	Точность методики
$< 0,50$ 0,51—0,80	$> 0,87$ 0,86—0,60	хорошая удовлетворительная

Краткосрочные прогнозы дат вскрытия и замерзания рек основываются на использовании прогнозов средней суточной температуры воздуха. Вследствие качественного характера прогнозов температур воздуха трудно объективно установить их точность, а следовательно, и эффективность методики.

В краткосрочных прогнозах дат характерных явлений водного и ледового режима с заблаговременностью Δt допустимые погрешности составляют

Δt сутки	1—3	4—5	6—9	10—13	14—15
$\delta_{\text{доп}}$ сутки	± 1	± 2	± 3	± 4	± 5

При прогнозах толщины льда допустимая погрешность назначается в соответствии с изменением толщины льда за период заблаговременности прогноза.

Таблица 3

Допустимые погрешности при прогнозах толщины льда

Величина фактического изменения толщины льда, см	Допустимая погрешность, см
>10	± 3
11—15	± 4
16—20	± 5
21—25	± 6
26—30	± 8
>30	± 10

Оценка методики краткосрочных гидрологических прогнозов, базирующихся на использовании прогноза погоды, производится по фактическим значениям метеорологических элементов. Если погрешность поверочных прогнозов в 85% случаев не превышает допустимую, то такая методика считается эффективной.

Следует указать, что до 1962 г. широко применялся при оценке гидрологических прогнозов способ, предложенный Государственным гидрологическим институтом. В качестве допустимой погрешности применялась величина, равная 20% от расчетной амплитуды. Расчетная амплитуда — это обеспеченная на 95% сумма положительных и отрицательных величин изменения прогнозируемого элемента за период заблаговременности прогноза. Основным недостатком оценки гидрологических прогнозов по способу ГГИ связывают с назначением допустимой погрешности.

Определение расчетной амплитуды в годы наиболее резких колебаний прогнозируемого элемента приводит к ее завышению. Кроме того, добавление даже одного экстремального значения прогнозируемого элемента может значительно увеличить величину расчетной амплитуды, а следовательно, и допустимой погрешности прогноза. В этом отношении величина среднего квадратического отклонения (σ_d) является более устойчивой характеристикой, что и послужило основой ее использования при назначении допустимой погрешности. Оценка эффективности методики прогнозирования складывалась из определения обеспеченности метода и природной обеспеченности. Методика считалась эффективной в случае, если обеспеченность метода была не менее 80% и превышала природную обеспеченность. Рассмотренная оценка эффективности методики гидрологических прогнозов статистически менее обоснована. Поэтому она и была в 1962 г. усовершенствована, отражая реальные возможности прогнозирования при современном уровне наших знаний.

1.5. Классификация методов прогнозирования

По характеру использования исходных данных методы краткосрочных прогнозов на равнинных реках могут быть подразделены на гидрометрические и гидрометеорологические. В данной работе рассматриваются следующие методы:

- 1) метод тенденции;
- 2) метод соответственных уровней;
- 3) метод соответственных объемов;
- 4) метод изохрон;
- 5) методы прогноза ледовых явлений, основанные на учете теплообмена потока с окружающей средой.

Первые три метода основаны на использовании материалов гидрометрических наблюдений в русловой сети бассейна, характеризующих закономерность движения паводочной волны.

Метод изохрон и методы прогноза ледовых явлений основаны на использовании не только гидрометрических данных, но и метеорологических.

ГЛАВА II. МЕТОД ТЕНДЕНЦИИ

В основе метода тенденции лежит экстраполяция хода уровней или расходов воды на некоторый период времени, исходя из закономерностей хода уровней или расходов воды за период, предшествующий моменту выпуска прогноза. Метод учитывает свойство гидрологических явлений сохранять тенденцию хода уровней или расходов воды в течение некоторого времени. Это свойство особенно присуще крупным рекам, на которых сток формируется с различных частей бассейна, и в ходе уровней (расходов) воды отмечаются продолжительные и плавные периоды подъема и спада.

Способы прогноза по методу тенденции подразделяют на две группы: а) прогноз по линейной тенденции, б) прогноз по нелинейной тенденции.

2.1. Способ линейной тенденции

Прогноз по линейной тенденции основан на предвычислении изменения прогнозируемого элемента. Экстраполяция производится по прямой линии, наклон которой равен среднему наклону, предшествующего дню выпуска прогноза отрезка хода уровня или расхода воды (рис. 1). При прогнозе по способу линейной тенденции применяют следующие выражения:

$$H_{t_2} = H_{t_1} + \Delta H_{\tau_2}, \quad (2.1)$$

где $\Delta H_{\tau_2} = f(\Delta H_{\tau_1})$;

$$H_{t_2} = H_{t_1} + \Delta H_{\tau}, \quad (2.2)$$

где $\Delta H_{\tau} = f(\Delta H_{\tau_1})$.

Здесь t_0 — дата выпуска прогноза; t_2 — дата, на которую прогнозируется уровень воды; ΔH_{τ_1} , ΔH_{τ_2} , ΔH_{τ} — изменение уровня воды за период τ_1 , τ_2 и $\tau = \tau_1 + \tau_2$.

Заблаговременность прогноза по способу линейной тенденции определяется устойчивостью изменений прогнозируемого элемента во времени и обычно не превышает трех дней. Зависимости для предвычислений ΔH_{τ_2} или ΔH_{τ} по данным наблюдений

за прошлые годы отдельно для каждого сезона. Полученные значения ΔH_{τ_1} и ΔH_{τ_2} используются при прогнозе по выражению (2.1) или (2.2).

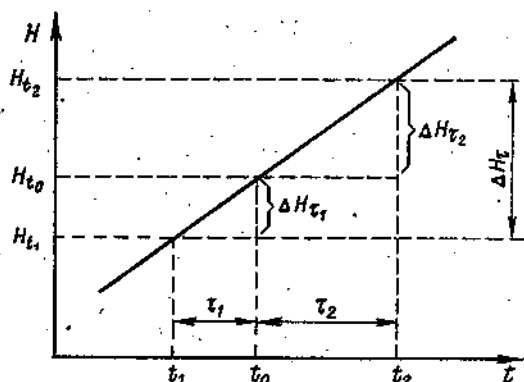


Рис. 1. Схема линейного изменения уровня воды во времени.

2.2. Способ нелинейной тенденции

При увеличении заблаговременности прогнозов ($\tau > 3$ суток) функция $\Delta H_{\tau} = f(\Delta H_{\tau_1})$ изменяет свой вид в зависимости от фазы гидрологического явления. Экстраполяция прогнозируемого элемента выполняется по криволинейной зависимости. При экстраполяции учитывается предшествующая тенденция хода уровня или расхода. Нелинейность хода стока лучше соответствует фактическим данным.

Способ применим лишь на реках с продолжительным плавным характером стока в бездождевых условиях, когда величина притока в русловую сеть незначительна. Такие условия отмечаются в периоды спада половодья или значительных паводков на достаточно крупных реках. На этих реках половодье и паводки представляют длинные волны, формирующиеся в результате стока с разных частей бассейна.

Режим стока в период спада определяется общими запасами воды в русле и в бассейне, их распределением по частям бассейна, по длине реки, а также скоростью их истощения. Косвенным показателем общих запасов воды в русле является максимальный расход (уровень) воды. Вот почему большинство способов прогноза основано на зависимости расходов в начальный период спада от максимального расхода половодья или паводка. Прогнозные зависимости могут быть аналитического и графического вида.

Аналитическое выражение по Г. П. Калинин у может быть установлено следующим путем. Примем для спада линейное изменение расхода по времени добегания, тогда объем воды в русле будет

$$W = \frac{Q}{2} \cdot \tau_{\max}, \quad (2.3)$$

где Q — расход в замыкающем створе; $\tau_{\max}$ — максимальное время добегания.

Уравнение водного баланса участка реки в дифференциальной форме имеет вид

$$dW = qdt - Qdt, \quad (2.4)$$

здесь q — величина притока воды в речную сеть.

В случае пренебрежимого малого притока воды

$$dW = -Qdt. \quad (2.5)$$

Дифференцируя выражение (2.3), получим

$$dW = \frac{\tau_{\max}}{2} \cdot dQ, \quad (2.6)$$

подставляя в (2.5), имеем $\frac{\tau_{\max}}{2} dQ = -Qdt$.

Интегрирование этого выражения приводит к формуле

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\frac{2t}{\tau_{\max}}} = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}, \quad (2.7)$$

где t — время от начала спада; e — основание натуральных логарифмов; Q_0 — расход в начале спада; α — коэффициент кривой.

Коэффициент кривой $\alpha = \frac{2}{\tau_{\max}}$ зависит от максимального времени добегания, заменяя $\tau_{\max}$ из (2.3), получим $\alpha = \frac{Q}{W}$, откуда

видно, что величина коэффициента α прямо пропорциональна максимальному расходу и обратно пропорциональна запасу воды в русловой сети на дату прохождения максимального расхода. Коэффициент α определяет крутизну кривой спада, с увеличением величины α кривые спада становятся более крутыми. Этот коэффициент, по мнению К. П. Воскресенского, характеризует скорость убывания начального расхода, а следовательно, и запаса воды в бассейне. Величина α зависит для поверхностного стока от скорости движения воды по поверхности бассейна, а для подземного стока — пропорциональна коэффициенту фильтрации и объему запасов воды в бассейне. По Г. П. Калинин величина α зависит от строения речной сети и от распределения запасов воды. Использование выражения (2.7) в прогностических целях не представ-

ляет трудностей при известном значении коэффициента α . Установление этого коэффициента для одного створа может быть сделано по материалам гидрометрических наблюдений. Оказалось, что величина α даже для одного водосбора изменяется в больших пределах. Приходится типизировать кривые спада с целью получения уравнений для разных по характеру спада лет.

Анализируя условия формирования весеннего половодья, Е. С. Змиева пришла к выводу, что в районах недостаточного увлажнения стоки на спаде половодья формируются в основном за счет истощения русловых запасов и запасов подземных вод. Приток воды в речную сеть за счет стока от осадков незначительный. Примером таких рек являются Дон, Урал и реки Заволжья. Прогноз спада половодья на этих реках целесообразно осуществлять по кривой истощения запасов воды в бассейне. Запасы воды в бассейне характеризуются величиной объема воды в русловой сети.

На р. Оке по расчетам Змиевой в период спада величина притока воды составляет 0,2—0,4 величины стока, в то же время в период подъема половодья приток в 20—40 раз больше величины стока. Спад половодья происходит в основном за счет истощения русловых запасов. Взяв за основу выражение (2.7), Змиева приняла, что параметр α зависит от максимального времени руслового добега и от относительной характеристики водности бассейна к началу спада половодья, т. е.

$$\bar{\alpha} = f \left(\frac{2}{\tau_{\max}}; \frac{W}{\bar{W}} \right), \quad (2.8)$$

где $\tau_{\max}$ — максимальное время добега, характеризующее время опорожнения данной речной системы; W — вычисленные русловые запасы воды на дату прохождения максимального расхода; $\bar{W}$ — средняя величина W при данном максимальном расходе воды.

Надежного способа предвычисления $\tau_{\max}$ нет, поэтому для р. Оки у Мурома вычислялось среднее значение α за первые 16 дней спада и строилась зависимость

$$\bar{\alpha} = f \left(\frac{W}{\bar{W}} \right). \quad (2.9)$$

Значительная изменчивость величины α в течение спада подчас исключает возможность использования средней величины. Рекомендуется устанавливать связи вида

$$\frac{\alpha}{\bar{\alpha}} = f(t). \quad (2.10)$$

В бассейнах рек районов избыточного увлажнения к моменту прохождения максимума половодья сохраняются значительные

запасы снега, кроме того в период спада отмечается существенный приток дождевых вод. Разновременность снеготаяния в поле и лесу способствует формированию двух пиков половодья. Однако и в этих сложных условиях сделана попытка использовать для прогноза расходов воды в период спада выражение (2.8). Для бассейна р. Вятки [14] интенсивность спада половодья устанавливалась по зависимости вида

$$\bar{\alpha} = f\left(\frac{W + \eta S}{W + \eta S}, q_x\right), \quad (2.11)$$

где W — объем воды в речной сети на дату прохождения максимального расхода половодья; S — снеготаяния, остающиеся в бассейне на эту же дату; η — коэффициент стока талых вод; $W + \eta S$ — величина, определенная при данном $Q_{\max}$ по средней линии связи $(W + \eta x) = f(Q_{\max})$; q_x — приток воды от дождей, выпадающих в период спада. Характер изменения величины α в течение спада на р. Вятке зависит от условий развития снеготаяния в бассейне. Основная трудность прогноза расходов в период спада на реках районов избыточного увлажнения заключается в необходимости учета неодновременности снеготаяния в бассейне и отсутствии надежного прогноза величины осадков.

Для р. Припяти у г. Мозырь рекомендуется следующий способ прогноза расходов воды в период спада половодья. Способ исходит из предпосылки зависимости характера спада от высоты весеннего половодья и от количества осадков, выпадающих в период спада. Исходное уравнение имеет вид

$$Q_t = Q_0 \frac{1}{(1 + \beta t)^2}, \quad (2.12)$$

где β — коэффициент аналогичный α , остальные обозначения прежние.

По данным наблюдений для каждого года вычисляются ежедневные значения β , равные $\left(\sqrt{\frac{Q_0}{Q_t}} - 1\right) \frac{1}{t}$, а затем среднее значение за период спада $\bar{\beta}$. Полученные данные используются при построении зависимостей:

$$\bar{\beta} = f(Q_0, x), \quad (2.13)$$

или

$$\bar{\beta} = f(W_0, x), \quad (2.14)$$

где x — количество осадков за период спада в отклонениях от нормы; Q_0 — максимальный расход; W_0 — русловые запасы воды на дату наступления максимального расхода.

С целью учета изменчивости значений коэффициента β в период спада строится график зависимости

$$\frac{\beta}{\bar{\beta}} = f(t, Q_0), \quad (2.15)$$

где t — дни от начала спада; Q_0 — максимальный расход воды. График вида (2.15) был построен для прогноза на р. Припять в двух вариантах, первый для лет с максимальными расходами большими или равными $1200 \text{ м}^3/\text{с}$; второй — для расходов меньше $1200 \text{ м}^3/\text{с}$.

В практике прогнозов стока в период спада чаще всего применяют графические способы, основанные на построении типовых кривых. Рассмотрим некоторые из этих способов.

К. П. Воскресенский для прогноза стока на спаде весеннего половодья р. Северной Двины, Вычегды, Камы, Вятки, Ветлуги, Клязьмы, Белой предложил строить кривые спада за многолетний период в относительных величинах: расходы в процентах от максимального расхода ($\alpha_t = \frac{Q_t}{Q_0} \cdot 100\%$); время наступления рас-

ходов воды в процентах от общей продолжительности спада ($\beta_t = \frac{t}{t_{\text{сп}}} \cdot 100\%$). В поле этих относительных кривых проводится

средняя или типовая кривая. Использование типовой кривой опирается на сведения о максимальном расходе (Q_0) и расходе через несколько дней после прохождения максимума (Q_t). По отношению $\alpha_t = \frac{Q_t}{Q_0} \cdot 100\%$ с типовой кривой снимается соответствующее

значение $\beta_t = \frac{t}{t_{\text{сп}}} \cdot 100\%$; затем определяется продолжительность

спада ($t_{\text{сп}}$). После этого задаются произвольными величинами α_t , от которых несложно перейти к расходам воды и установить дни от начала спада, когда они наблюдались. Способ Воскресенского для отдельных лет приводит к значительным погрешностям, ибо не учитываются особенности спада половодья каждого года.

Н. Я. Подвиженская, анализируя факторы, влияющие на интенсивность спада половодья, выделяет два периода. Первый период, следующий сразу же после прохождения пика, характеризуется не только опорожнением запасов воды, имеющих в русловой сети, но и поступлением воды в речную сеть с площади бассейна. В бассейнах с малой залесенностью и большой расчлененностью рельефа в этот период, непродолжительный по времени, спад весьма интенсивный. В бассейнах с большой лесистостью спад в начальный период имеет небольшую интенсивность из-за значительного притока воды с площади водосбора. Второй период спада обусловлен истощением русловых запасов воды. Учитывая особенности первого периода, Подвиженская применила разные

способы прогноза расходов. На период спада продолжительностью в 12 дней для р. Дон у Лисок прогноз давался по средней кривой спада, исходя из пропорциональности расходов на спаде максимальному расходу.

Второй способ прогноза основан на использовании средней кривой спада и учете отклонений от нее путем введения поправок в зависимости от высоты максимума конкретного года.

Строятся зависимости:

$$\bar{Q}_t = f(t) \quad (2.16)$$

$$\Delta Q_t = f(Q_{\max}, t), \quad (2.17)$$

где $\bar{Q}_t$ — средний расход через t дней от начала спада; ΔQ_t — отклонение расхода на спаде в момент t от его среднего значения; $Q_{\max}$ — максимальный расход половодья.

Этот способ позволяет скорректировать кривую спада. Зная фактический расход на t -й день от начала спада, по зависимости $\Delta Q_{t+n} = f(Q_t)$ можно вычислить поправку к среднему расходу на $t+n$ день, а затем и на остальные дни спада. Способ Подвиженской дает удовлетворительные результаты только в случае тесной зависимости между максимальным расходом и объемом воды в речной сети.

Исследования Р. А. Нежиховского показали на возможность использования для прогноза расходов воды в период спада паводка следующих универсальных аналитических функций.

Первая из них имеет вид

$$q_t = q_{\max} \cdot R^t, \quad (2.18)$$

где q_t — расход воды на t -момент времени от начала спада; $q_{\max}$ — максимальный расход; R — тангенс угла наклона линии связи $q_{t+1} = f(q_t)$; t — дни от начала спада.

Продолжительность спада паводка равна $t_{\text{сп}} \approx -\frac{1,30}{\lg R}$. Суммарный приток воды за период спада паводка можно вычислить по формуле $\Sigma q = \frac{q_{\max}}{1-R}$. Кривая спада, описываемая уравнением (2.18) на всем протяжении вогнутая, асимптотически приближается к оси абсцисс, на которой откладываются значения t . Условно за окончание паводка принимается момент, когда расход воды на спаде составляет 5% от величины максимального расхода. Уравнение (2.18) рекомендуется использовать на реках полупустынной или степной зоны в случае, когда максимум половодья на небольших реках бассейна наступает почти одновременно. К моменту прохождения $q_{\max}$ снега в бассейне почти не остается, что позволяет устанавливать связи $\Sigma q = f(q_{\max})$. По величине $q_{\max}$ устанавливается Σq , затем определяется параметр R и $t_{\text{сп}}$ для кривой спада половодья данного года.

Уравнение второй кривой имеет вид

$$q_t = q_{\max} \cdot e^{-kt^2}, \quad (2.19)$$

где e — основание натуральных логарифмов; k — тангенс угла наклона линии связи $2,31 \lg \left(\frac{q_{\max}}{q_t} \right) = f_1(t^2)$. Остальные обозначения прежние.

Для уравнения (2.19) $t_{\text{сп}} \approx \frac{1,73}{\sqrt{k}}$; $\Sigma q = \frac{0,89 q_{\max}}{\sqrt{k}}$. Описываемая уравнением (2.19) кривая спада непосредственно после максимума выпуклая, а затем вогнутая. Рекомендуется ее использовать для бассейнов, где максимум половодья на небольших реках наблюдается неодновременно. Продолжительность спада половодья для конкретного года устанавливается по связи $t_{\text{сп}} = f(q_{\max})$.

В южной части лесной зоны к моменту прохождения максимума половодья снега в бассейне остается достаточно много. Связь $\Sigma q = f(q_{\max})$ слабая, в этом случае целесообразно для определения Σq строить связь вида $\Sigma q = f(S)$, где S — запас воды в снежном покрове на дату прохождения максимального расхода воды. По ожидаемой величине суммарного притока воды за период спада половодья несложно определить параметры k и затем $t_{\text{сп}}$.

ГЛАВА III. МЕТОД СООТВЕТСТВЕННЫХ УРОВНЕЙ

В основе этого метода положен учет закономерностей движения паводочной волны в русле реки. Известно, что расход воды из верхнего створа участка переместится в нижний створ через определенный промежуток времени. Величина этого промежутка зависит от расстояния между створами участка и от гидравлических условий движения паводка, которые меняются в зависимости от его высоты.

Рассматривая совмещенный график колебания уровней (расходов) воды верхнего и нижнего створа можно легко установить, что ход уровней (расходов) в нижнем створе повторяет колебания стока в верхнем створе. Естественно, что уровни воды однородные по — фазе максимумы, минимумы, в нижнем створе наблюдаются позднее чем в верхнем створе за счет добегаания воды между створами. Эти уровни были названы соответственными, от чего и произошло название метода.

Величины расходов в нижнем створе (Q_n), как правило, отличаются от расходов в верхнем створе (Q_v) по двух причинам. Первая причина — это наличие на участке между двумя створами боковой (промежуточной) приточности; вторая причина связана с распадением, или трансформацией паводочной волны.

На первом этапе рассмотрим теоретическое обоснование метода соответственных уровней для сравнительно коротких участков рек, при допущении однозначности кривых расходов воды.

Прогноз расходов в нижнем створе участка реки сводится к решению уравнения соответственных расходов воды вида

$$Q_{nt} = Q_{vt-\tau} + \int_0^t q dl, \quad (3.1)$$

где Q_{nt} — расход воды в нижнем створе в момент времени t ; $Q_{vt-\tau}$ — расход воды в верхнем створе в момент времени $t-\tau$; τ — время добегаания воды от верхнего до нижнего створа; q — боковой (промежуточный) приток воды на участке; l — длина участка.

Основными уравнениями, характеризующими неустановившееся движение потока, являются дифференциальное уравнение

неразрывности потока (баланса расхода) и уравнение динамического равновесия.

Составим уравнение баланса для участка реки, имеющего длину dl . Изменение элементарного объема воды за время dt на участке в период паводка, половодья равно

$$Q dt - \left(Q + \frac{\partial Q}{\partial l} dl \right) dt = - \frac{\partial Q}{\partial t} dl dt, \quad (3.2)$$

где $Q dt$ — расход в верхнем створе участка; $\left(Q + \frac{\partial Q}{\partial l} dl \right) dt$ — расхода в нижнем створе участка.

При наличии бокового притока, равного $q dl dt$, изменение объема воды на участке будет равно

$$q dl dt - \frac{\partial Q}{\partial t} dl dt. \quad (3.3)$$

В итоге прихода-расхода площадь живого сечения потока изменится на величину $\frac{\partial \omega}{\partial t}$, что на длине dl составит объем воды

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} dt dl. \quad (3.4)$$

Приравнявая (3.3) и (3.4) и сокращая на $dl dt$, получим для участка с наличием бокового притока дифференциальное уравнение неразрывности

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} = q, \quad (3.5)$$

при $q = 0$,

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} = 0. \quad (3.6)$$

Дифференциальное уравнение динамического равновесия получено при учете всех сил, действующих на единицу массы жидкости. Это уравнение имеет вид

$$J = \frac{v^2}{C^2 R} + \frac{1}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{v}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial l}, \quad (3.7)$$

где J — уклон водной поверхности потока, обычно выражен в виде разности между уклоном при установившемся режиме (i) и добавочным уклоном, возникающим при движении паводочной волны $\left(\frac{dh}{dl} \right)$, т. е. $J = i - \frac{dh}{dl}$. Уклон водной поверхности потока формируется под действием следующих сил:

силы сопротивления $\frac{v^4}{C^2 R}$, где v — средняя скорость потока,
 C — коэффициент Шези, R — гидравлический радиус;

силы инерции, затрачиваемой на преодоление сопротивления
 изменению скорости в данном сечении $\frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t}$, где q — ускорение
 свободного падения;

силы инерции, возникающей за счет изменения скорости по
 длине потока $\frac{v}{g} \cdot \frac{\partial v}{\partial l}$.

Инерционные члены уравнения малы, в сумме составляя не
 более одного процента от уклона водной поверхности потока,
 и ими обычно пренебрегают. Как уже отмечалось, невелико
 и влияние добавочного уклона $\left(\frac{dh}{dl}\right)$. В этих условиях диффе-
 ренциальное уравнение динамического равновесия становится
 тождественным формуле Шези, т. е.

$$i = \frac{v^2}{C^2 R}. \quad (3.8)$$

Учитывая, что $Q = \omega \cdot C \sqrt{R} J$, динамическое уравнение равно-
 весия заменяют приближенной зависимостью

$$\omega = f(Q). \quad (3.9)$$

Дифференцируя (3.9) по времени

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = \frac{\partial \omega}{\partial Q} \cdot \frac{\partial Q}{\partial t},$$

и подставляя в уравнение неразрывности, получим

$$\frac{\partial \omega}{\partial Q} \cdot \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} = q. \quad (3.10)$$

Решение этого уравнения приводит к зависимости

$$Q_{nt} = Q_{nt-\tau} + \int_0^t q \, dl, \quad (3.11)$$

аналогичной (3.1).

Рассмотрим соотношение между скоростью движения павод-
 ка (скоростью добегания) и скоростью течения воды. Известно,
 что для любого сечения

$$Q = v \cdot \omega, \quad (3.12)$$

где Q — расход воды; v — средняя скорость течения; ω — пло-
 щадь сечения.

Дифференцирование уравнения (3.12) и деление на $d\omega$ приводит к выражению

$$\frac{dQ}{d\omega} = v + \omega \frac{dv}{d\omega}, \quad (3.13)$$

где $\frac{dQ}{d\omega}$ — скорость движения паводка (v_n); v — средняя скорость течения.

Принимая, что движение паводка медленно изменяющееся не установившееся, используем формулу Шези-Маннинга для выражения средней скорости

$$v = \frac{1}{n} h_{cp}^{1/6} \sqrt{h_{cp} i}. \quad (3.14)$$

При этом в выражении (3.14) гидравлический радиус для русла большой ширины заменен через среднюю глубину потока. Дифференцируя (3.14), получим

$$dv = \frac{2}{3n} h_{cp}^{-1/3} i^{1/2} dh. \quad (3.15)$$

Если связь между шириной и глубиной описывается параболой m -ной степени, то $B = ah^m$, а

$$\omega = ah^{m+1} \quad (3.16)$$

и

$$d\omega = a(m+1)h^m dh. \quad (3.17)$$

Подставляя (3.15), (3.16) и (3.17) в (3.13), найдем окончательно

$$\frac{dQ}{d\omega} = v \left(1 + \frac{0,67}{m+1} \right). \quad (3.18)$$

Из уравнения (3.18) следует, что при любой форме русла скорость движения паводка больше скорости течения. Однако в естественных условиях коэффициент шероховатости и уклон при колебаниях расходов не остаются неизменными. Кроме того, при выходе воды на пойму скорость добегания становится меньше скорости течения. Фактические данные свидетельствуют о том, что соотношение между $\frac{v_n}{v}$ колеблется от 0,4 до 2,2, а если

исключить крайние случаи, то диапазон колебания изменится до 0,5 ÷ 1,4. В среднем это отношение равно единице, что и позволяет принимать для участков реки скорость движения паводка равной средней скорости течения.

Прогнозы по методу соответственных уровней выпускают для бесприточных, приточных участков и речной системы.

3.1. Прогнозы на бесприточном участке реки

Под бесприточным участком реки будем понимать такой, на котором расход воды в нижнем створе превышает соответственный расход в верхнем створе не более чем на 20%, т. е.

$$\frac{Q_{нt}}{Q_{вт-\tau}} \leq 1,2.$$

Исходное уравнение метода соответственных расходов

$$Q_{нt} = Q_{вт-\tau} + \int_0^t q dl$$

преобразуется в расчетное уравнение путем приближенного учета бокового притока воды Δq [1]

$$\int_0^t q dl \approx \Delta q \approx \alpha Q_{вт-\tau}, \quad (3.19)$$

где α — коэффициент боковой приточности; $Q_{вт-\tau}$ — расход воды в верхнем створе в момент времени $t - \tau$.

Соотношение (3.19) основано на предположении постоянства распределения модулей стока по площади водосбора

$$\frac{M_{нt}}{M_{вт-\tau}} = \text{const},$$

где $M_{нt}$ — модуль стока в нижнем створе в момент времени t ; $M_{вт-\tau}$ — модуль стока в верхнем створе в момент времени $t - \tau$.

Учитывая данную предпосылку, имеем

$$\frac{M_{нt} \cdot F_n - M_{вт-\tau} \cdot F_v}{M_{вт-\tau} \cdot F_v} = \frac{Q_{нt} - Q_{вт-\tau}}{Q_{вт-\tau}} = \frac{\Delta q_\tau}{Q_{вт-\tau}} = \text{const} = \alpha. \quad (3.20)$$

Подставляя (3.19) в (3.11), получим

$$Q_{нt} = (1 + \alpha) Q_{вт-\tau}, \quad (3.21)$$

так как для участка $\alpha = \text{const}$,

$$Q_{нt} = f(Q_{вт-\tau}). \quad (3.22)$$

Зависимость (3.21) может быть получена при использовании уровней воды. Допустим, что между расходами и уровнями воды в каждом створе имеется однозначная зависимость вида

$$Q_n = (aH_n + b)^n, \quad (3.23)$$

$$Q_v = (cH_v + d)^m, \quad (3.24)$$

где H_n , H_v и Q_n , Q_v — уровни и расходы воды в нижнем и верхнем створах; a , b , c , d , n , m — коэффициенты уравнений.

Подставляя (3.23) и (3.24) в (3.21), находим что

$$(aH_{вт} + b)^n = (1 + \alpha)(cH_{вт-\tau} + d)^m.$$

Отсюда после преобразований, принимая $n = m$, что допустимо для створов с одинаковыми поперечными профилями, получим

$$H_{вт} = \frac{(1 + \alpha)^{1/n} c H_{вт-\tau}}{a} + \frac{(1 + \alpha)^{1/n} d}{a} - \frac{b}{a}. \quad (3.25)$$

При постоянных коэффициентах в уравнениях (3.23) и (3.24), что наблюдается для устойчивых кривых расходов,

$$H_{вт} = f(H_{вт-\tau}). \quad (3.26)$$

Время добегания (τ) на бесприточном участке реки зависит от длины участка (l), уровня воды (H), уклона водной поверхности (J), формы поперечного сечения (k), шероховатости русла (n), т. е.

$$\tau = f(l, H, J, k, n). \quad (3.27)$$

На конкретном участке реки длина его постоянная, а значения параметров k и n изменяются в зависимости от уровня воды. Отсюда выражение (3.27) можно упростить и записать

$$\tau = f(H, J). \quad (3.28)$$

Основным способом определения времени добегания является построение совмещенных графиков колебания уровней (расходов) верхнего и нижнего створов и выделение на них соответственных уровней. Под соответственными уровнями воды понимают однородные по фазе уровни, для которых характерно прохождение через верхний и нижний створы одного и того же поперечного сечения паводка. Фазовооднородные уровни легче всего установить по точкам перегиба — максимума и минимума. На нижнем створе участка фазовооднородные уровни наблюдаются несколько позже по сравнению с прохождением их через верхний створ, это время соответствует продолжительности добегания воды (τ) между створами. Данные о соответственных уровнях записываются в табл. 4, где по разности наступления уровней в створах определяется время добегания. В таблице фиксируется фаза хода уровня на верхнем посту (пик, спад).

Целесообразно иметь 15—20 пар соответственных уровней воды, освещающих всю амплитуду их колебания.

Г. П. Калинин рекомендует определять время добегания на основе принципа наименьших погрешностей. Предварительно для верхнего створа участка устанавливаются возможные пределы колебаний уровня воды и выбираются несколько значений уровней, равномерно распределенных в пределах этой амплитуды (например 50, 100, 150, 200, 250 см). Затем для каждого заданного значения уровня воды по ежегодникам устанавливаются даты их наблюдения. Результаты заносим в следующую таблицу.

Таблица 4

Соответственные уровни воды и время добегания
по р. _____ на участке _____
год _____

№ п/п	Верхний створ		Нижний створ		Время добегания, сутки	Фаза хода уровня на верхнем посту
	дата	H , см	дата	H , см		
1	2	3	4	5	6	7

Таблица 5

Определение времени добегания р. _____ на участке _____
 $H_B = 50$ см

Дата наступления расчетного уровня воды на верхнем створе	Уровни воды на нижнем створе через τ суток и их отклонение от среднего							
	$\tau=2$	$ \Delta _2$	$\tau=3$	$ \Delta _3$	$\tau=4$	$ \Delta _4$	$\tau=5$	$ \Delta _5$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Среднее								

Уровни воды на нижнем створе выбираются сдвинутыми во времени по отношению к уровню верхнего створа в пределах ориентировочного диапазона колебания времени добегания на участке (в примере 2—5 суток) и заносятся в табл. 5 (графы 2, 4, 6, 8). Определяются средние значения уровней воды в нижнем створе для каждого из указанных значений времени и отклонения наблюдаемых уровней от средних (графы 3, 5, 7, 9) после этого вычисляется средняя абсолютная величина отклонения. Для каждого заданного уровня по верхнему посту определяем время добегания как время, при котором величина отклонения уровня наименьшая. Отметим, что средний уровень воды по нижнему посту,

отвечающий минимальной величине отклонения наблюдаемых уровней от среднего, принимается за соответственный заданному уровню по верхнему посту.

Определение времени добегания с помощью графика соответственных уровней воды предложил А. В. Огиевский. График соответственных уровней воды строится по данным табл. 4. Задаваясь определенными уровнями воды на верхнем створе, по графику связи определяются соответственные уровни для нижнего створа. Затем с помощью таблиц ежедневных уровней устанавливаются даты их наступления. Разность дат наступления соответственных уровней и есть время добегания.

Полученные данные используются для построения кривых времени добегания

$$\tau = f(H_v, J), \quad (3.29)$$

где H_v — уровень воды в верхнем створе; J — средний продольный уклон на участке.

Влияние уклона учитывается косвенным путем, так как сведения об уклонах чаще всего отсутствуют. Строят две кривые вида (3.29): одна для периода подъема, другая для периода спада уровней воды. Если же учесть фазы подъема и спада уровней не представляется возможным, проводится одна общая кривая. Зависимость (3.29) дает возможность прогнозировать время добегания для паводка, проходящего через верхний створ.

Другой способ прогноза времени добегания основан на использовании средней скорости течения на участке.

Очевидно, что

$$\tau = \frac{L}{v_n}, \quad (3.30)$$

где L — длина участка; v_n — скорость движения паводка.

Выше отмечалось, что в естественных условиях $v_n = v$, где v — средняя скорость течения.

Тогда

$$\tau = \frac{L}{v} = \frac{2L}{v_v + v_n}, \quad (3.31)$$

где v_v и v_n — средняя скорость течения в ограничивающих участках створах.

Соответственные уровни воды проще всего установить по совмещенному графику колебания уровней воды верхнего и нижнего створов. Этот способ применим при достаточно большом числе переломных точек. Если же ход уровней плавный и имеется лишь один пик в период половодья, то для определения соответственных уровней предложен следующий способ. В основе его лежит предположение о пропорциональности между высотами паводков и высотами соответственных точек над основанием графика, изображаю-

щего ход уровней или расходов паводков в верхнем и нижнем створах, т. е. на соотношении

$$\frac{h_v}{h_n} = \frac{H_v}{H_n}, \quad (3.32)$$

где h_v и h_n — высоты соответственных точек над основанием паводка в верхнем и нижнем створах; H_v и H_n — максимальная высота паводка над основанием в верхнем и нижнем створах.

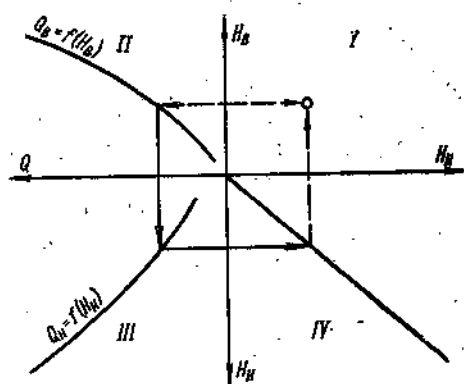


Рис. 2. Определение соответственных уровней путем использования кривых расходов воды.

Из выражения (3.23), зная H_v и H_n и задаваясь определенными значениями h_v , можно легко определить соответственные значения h_n .

Иногда для определения соответственных уровней и времени добегания при плавном ходе стока строят совмещенные графики колебания изменения уровней воды. По этим графикам устанавливаются дополнительные соответственные точки и переносятся на совмещенные графики колебания уровней воды верхнего и нижнего створов.

А. В. Огиевский предложил способ определения соответственных уровней с помощью кривых расходов, построенных для верхнего и нижнего створов во втором и третьем квадрантах (рис. 2).

Задаваясь значениями уровней воды в верхнем створе определяют с помощью кривых расходов соответственные уровни на нижнем створе. Из третьего квадранта полученные значения переносятся в первый, где и строится график связи соответственных уровней воды. Время добегания устанавливается по разности дат наступления соответственных уровней. Дата наступления установленного по графику связи уровня нижнего створа определяется по таблице ежедневных уровней.

Виды связей соответственных уровней для бесприточного участка

Связи соответственных уровней воды вида $H_{нt} = f(H_{вt-\tau})$ или $Q_{нt} = f(Q_{вt-\tau})$ строятся большей частью графически. При этом связь может быть линейной, угол наклона линии связи (α) к вертикальной оси ($Q_{нt}$) определяется величиной боковой приточности, при ее отсутствии $\alpha = 45^\circ$, при наличии приточности $\alpha < 45^\circ$.

Графическая связь соответственных уровней бывает не только линейного, но и нелинейного вида. Это зависит от формы кривых расходов в ограничивающих участок реки створах.

Если степенные показатели кривых расходов одинаковы, т. е. $m = n$, то связь линейная. В противном случае — связь нелинейная, что бывает чаще, так как поперечные профили в большинстве случаев отличаются друг от друга и $m \neq n$.

Точность связи соответственных уровней зависит от колебания продольного уклона реки, величины боковой приточности и устойчивости кривых расходов. При значительных колебаниях продольного уклона строится зависимость вида

$$H_{нt} = f(H_{вt-\tau}, J_{t-\tau}) \quad (3.33)$$

или

$$H_{нt} = f(H_{вt-\tau}, H_{нt-\tau}), \quad (3.34)$$

где $H_{нt}$ — уровень воды в нижнем створе в момент времени t ; $J_{t-\tau}$ — продольный уклон реки на участке в момент $t-\tau$; $H_{вt-\tau}$ и $H_{нt-\tau}$ — уровень воды соответственно в верхнем и нижнем створах в момент $t-\tau$.

Зависимости (3.33) и (3.34) весьма близки между собой, так как

$$J_{t-\tau} = \frac{H_{вt-\tau}^* - H_{нt-\tau}^*}{\alpha},$$

где $H_{вt-\tau}^*$ и $H_{нt-\tau}^*$ — абсолютные отметки уровня воды в створах; α — расстояние между створами.

При $\alpha = \text{const}$, $J_{t-\tau} = f(H_{вt-\tau}^*, H_{нt-\tau}^*)$.

На практике чаще всего используется зависимость (3.34) в связи с отсутствием регулярных наблюдений за уклоном водной поверхности реки. Если колебания продольного уклона невелики, то ограничиваются построением связи соответственных уровней для периодов подъема и спада в отдельности.

Учет колебания боковой приточности производится косвенно путем построения связи соответственных уровней и осадков, выпадающих на площади водосбора. Делаются попытки использовать не только уже выпавшие осадки, но и учитывать их ожидае-

мые величины. Период, за который учитываются осадки, число используемых метеостанций для каждого конкретного водного объекта определяются подбором.

При слабой петлеобразной связи соответственных расходов для бесприточного участка реки, имеющей место в условиях значительного изменения расхода воды в верхнем створе за период, равный времени добегания на участке, рекомендуется использовать линейное уравнение

$$Q_{нt} = k_1 Q_{вt-T} + k_2 Q_{вт} + k_3 Q_{нt-T}, \quad (3.35)$$

где $Q_{вт-T}$, $Q_{вт}$ — расходы воды в верхнем створе участка реки в начале и конце интервала времени; $Q_{нt-T}$, $Q_{нt}$ — то же в нижнем створе участка; k_1 , k_2 , k_3 — коэффициенты, отражающие влияние расходов $Q_{вт-T}$, $Q_{вт}$, $Q_{нt-T}$ на расход в нижнем створе участка $Q_{нt}$.

Сумма коэффициентов равна единице. Интервал времени T принимается равным времени добегания на участке (τ). При больших колебаниях расходов воды возможно значительное изменение величины τ . Рекомендуется выделять несколько диапазонов изменения расхода и для каждого из них назначать интервал времени $T \approx \tau$. Если заблаговременность прогноза T постоянна, то можно допустить $T \neq \tau$, но при этом отношение $\frac{T}{\tau}$ должно быть в пределах 0,7—1,4. Значение коэффициента k_2 вычисляется по формуле $k_2 = e^{\frac{2\tau}{T}}$ или определяется по таблице для принятого отношения $\frac{T}{\tau}$. Величина $1 - k_3$ равна тангенсу угла наклона линии связи

$$\Delta Q_{н} - k_2 \Delta Q_{в} = f(Q_{вт-T} - Q_{нt-T}),$$

$$\text{где } \Delta Q_{н} = Q_{нt} - Q_{нt-T};$$

$$\Delta Q_{в} = Q_{вт} - Q_{вт-T}.$$

После вычисления значений k_2 и k_3 определяется величина коэффициента k_1 .

При использовании уравнения (3.35) возникает необходимость предсказания расхода воды в верхнем створе участка ($Q_{вт}$).

При размываемости русла, а следовательно, и неустойчивых кривых $Q=f(H)$ графики связи соответственных уровней строятся для различных сезонов года.

3.2. Прогнозы на приточном участке реки

Прежде всего отметим, что приточный участок имеет не менее двух верхних створов ($n \geq 2$); для участка должно выполняться

$$\text{условие } \frac{Q_{n,t}}{\sum_{i=1}^n Q_{v,t-\tau_i}} \leq 1,2.$$

Расчетное уравнение метода соответственных уровней для приточного участка может быть получено следующим путем. Имеем приточный участок реки с числом верхних створов равным n ; время добегания от каждого верхнего створа до нижнего $\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n$. Представим данный приточный участок в виде суммы бесприточных участков, исходя из предположения о независимости стока от верхних створов до нижнего. Тогда, исходя из (3.21), можно записать

$$Q_{n,t} = \sum_{i=1}^{i=n} (1 + \alpha_i) Q_{v,t-\tau_i} = (1 + \alpha_1) Q_{v,t-\tau_1} + \sum_{i=1}^{i=n} (1 + \alpha_i) Q_{v,t-\tau_i}, \quad (3.36)$$

где $Q_{n,t}$ — расход воды в нижнем створе приточного участка в момент t ; α_i — коэффициент боковой проточности на участке i -го притока, впадающего в главную реку; α_1 — коэффициент боковой проточности на участке главной реки; $Q_{v,t-\tau_i}$ — расход воды в створах притоков в момент $t - \tau_i$; $Q_{v,t-\tau_1}$ — расход воды в верхнем створе участка главной реки в момент $t - \tau_1$.

В выражении (3.36) сток главной реки выделен, так как водность ее чаще всего оказывает основное влияние на сток в нижнем створе приточного участка. Введем в (3.36) коэффициент относительной боковой проточности

$$k_i = \frac{1 + \alpha_i}{1 + \alpha_1}, \quad (3.37)$$

и получим после некоторых преобразований

$$Q_{n,t} = (1 + \alpha_1) \left(Q_{v,t-\tau_1} + \sum_{i=2}^{i=n} k_i Q_{v,t-\tau_i} \right), \quad (3.38)$$

откуда

$$Q_{n,t} = f \left(Q_{v,t-\tau_1} + \sum_{i=2}^{i=n} k_i Q_{v,t-\tau_i} \right). \quad (3.39)$$

Зависимость (3.39) представляет основное уравнение метода соответственных уровней для любого участка реки, так как при $n = 1$ получим уравнение (3.22) для бесприточного участка.

Приближенно зависимость (3.39) может быть записана в ур-вном варианте как

$$H_{nt} = f \left(H_{Bt-\tau_1} + \sum_{i=2}^{i=n} p_i H_{Bt-\tau_i} \right), \quad (3.40)$$

где H_{nt} — уровень воды в нижнем створе приточного участка в момент t ; $H_{Bt-\tau_1}$ — уровень воды в верхнем створе главной реки в момент $t-\tau_1$; $H_{Bt-\tau_i}$ — уровень воды в верхнем створе притоков в момент $t-\tau_i$; p_i — коэффициент водности притока.

Время добегания на приточном участке, кроме перечисленных факторов (3.27), зависит от интерференции паводочных волн, проходящих по притокам и главной реке. Рассмотрим участок с одним притоком (рис. 3).

В случае если паводок на притоке (B_2-H) проходит раньше паводка на главной реке (B_1-H) время между наступлением максимумов верхнего и нижнего постов главной реки сокращается (рис. 4).

Рис. 3. Схема приточного участка реки.

Если же паводок на притоке запаздывает, то это время (τ), как видно из схемы, увеличивается. Наличие интерференции затрудняет возможность определения времени добегания.

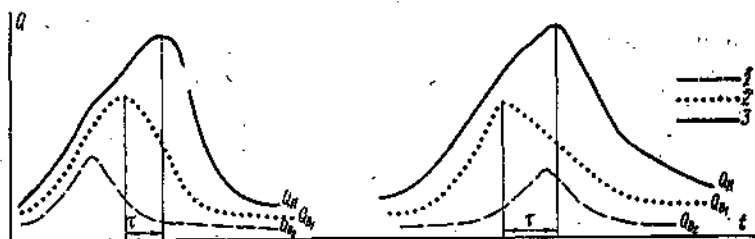


Рис. 4. Схема интерференции паводочных волн:

1 — паводок на притоке в створе B_2 ; 2 — паводок на главной реке в створе B_1 ; 3 — паводок в замыкающем створе H .

Поэтому на практике определение времени добегания производится по средней скорости движения паводков на бесприточных или слабоприточных участках. Рассмотрим пример определения времени добегания для участка реки с одним притоком (рис. 3).

Необходимо определить время добегания воды от постов B_1 и B_2 до нижнего створа H . Выбираем промежуточные бесприточные участки B'_1-B_1 , B'_2-B_2 , $H-H'$, и для каждого из них время добегания определяем по соответственным уровням. Зная время добегания $\tau_{B'_1-B_1}$, $\tau_{B'_2-B_2}$, $\tau_{H-H'}$ и длину каждого участка $L_{B'_1-B_1}$, $L_{B'_2-B_2}$, $L_{H-H'}$, определяется средняя скорость движения паводков

$$\text{на участках } v_{B'_1-B_1} = \frac{L_{B'_1-B_1}}{\tau_{B'_1-B_1}}, \quad v_{B'_2-B_2} = \frac{L_{B'_2-B_2}}{\tau_{B'_2-B_2}}, \quad v_{H-H'} = \frac{L_{H-H'}}{\tau_{H-H'}}.$$

После этого определяется средняя скорость движения паводков для участков B_1-H и B_2-H

$$\bar{v}_{B_1-H} = \frac{v_{B'_1-B_1} + v_{H-H'}}{2} \quad \text{и} \quad \bar{v}_{B_2-H} = \frac{v_{B'_2-B_2} + v_{H-H'}}{2}.$$

Время добегания от верхних створов до нижнего определяется как

$$\tau_{B_1-H} = \frac{L_{B_1-H}}{\bar{v}_{B_1-H}}, \quad \tau_{B_2-H} = \frac{L_{B_2-H}}{\bar{v}_{B_2-H}}.$$

Виды связей соответственных уровней для приточного участка реки

В настоящее время связи соответственных уровней для приточного участка реки могут быть аналитические, графические и графоаналитические.

Аналитические зависимости вида

$$Q_{nt} = aQ_{nt-\tau_1} + bQ_{nt-\tau_2} + \dots + d, \quad (3.41)$$

$$H_{nt} = a'H_{nt-\tau_1} + b'H_{nt-\tau_2} + \dots + d', \quad (3.42)$$

где Q_{nt} и H_{nt} — расход и уровень воды в нижнем створе участка в момент t ; $Q_{nt-\tau_1}$, $Q_{nt-\tau_2}$, $H_{nt-\tau_1}$, $H_{nt-\tau_2}$ — расходы и уровни воды в верхних створах в момент $t-\tau_1$, $t-\tau_2$; a , b , ..., d , a' , b' , ..., d' — коэффициенты уравнений.

Коэффициенты уравнений определяются способом множественной корреляции. В тех случаях, когда продольный уклон реки и время добегания значительно изменяются при различных уровнях, устанавливается несколько уравнений для определенных диапазонов высоты уровней. Следует учитывать, что при больших регулирующих емкостях русла и поймы время добегания может увеличиваться с повышением уровня. На нижнем Амуре при низких уровнях время добегания от Ленинского до Комсомольска составляет в среднем семь суток, а при высоких уровнях — 14 суток.

Рассмотрим уравнение для прогноза уровней Амура у г. Комсомольска с заблаговременностью 10 суток.

$$H_{t+10} = -0,48H_1 + 0,58H_2 - 0,06H_3 - 0,04H_4 + 0,02H_5 + \\ + 0,01H_6 + 0,38H_7 - 161, \quad (3.43)$$

где H_{t+10} — уровень воды у Комсомольска в момент $t+10$; H_1 — уровень воды на Амуре у Ленинского за день до выпуска прогноза ($t-1$); H_2 — уровень там же в день выпуска прогноза; H_3 — уровень р. Уссури у Козловского за день до выпуска прогноза; H_4 — уровень там же в день выпуска прогноза; H_5, H_6, H_7 — уровни воды Амура в день выпуска прогноза соответственно в Хабаровске, Троицком и Комсомольске.

Уровни на нижнем створе и одном-двух промежуточных створах в день выпуска прогноза введены для учета трансформации паводочной волны в зависимости от степени заполнения русла.

Прогноз уровней воды в летне-осенний период р. Печоры у Усть-Цильмы с заблаговременностью в шесть суток В. В. Климова рекомендует давать по зависимости

$$H_t = 0,669 H_{1, t-6} + 0,412 H_{2, t-6} + 0,888 H_{3, t-6} - 55, \quad (3.44)$$

где H_t — уровень воды р. Печоры у Усть-Цильмы на момент t ; $H_{1, t-6}$ — уровень воды на р. Печоре у Усть-Кожвы на дату $t-6$; $H_{2, t-6}$ — уровень воды на р. Ижме у Картайоль на дату $t-6$; $H_{3, t-6}$ — уровень воды на р. Усе у Макарихи на дату $t-6$.

Уточнение зависимости (3.44) производится путем введения в нее средней суммы осадков в бассейне р. Печоры за пентаду, предшествующую дате выпуска прогноза.

Н. С. Нечаева показала на примере бассейна р. Колымы, что используемые для установления аналитических зависимостей исходные данные не отвечают основным предпосылкам, положенным в основу метода множественной регрессии.

При выводе уравнений предполагается, что наблюдаемые расходы являются некоррелируемыми случайными величинами. В действительности расходы и уровни различных притоков связаны между собой. Коэффициенты корреляции достигают значений 0,70. При применении метода не следует включать в уравнение несколько створов, расположенных на одной реке. Это может привести к значительным ошибкам в случае использования данных, имеющих большие отклонения величин от средних. Метод нецелесообразно применять на реках с неустойчивым паводочным режимом.

Графические связи соответственных уровней применяются для участков с одним притоком и имеют вид

$$Q_{nt} = f(Q_{nt-t_1}, Q_{nt-t_2}), \quad (3.45)$$

$$H_{nt} = f(H_{nt-t_1}, H_{nt-t_2}). \quad (3.46)$$

Построение графика связи трех переменных производится по данным табл. 6, в которой для нижнего створа выбираются уровни (расходы), равномерно освещающие всю амплитуду колебания, а для верхних створов соответственные уровни выбираются с учетом постоянного среднего времени добегания τ_1 и τ_2 .

Таблица 6

Соответственные уровни на приточном участке

река _____ верхний створ _____ нижний створ _____
створ на притоке _____

Нижний створ главной реки		Верхний створ главной реки		Верхний створ притока	
t	H_t	$t-\tau_1$	$H_{t-\tau_1}$	$t-\tau_2$	$H_{t-\tau_2}$
1	2	3	4	5	6

Графоаналитические связи соответственных уровней применяются при любом числе притоков на участке реки. В основе этих связей лежит использование зависимости (3.40).

На участке реки с одним притоком зависимость (3.40) имеет вид

$$H_{nt} = f(H_{Bt-\tau_1} + p_2 H_{Bt-\tau_2}). \quad (3.47)$$

Рассмотрим способ определения коэффициента водности p_2 на участке с одним притоком, предложенный Е. В. Бергом. Первоначально строится график связи (рис. 5)

$$H_{nt} = f(H_{Bt-\tau_1}, H'_{B_2}), \quad (3.48)$$

где H'_{B_2} — минимальный уровень воды на притоке в створе B_2 в момент времени $t - \tau_2$.

На рис. 5 в поле точек проведена огибающая по минимальному уровню воды на притоке. Отклонения точек от огибающей обозначены через ΔH . Для любой точки в поле графика можно записать

$$H_{nt} = H'_{nt} + \Delta H, \quad (3.49)$$

где H_{nt} — фактический уровень воды в нижнем створе в момент t ; H'_{nt} — уровень воды в нижнем створе, снимаемый по значению $H_{vt-\tau_1}$ с огибающей; ΔH — величина отклонения точки от огибающей.

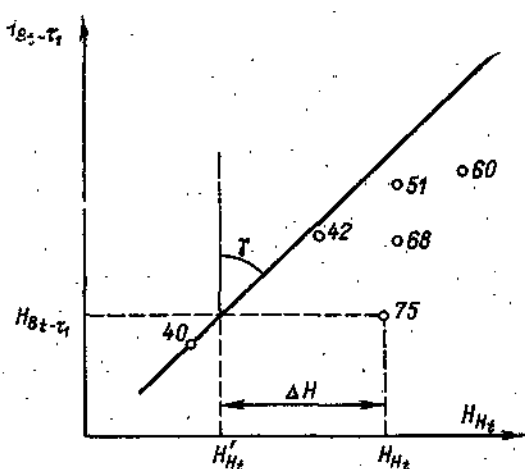


Рис. 5. График связи $H_{nt} = f(H_{vt-\tau_1}, H'_{nt})$.

На графике (рис. 6) установлена зависимость

$$\Delta H_t = f(H_{vt-\tau_2}). \quad (3.50)$$

Линии связи, представленные на рис. 5, 6, можно выразить уравнениями:

$$H'_{nt} = a H_{vt-\tau_1} + m; \quad (3.51)$$

$$\Delta H_t = b H_{vt-\tau_2} + n. \quad (3.52)$$

Подставляя (3.61) и (3.52) в (3.49), получим

$$H_{nt} = a \left(H_{vt-\tau_1} + \frac{b}{a} H_{vt-\tau_2} \right) + m + n,$$

или приближенно в виде

$$H_{nt} = f \left(H_{vt-\tau_1} + \frac{b}{a} H_{vt-\tau_2} \right). \quad (3.53)$$

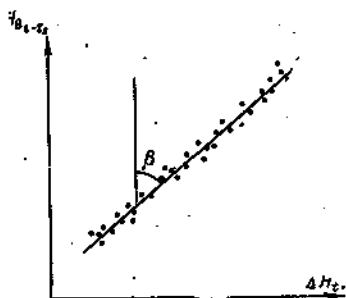


Рис. 6. График связи $\Delta H_t = f(H_{vt-\tau_2})$.

Сопоставляя (3.47) и (3.53), находим, что $p_2 = \frac{b}{a}$, или $p_2 = \frac{\operatorname{tg} \beta}{\operatorname{tg} \gamma}$,

где β и γ углы наклона линий связи к оси ординат (см. рис. 5, 6).

При числе притоков более одного коэффициенты водности определяются исходя из предположения о постоянстве соотношения модулей в верхних створах притока и главной реки, т. е.

$$p_i = \frac{\overline{M}_{\text{в}i}}{\overline{M}_{\text{в}}} \approx \frac{F_{\text{в}i}}{F_{\text{в}}}, \quad (3.54)$$

где $\overline{M}_{\text{в}i}$ и $\overline{M}_{\text{в}}$ — средний многолетний модуль стока в верхнем створе i -го притока и главной реки; $F_{\text{в}i}$ и $F_{\text{в}}$ — площадь водосбора в верхнем створе i -го притока и главной реки.

На приточном участке реки точность связи соответственных уровней определяется колебанием продольного уклона, интерференцией паводочных волн, влиянием неучтенной боковой приточности, устойчивостью русла в створах участка. Учет этих факторов в каждом конкретном случае производится разными способами. Изменение продольного уклона приблизительно можно учесть путем построения зависимостей вида (3.40) отдельно для периодов подъема и спада. Неучтенный боковой приток косвенно характеризуют осадки, выпавшие на водосборную площадь. Период их суммирования устанавливается подбором. При неустойчивом, деформируемом русле строят сезонные связи соответственных уровней. С целью уменьшения ошибок прогноза применяют способ текущей корректировки. В основе этого способа [1] лежит предположение о продолжительном сохранении ошибок одного знака и незначительности величины бокового притока за период заблаговременности прогноза. Корректировка производится по зависимости

$$H'_{\text{в}t} = H_{\text{в}t} \pm \Delta H_{t-\tau}, \quad (3.55)$$

где $H'_{\text{в}t}$ — откорректированный прогнозный уровень в момент времени t ; $H_{\text{в}t}$ — спрогнозированная величина уровня на дату t ; $\Delta H_{t-\tau}$ — ошибка прогноза в предшествующий момент времени с учетом заблаговременности прогноза (τ).

3.3. Прогнозы на речной системе

Речной системой в методе соответственных уровней называют цепочку последовательно расположенных участков реки. Участки могут быть приточными и бесприточными. Для каждого участка устанавливается графическая связь соответственных уровней. Рекомендуется выбирать участки с числом верхних створов не более двух и временем добегания от 2 до 5 суток. Створы должны быть вне зоны подпора от впадающих притоков или гидротехни-

ческих сооружений. Связи соответственных уровней компануются на одном листе последовательно от верхнего к нижнему участкам. По этой цепочке связей уровень воды с верхних створов переносится к нижнему.

Рассмотрим схему речной сети с выделенными пятью участками (рис. 7) и цепочку связей соответственных уровней (рис. 8).

Прогноз производится в следующей последовательности. По уровню воды в створе B_1 прогнозируется уровень воды в створе B_2 ; затем по прогнозируемому значению уровня B_2 прогнозируется уровень в створе B_4 и т. д. до нижнего створа. Уровни воды в створах B_3 и B_5 прогнозируются по своей цепочке, построенной для каждого притока в отдельности. Так как время добегания от верхних створов (B_1 , B_3 , B_5) до нижнего (H) одинаково, то заблаговременность прогноза будет равно наименьшему суммарному времени добегания от верхнего створа главной реки или притока до нижнего створа.

На практике более удобны цепочки с непрерывным расположением связей. Это позволяет прогнозировать уровни в замыкающем створе без промежуточных фиксаций уровня в нижних створах каждого участка. Подобная цепочка связей для рассмотренного примера представлена на рис. 9.

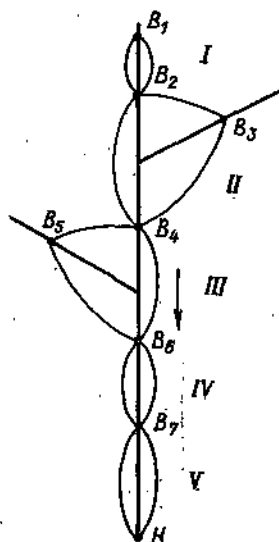


Рис. 7. Схема речной сети.

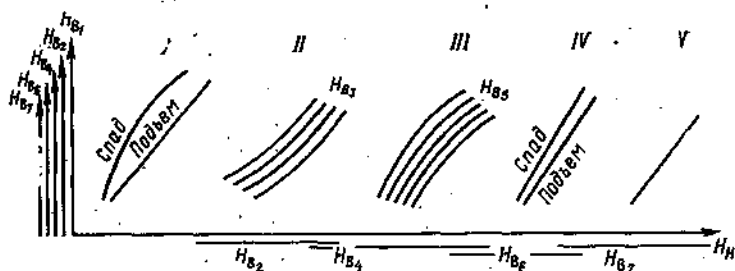


Рис. 8. Цепочка связей соответственных уровней с независимым расположением.

На ряде крупных речных систем Волги, Днепра, Дона сведения о времени добегания по отдельным участкам использованы для составления схемы времени добегания, на этих схемах прове-

дены изолинии (изохроны) руслового времени добегаания от верхних створов бассейна до замыкающего нижнего створа [1]. Эти схемы позволяют установить среднее время добегаания для любых участков речных систем.

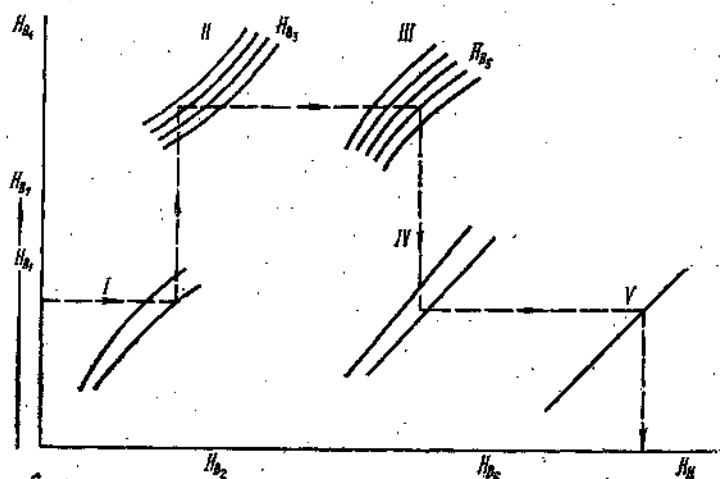


Рис. 9. Цепочка связей соответственных уровней с непрерывным расположением.

3.4. Использование данных о расходах воды в методе соответственных уровней

Расчетное уравнение метода соответственных уровней для бесприточного участка (3.21) и приточного участка (3.39) установлено при использовании расходов воды. Выше отмечалось, что переход от расходов к уровням воды не имеет строгого теоретического обоснования. Кроме того, величины расходов указывают на непосредственное количество протекающей воды, в то время как уровни относительны, ибо исчисляются над условными отметками.

При наличии данных о расходах воды используются связи вида

$$Q_{nt} = Q_{v,t-\tau_1} + Q_{v,t-\tau_2} + \dots + Q_{v,t-\tau_n} \quad (3.56)$$

где Q_{nt} — расход в нижнем створе в момент времени t ; $Q_{v,t-\tau_1}$, $Q_{v,t-\tau_2}$, $Q_{v,t-\tau_n}$ — расходы воды в верхних створах приточного участка в момент времени $t-\tau_1$, $t-\tau_2$, ..., $t-\tau_n$.

Или в случае неучтенного бокового притока

$$Q_{нt} = f(Q_{вт-τ_1} + Q_{вт-τ_2} + \dots + Q_{вт-τ_n}). \quad (3.57)$$

Откуда нетрудно перейти к зависимости

$$H_{нt} = f(Q_{вт-τ_1} + Q_{вт-τ_2} + \dots + Q_{вт-τ_n}). \quad (3.58)$$

Так, для прогноза уровня воды на р. Днепре у г. Киева зависимость имеет вид

$$H_{Кt} = f(Q_{Рt-8} + Q_{Гt-8} + Q_{Мt-6} + Q_{Чt-5}),$$

где $H_{Кt}$ — уровень воды р. Днепра у г. Киева в момент t ;
 $Q_{Рt-8}$ — расход воды р. Днепра у г. Речицы в момент $t-8$ (время добегания от г. Речицы до г. Киева восемь суток);
 $Q_{Гt-8}$ — расход воды р. Сожи у г. Гомеля на момент $t-8$;
 $Q_{Мt-6}$ — расход воды р. Припяти у г. Мозыря в момент $t-6$;
 $Q_{Чt-5}$ — расход воды р. Десны у г. Чернигова в момент $t-5$.

Иногда в зависимость (3.58) вводят еще одну переменную для учета формы паводочной волны. Это может быть разность между расходами в верхнем и нижнем створах, т. е. $\Delta Q = Q_{вт} - Q_{нт}$, интенсивность изменения расхода воды в верхнем створе за какой либо промежуток времени, уровень воды в нижнем створе в момент выпуска прогноза.

Прогноз уровня воды р. Камы у г. Березники с заблаговременностью в трое суток выполнялся по зависимости

$$H_{Бt} = f(\sum Q_{t-\tau}, H_{Бt-\tau}), \quad (3.59)$$

где $H_{Бt}$ — уровень воды р. Камы у г. Березники в момент t ;
 $\sum Q_{t-\tau}$ — сумма расходов воды р. Камы у п. Гайны, р. Колвы у п. Подбобыка и р. Вишеры у п. Митраково; время добегания от каждого из указанных створов до замыкающего створа участка на р. Каме — Березники — трое суток; $H_{Бt-\tau}$ — уровень воды р. Камы у г. Березники в день выпуска прогноза.

Зависимость (3.59) учитывает степень заполнения русла и средний уклон водной поверхности на участке.

Интересен подход к разработке способа краткосрочного прогноза уровней воды на р. Енисей у п. Верещагино с заблаговременностью в шесть суток.

Исходная зависимость имеет вид

$$H_t = f\left(\sum_{i=1}^{t-2} Q_{вт-6} \cdot Q_{пр}\right), \quad (3.60)$$

где H_t — уровень воды р. Енисей у п. Верещагино на момент времени t ;
 $\sum_{i=1}^{t-2} Q_{вт-6}$ — сумма расходов створов, расположенных на

р. Енисей и притоке Енисея — р. Подкаменной Тунгуске в момент $t-6$; $Q_{\text{пр}}$ — промежуточный приток за период заблаговременности прогноза.

По установленной средней скорости передвижения паводочной волны, равной 90 км/сутки, на карте бассейна были проведены изохроны руслового времени добегаия. Для прогноза с заблаговременностью в 6 суток необходимы сведения о расходах воды на р. Енисей и Подкаменной Тунгуске в створах, расположенных на шестой изохроне. Однако в верхних частях бассейна отсутствовали створы на расстоянии, равном времени добегаия в 6 суток, но имелись створы, расположенные на расстоянии $\tau = 9$ суток. На р. Енисей это створ у г. Енисейска, а на р. Подкаменной Тунгуске створ у п. Байкит.

Расходы воды в любом створе реки могут быть установлены путем линейной интерполяции расходов между верхним и нижним створами. Для рассматриваемого случая интерполяционная формула, позволяющая определять расходы воды р. Енисей и р. Подкаменной Тунгуски в створах, расположенных на шестой изохроне, имеет вид

$$\sum_{i=1}^{i-2} Q_{\text{в}} = Q_{\text{п.т}} - \frac{\tau_i}{\tau} [Q_{\text{п.т}} - (Q_{\text{Е}} + Q_{\text{Б}})], \quad (3.61)$$

где $\sum_{i=1}^{i-2} Q_{\text{в}}$ — сумма расходов р. Енисей и р. Подкаменной Тунгуски в створах на шестой изохроне; $Q_{\text{п.т}}$ — расход воды р. Енисей у п. Подкаменная Тунгуска; $(Q_{\text{Е}} + Q_{\text{Б}})$ — сумма расходов воды р. Енисей у г. Енисейска и р. Подкаменной Тунгуски у п. Байкит; τ_i — время добегаия воды от створов на шестой изохроне до п. Подкаменная Тунгуска, равное 1 суткам; τ — время добегаия от створов Енисейск и Байкит до п. Подкаменная Тунгуска, равное 4 суткам.

Подставляя в (3.61) соответствующие значения, получим

$$\begin{aligned} \sum_{i=1}^{i-2} Q_{\text{в}} &= Q_{\text{п.т}} - \frac{1}{4} [Q_{\text{п.т}} - (Q_{\text{Е}} + Q_{\text{Б}})] = \\ &= 0,75 Q_{\text{п.т}} + 0,25 Q_{\text{Е}} + 0,25 Q_{\text{Б}}. \end{aligned} \quad (3.62)$$

В качестве характеристики промежуточного притока использовались данные р. Елогуй у п. Келлог ($F = 20\,600$ км), впадающей в р. Енисей на рассматриваемом участке.

Окончательная зависимость имеет вид

$$\begin{aligned} H_t &= 0,023 Q_{\text{п.т.}t-6} + 0,007 Q_{\text{Е.}t-6} + \\ &+ 0,007 Q_{\text{Б.}t-6} + 0,66 H_{\text{Е.}t-6} + 44, \end{aligned} \quad (3.63)$$

где $H_{\text{Е.}t-6}$ — уровень воды р. Елогуй у п. Келлог на дату выпуска прогноза. Остальные обозначения прежние.

Изложенные способы прогноза по методу соответственных уровней, как уже отмечалось, установлены без учета распластывающей (трансформации) паводочной волны. На сравнительно длинных участках рек с большой емкостью русла и поймы, а также при непродолжительных высоких паводках, сбросах воды из водохранилищ влияние распластывания паводочной волны весьма существенно. Остановимся более подробно на этом сложном и еще не достаточно изученном процессе.

3.5. Распластывание паводочной волны

Волна паводка при движении воды в реке распластывается (трансформируется), происходит снижение его высоты и увеличение продолжительности.

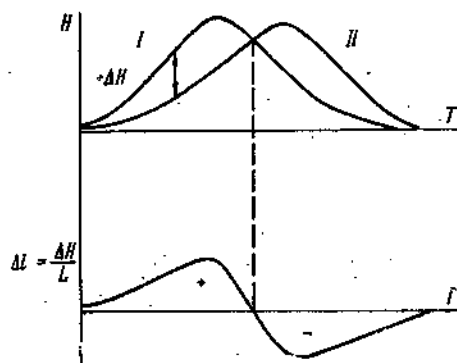


Рис. 10. Паводочная волна в верхнем (I) и нижнем (II) створах и изменение уклона по длине волны.

Основные причины распластывания паводочной волны:

- различие уклонов в лобовой и тыловой части волны;
- регулирующее влияние поймы и берегов, приводящее к аккумуляции грунтами поймы и русла части воды в период подъема, на спаде волны эта вода возвращается в реку;
- накопление воды в устьевых участках притоков вследствие подпора от главной реки.

Изменение уклона по длине паводочной волны можно установить совместив на графике волны, наблюдавшиеся в двух соседних створах (рис. 10).

Разность уровней двух створов (ΔH), деленная на расстояние между ними, дает величину добавочного уклона (уровни воды выражены в виде превышений над беспаводочным горизонтом). Из рис. 10 видно, что уклоны возрастают в период подъема паводочной волны. По данным Г. П. Калинина, добавочный уклон

обычно составляет несколько процентов от величины уклона при установившемся движении. На спаде паводка уклон даже меньше начального и лишь после прохождения волны уклон принимает свое прежнее значение.

Изъятие части воды на заполнение поймы и берегов в период возрастания расходов вызывает выполаживание лобовой части паводка и уменьшение максимума. Гребень волны смещается к тыловой части, а продолжительность ее спада удлиняется вследствие поступления воды, ранее задержанной поймой и берегами русла. Регулирующее влияние поймы и берегов — главная причина распада паводочной волны. Точный теоретический расчет распада паводка с учетом всех факторов пока невозможен. Поэтому на практике чаще всего применяются приближенные методы расчета, к которым относятся:

- 1) метод Маскингам,
- 2) метод Калинина—Миллюкова,
- 3) метод кривых добегания.

1. Метод Маскингам

Метод предложен в США Мак-Карти для реки Маскингам, откуда получил свое название. Применяется этот метод для расчетов на бесприточных участках рек и основан на совместном решении уравнения водного баланса участка реки (3.64) и зависимости объема воды на участке от расходов воды (3.65)

$$\frac{Q_{вн} + Q_{вк}}{2} \cdot \Delta t - \frac{Q_{нн} + Q_{нк}}{2} \cdot \Delta t = W_k - W_n; \quad (3.64)$$

$$W = f(Q_n, Q_k), \quad (3.65)$$

где $Q_{вн}$ и $Q_{вк}$ — расходы воды в верхнем створе участка в начале и конце интервала времени Δt ; $Q_{нн}$ и $Q_{нк}$ — то же для нижнего створа участка; W_n и W_k — объем воды на участке в начале и конце интервала времени Δt ; W — объем воды на участке.

Объем воды на участке рассматривается как функция средневзвешенных расходов

$$W = f[k Q_v + (1 - k) Q_n], \quad (3.66)$$

где k — параметр, отражающий относительное влияние расходов Q_v и Q_n на изменение русловых объемов. Зависимость (3.66) имеет вид широкой петли, для устранения которой подбирается такое значение k , при котором связь становится однозначной, линейной.

При линейной связи уравнение (3.66) имеет вид

$$W = \tau[k Q_v + (1 - k) Q_n], \quad (3.67)$$

здесь τ — отношение объема к средневзвешенному расходу воды на участке, имеет размерность времени, часто трактуется как время добегания на участке.

Если при любом значении k зависимость (3.66) остается криволинейной, кривую объемов делят на участки, в пределах которых зависимость линейная. Подставляя в уравнение (3.64) вместо W выражение (3.67), получим

$$\begin{aligned} & \frac{Q_{вн} + Q_{вк}}{2} \cdot \Delta t - \frac{Q_{нн} + Q_{нк}}{2} \cdot \Delta t = \\ & = \tau[k Q_{вк} + (1-k) Q_{нк}] - \tau[k Q_{вн} + (1-k) Q_{нн}]. \end{aligned} \quad (3.68)$$

Решая относительно $Q_{нк}$, имеем

$$Q_{нк} = C_0 Q_{вк} + C_1 Q_{вн} + C_2 Q_{нн}, \quad (3.69)$$

где

$$\begin{aligned} C_0 &= -\frac{\tau k - 0,5 \Delta t}{\tau - \tau k + 0,5 \Delta t}; \\ C_1 &= \frac{\tau k + 0,5 \Delta t}{\tau - \tau k + 0,5 \Delta t}; \\ C_2 &= \frac{\tau - \tau k - 0,5 \Delta t}{\tau - \tau k + 0,5 \Delta t}. \end{aligned}$$

Заметим, что $C_0 + C_1 + C_2 = 1$.

Параметр k обычно меньше 0,5, чаще всего $0,25 \leq k \leq 0,40$. Расчетный интервал времени подбирается таким образом, чтобы

$$0,5 \Delta t > \tau k.$$

Ограничение по выбору интервала времени является недостатком метода, ибо в практике расчетов и прогнозов на крупных реках имеются данные по стоку лишь за сутки. Принятие другой единицы времени не представляется возможным. При расчете по формуле (3.69) вычисленная для предыдущего интервала времени величина $Q_{нк}$ принимается в качестве начального расхода в следующем интервале времени.

2. Метод Калинина—Милюкова

Метод основан на предположении, что участок реки длиной L (характерный) оказывает такое же регулирующее влияние на волну паводка или попуска, как и равное ему по объему водохранилище. На этом участке при неустановившемся движении сохраняется однозначность изменения объема от расхода воды в нижнем створе, справедливая для установившегося движения

$$W = f(Q_n). \quad (3.70)$$

В призматическом русле, в условиях неизменной формы и сечения его по длине реки, а также линейном изменении уровней

воды, на участке будет иметь место однозначная зависимость объема воды от уровня в середине участка (рис. 11), т. е.

$$W = f(H_{\text{ср}}). \quad (3.71)$$

Из (3.70) и (3.71) получим

$$Q_{\text{н}} = f(H_{\text{ср}}). \quad (3.72)$$

Для расчета распластывания паводочной волны река разбивается на ряд характерных участков. Для каждого участка определяется его длина по формуле

$$L = \frac{Q \cdot dH}{i \cdot dQ}, \quad (3.73)$$

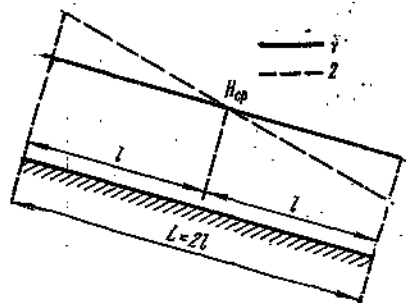


Рис. 11. Положение уровневой поверхности при установившемся движении (1) и в фазе подъема паводка (2).

где Q и i — соответственно расход и уклон водной поверхности при установившемся режиме: $\frac{dH}{dQ}$ — тангенс угла наклона касательной к кривой расходов воды при данном значении расхода.

Зависимость (3.70) принимается линейной, тогда $W = \tau \cdot Q_{\text{н}}$. Подставляя $Q_{\text{н}}$ в уравнение водного баланса в дифференциальной форме

$$(Q_{\text{в}} - Q_{\text{н}})dt = dW,$$

получим

$$\left(Q_{\text{в}} - \frac{W}{\tau}\right)dt = dW, \text{ или } \frac{dW}{dt} + \frac{W}{\tau} = Q_{\text{в}}. \quad (3.74)$$

Численное решение уравнения (3.74) приводит к формуле

$$Q_{\text{н}k} = Q_{\text{вн}} \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}\right) + Q_{\text{нн}} \cdot e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}, \quad (3.75)$$

или

$$Q_{\text{н}k} = Q_{\text{нн}} + (Q_{\text{вн}} - Q_{\text{нн}}) \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}\right), \quad (3.76)$$

где, кроме ранее указанных обозначений, e — основание натуральных логарифмов.

Первое слагаемое выражения (3.75) есть функция притока с верхнего створа, а второе — закон истощения в случае отсутствия притока. Поскольку продолжительность расчетного интервала времени Δt и параметр τ принимаются постоянными, то

$\left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}\right) = k = \text{const}$, тогда уравнения (3.75) и (3.76) упростятся и будут иметь вид

$$Q_{нк} = Q_{нн} + (Q_{вн} - Q_{нн}) \cdot k. \quad (3.77)$$

Формула удобна для расчета расходов на бесприточных участках ниже гидроэлектростанций, при задании графика хода расхода воды через станцию. Тогда по формуле (3.77) можно рассчитать расход воды в нижнем створе $Q_{нк}$. Этот расход принимается в качестве начального для следующего интервала времени и т. д. После расчетов на первом участке переходят ко второму, для которого $Q_{нк}$ первого участка принимается в качестве $Q_{вн}$.

Ряд различных процессов могут быть описаны одинаковыми уравнениями. На этом основано моделирование гидрологических процессов. В частности, расчет по методу Калинина—Милюкова производится с помощью специализированных электронных аналоговых установок типа ПР-27, ПР-43 и ПР-49. Эти машины имеют шесть звеньев электрической цепи, каждое из которых приравнено к характерному участку реки.

Падение напряжения на конденсаторе и сопротивлении описывается уравнением вида

$$E_{\text{вых}}(t) = E_{\text{вх}}(t) \left(1 - e^{-\frac{t}{RC}}\right). \quad (3.78)$$

Если в уравнении (3.75) принять $Q_{нн} = 0$, что соответствует условиям срезки грунтового питания, то получим

$$Q_{нк}(t) = Q_{вн}(t) \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}\right). \quad (3.79)$$

При подаче на вход напряжения E , изменяющегося по такому же закону, что и расход воды в верхнем створе, на выходе получим характеристику изменения расхода воды в замыкающем створе характерного участка.

Уравнения (3.78) и (3.79) удобны, что и позволяет использовать аналоговые вычислительные машины для расчета распыления паводочной волны.

3. Метод кривых добегания

Метод кривых добегания предложен также Г. П. Калининым и П. И. Милюковым. Он позволяет учесть распыление паводочной волны на бесприточных участках. Выражение кривой руслового добегания, полученное из зависимости (3.76) в виде функции гамма-распределения (трансформационной функции), имеет вид

$$P(t) = \frac{\Delta t}{\tau(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} \cdot e^{-\frac{t}{\tau}}, \quad (3.80)$$

где $P(t)$ — ординаты кривой руслового добегания; Δt — расчетный интервал времени; n — число характерных участков; i — порядковый номер единицы времени; τ — время добегания на участке.

Если принять $\Delta t = \tau$, а отношение $\frac{t}{\tau}$ обозначить m , то получим — названную авторами метода — стандартную кривую добегания, выраженную формулой Пуассона

$$P(t) = \frac{m^{n-1} e^{-m}}{(n-1)!}. \quad (3.81)$$

В случае использования кривой добегания $P(t)$ пересчет расходов воды из верхнего створа участка в нижний производится по формуле

$$Q_{n,i} = P_0 Q_i + P_1 Q_{i-1} + P_2 Q_{i-2} + \dots + P_{\tau_{\max}} Q_0,$$

где $P_0, P_1, P_2, \dots$ — значения трансформационной функции; $Q_i, Q_{i-1}, Q_{i-2}, \dots$ — расход воды в верхнем створе за соответствующие единицы времени.

Кривая добегания имеет два параметра n и τ , что позволяет широко применять ее в расчетах с использованием электронно-моделирующих аналоговых устройств. Параметры кривой добегания $P(t)$ подбираются путем сопоставления рассчитанных и фактических расходов воды, исходя из условий наилучшей их сходимости.



ГЛАВА IV. МЕТОД СООТВЕТСТВЕННЫХ ОБЪЕМОВ

Метод соответственных объемов был предложен Г. П. Калинин в 1947 г. для прогноза средних расходов воды за определенный период на сравнительно крупных реках с использованием в основном гидрометрических данных.

Рассмотрим бесприточный участок реки, ограниченный двумя створами (Q_v , Q_n), время добегания между которыми обозначим τ .

Объем воды на участке в момент времени t при допущении линейного изменения расходов воды по длине участка

$$W_t = \frac{Q_{vt} + Q_{nt}}{2} \cdot \tau, \quad (4.1)$$

Этот объем воды пройдет через нижний створ за время от t до $t + \tau$, т. е. $\sum_t^{t+\tau} Q_n = W_t$, откуда средний расход воды через нижний створ за период от t до $t + \tau$ будет определяться объемом воды в русловой сети в момент времени t или

$$\bar{Q}_{n,t+\tau} = f(W_t). \quad (4.2)$$

Использование выражения (4.2) возможно лишь, если поступление дополнительного притока за время τ отсутствует или незначительно и несонизмеримо с объемом воды в русловой сети бассейна. Кроме того, предпосылка линейного измерения расхода справедлива для небольших участков со временем руслового добегания от верхних створов до нижнего в пределах 2—5 суток.

Объем воды во всей русловой сети равен сумме объемов воды на отдельных участках

$$W = W_1 + W_2 + \dots + W_n = \sum_1^n W_i. \quad (4.3)$$

где W — объем воды во всей русловой сети бассейна; W_i — объем воды на i -м участке; n — число участков.

4.1. Способы определения объема воды в русловой сети

Вычисление объема воды в русловой сети может осуществляться разными способами, к основным из них относятся следующие.

1. Гидрометрический способ

Вычисление объема воды осуществляется по данным о среднем расходе воды и времени руслового добегания на участке. На бесприточном участке объем воды определяется по формуле (4.1), на приточном участке — по выражению

$$W_t = \frac{Q_{\text{нл}} + \sum Q_{\text{вл}}}{2} \cdot \tau_{\text{ср}}, \quad (4.4)$$

где $\sum Q_{\text{вл}}$ — сумма расходов воды в верхних створах участка; τ — среднее время руслового добегания на участке, определяемое как среднеарифметическое из величин времени добегания от верхних створов до нижнего

$$\tau_{\text{ср}} = \frac{\sum_1^m \tau_i}{m}, \quad (4.5)$$

где m — число верхних створов, или как средневзвешенное значение по формуле

$$\tau_{\text{ср}} = \frac{\sum_1^m \tau_k \bar{Q}_k}{\sum_1^m \bar{Q}} \approx \frac{\sum_1^m \tau_k F_k}{\sum_1^m F}, \quad (4.6)$$

где τ_k — русловое время добегания от k -го верхнего створа участка до нижнего створа; $\bar{Q}_k$ — среднееголетний расход в верхнем k -ом створе участка; F_k — площадь бассейна в верхнем k -ом створе участка.

Если участок ограничен одним створом, то объем воды определяется по выражению

$$W_t = \frac{Q_{\text{нл}}}{2} \cdot \tau.$$

При выражении расхода воды в $\text{м}^3/\text{с}$, времени добегания в сутках, а объема воды в м^3 формула имеет вид

$$W_t = 86\,400 \bar{Q}_t \tau. \quad (4.7)$$

2. Морфометрический способ

Объем воды на участке реки может быть установлен по формуле

$$W = \bar{\omega} \cdot L, \quad (4.8)$$

где $\bar{\omega}$ — средняя площадь живого сечения потока на участке, определяемая по площади живого сечения в верхнем и нижнем створах $\bar{\omega} = \frac{\omega_{\text{в}} + \omega_{\text{н}}}{2}$; L — длина участка. Площади водного сечения устанавливаются для конкретных уровней воды по зависимостям $\omega = f(H)$.

Наличие крупномасштабных карт или аэрофотоснимков рек при различных уровнях воды позволяет определить объем воды по площадям водной поверхности. Обозначим площади водной поверхности на участке, ограниченном двумя створами, через Ω и установим зависимость этой площади от уровней воды в верхнем и нижнем створах ($H_{\text{в}}$, $H_{\text{н}}$):

$$\Omega = f\left(\frac{H_{\text{в}} + H_{\text{н}}}{2}\right).$$

Объем воды на участке над начальным уровнем H_0 равен

$$W_{\text{в}} = \int_{H_0}^H \Omega dH. \quad (4.9)$$

На каждом участке строится кривая объемов $W = f(H)$, что дает возможность вычислить суммарный объем воды во всей русловой сети бассейна для любого момента времени. Применение этого способа затруднено отсутствием подобных морфометрических данных.

3. Воднобалансовый способ

Для определения объема воды в русловой сети используется уравнение водного баланса бесприточного или приточного участка реки

$$\Delta W = (Q_{\text{в}} \cdot \Delta t + Q_{\text{пр}} \cdot \Delta t) - Q_{\text{н}} \cdot \Delta t, \quad (4.10)$$

где ΔW — приращение объема воды на участке за время Δt ; $Q_{\text{в}}$, $Q_{\text{н}}$, $Q_{\text{пр}}$ — соответственно расходы воды в верхнем, нижнем створах и на притоке.

Суммируя изменение объемов воды за некоторый период времени, получим объем русловых запасов (W) над некоторым начальным объемом. По величинам объема и среднего расхода воды на участке строят кривые объемов $W = f(Q_{\text{ср}})$ за ряд характерных лет, совмещая их на одном графике и проводя огибающую по наиболее наклонным участкам кривой к оси расходов.

Эта кривая отвечает условиям отсутствия притока воды от осадков.

Рассмотренные способы дают возможность определить объем воды только в той части русловой сети бассейна, которая освещена пунктами гидрометрических наблюдений. Объем воды в мелкой русловой сети не учитывается.

4.2. Определение полных русловых запасов воды

Для определения полных русловых запасов воды Р. А. Нежиховский выделяет крупную и отдельно среднюю и мелкую русловую сеть бассейна. Объем воды в крупной русловой сети подсчитывается на участках реки, ограниченных створами, равноудаленными от истоков на определенное расстояние. В качестве верхних граничных створов в бассейнах с площадью $15\,000 < F < 100\,000 \text{ км}^2$ принимаются створы, удаленные от истоков на 100 км. В больших бассейнах створы удалены от истока на 150 км, а в малых — на 50 км. Ниже этих створов русловая сеть бассейна разбивается на бесприточные и приточные участки.

Объем воды на участке определяется по зависимости

$$W = \tau \cdot Q_{\text{ср}} = \frac{L}{v \cdot 10^3} \cdot Q_{\text{ср}}, \quad (4.11)$$

где L — длина участка в км; v — средняя в поперечном сечении и по длине участка скорость течения в м/с; τ — время добегаания на участке; $Q_{\text{ср}}$ — средний расход воды на участке.

Средняя скорость течения вычисляется по формуле

$$v = a Q_{\text{ср}}^{0,25} \cdot i^{0,38}, \quad (4.12)$$

где i — средний уклон водной поверхности на участке в межень, ‰; $Q_{\text{ср}}$ — средний расход воды на участке, м³/с; a — параметр, зависящий от отношения средней ширины реки к средней максимальной глубине на участке при данном расходе воды, величина его изменяется от 0,07 до 0,55.

На бесприточном участке средний расход воды при наличии створов на концах участка определяется по выражению $Q_{\text{ср}} = \frac{Q_{\text{в}} + Q_{\text{н}}}{2}$; а при наличии одного створа в пределах участка —

по формуле $Q_{\text{ср}} = k \cdot Q$, где k — отношение площади водосбора в середине участка к площади водосбора в створе наблюдений.

Средний расход воды для приточного участка определяется как средний взвешенный в зависимости от типа боковой приточности — рассредоточенного или сосредоточенного

$$Q_{\text{ср}} = r Q_{\text{в}} + (1 - r) Q_{\text{н}}, \quad (4.13)$$

где коэффициенты r и $1-r$ выражают удельное влияние расходов воды в верхнем и нижнем створах.

При отсутствии пунктов гидрометрических наблюдений на участках крупной русловой сети средний расход воды устанавливается следующими способами: линейной интерполяцией расходов (модулей) по длине реки; по расходу на реке-аналоге с учетом соотношения площадей водосборов; по среднему модулю расходов рек-аналогов.

Определение объема воды ($\text{м}^3 \cdot 10^6$) в средней и мелкой русловой сети производится по выражению

$$W = A \frac{M_{\text{ср}}}{v_{\text{ср}}}, \quad (4.14)$$

где A — коэффициент, определяемый по формуле

$$A = \frac{1}{100} \left(\frac{n_0 f_0}{2} + n_{10} f_{10} + \dots + n_{90} f_{90} + \frac{n_{100} f_{100}}{2} \right); \quad (4.15)$$

n_0 — число вершин или общее число русел в системе; n_i — число створов равноудаленных от истоков рек на 10, 20, 30, ..., 100 км; f_i — средняя из площадей водосборов в каждом из створов, равноудаленных от истоков; $M_{\text{ср}}$ — средний арифметический модуль расхода воды ($\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) небольших рек-аналогов,

$$M_{\text{ср}} = \frac{M_1 + M_2 + \dots + M_N}{N} = \frac{1}{N} \left(\frac{Q_1}{F_1} + \frac{Q_2}{F_2} + \dots + \frac{Q_N}{F_N} \right).$$

Площади водосборов рек-аналогов зависят от расстояния в верхних граничных створах ($l_{\text{тр}}$) до истока

$l_{\text{тр}}$, км	50	100	150
F , км ²	600—800	2000—2500	4000—6000

Средняя скорость течения определяется по следующей формуле с учетом того, что на равнинных реках гидрометрические створы располагаются в местах, где пойма отсутствует, а поэтому скорости там несколько выше, чем в целом для бассейна

$$V_{\text{ср}} = 0,75, \quad a_{\text{ср}} Q_{\text{max}}^{0,25} \cdot i_{\text{ср. в.з.}}^{0,37}. \quad (4.16)$$

Здесь a — гидравлический параметр, определяемый по таблице в зависимости от морфометрических характеристик реки; $i_{\text{ср. в.з.}}$ — средневзвешенный уклон реки от истока до пункта наблюдений, ‰; Q_{max} — средний многолетний максимальный расход воды в пункте наблюдений, $\text{м}^3/\text{с}$. Скорость течения принимается средней по данным нескольких рек-аналогов, равномерно расположенных по территории бассейна.

Способ Ю. В. Горбунова исходит из предпосылки, что поток каждого порядка в зависимости от его размера (длины) обла-

дает едиными морфометрическими и гидрологическими характеристиками. Это дает возможность использовать измерения на гидрометрических створах потоков одного порядка. На каждом таком створе устанавливается зависимость между площадью поперечного сечения и уровнем воды, т. е. $\omega = f(H)$. Среднее значение площади поперечного сечения потоков данного порядка вычисляется по выражению

$$\bar{\omega}_N = K \frac{1}{n'} \sum_{i=1}^{n'} \omega_{N_i},$$

где n' — число гидрометрических створов потоков данного порядка; K — коэффициент, равный 1,2, отражающий тот факт, что площадь живого сечения в гидростворе несколько меньше средней площади сечения потока на участке.

Объем воды в речной сети определяется по формуле

$$W = \bar{\omega}_1 n_1 l_1 + \bar{\omega}_2 n_2 l_2 + \dots + \bar{\omega}_N n_N l_N, \quad (4.17)$$

где l_i — средняя длина потока; n_i — число потоков; $\bar{\omega}_i$ — средняя площадь поперечного сечения (данного порядка).

В основу группировки потоков речной сети были положены рекомендации Н. А. Ржаницына. Между средней длиной, количеством и средней площадью поперечного сечения потоков N и $N+a$ прядков установлены следующие соотношения:

$$l_N = \frac{l_{N+a}}{k_i^a}, \quad (4.18)$$

где k_i — параметр, приблизительно равный 1,83 — для рек степной и лесостепной зон; 1,41 — лесной зоны и 1,26 — заболоченных бассейнов

$$n_N = \frac{2,07 - 0,077 N}{2,077 - 0,077 (N+a)} n_{N+a} \cdot k_n^a, \quad (4.19)$$

где $k_n = 2,63$;

$$\omega_N = \frac{\omega_{N+a} \cdot 0,013^{0,83N - 0,83N+a}}{2,10^a}. \quad (4.20)$$

Установленные закономерности используются для расчета запасов воды в речной сети.

Л. М. Марголиным и В. М. Смирновым предложен следующий способ расчета объема воды в русловой сети бассейна. Способ предполагает выбор в бассейне групп створов, расположенных примерно на одном расстоянии от истока. Речной поток разбивается на неравные отрезки, длина которых l определяется расположением стоковых постов. Объединяются в одну группу, например створы, удаленные от истоков примерно на 20 км, в другую — на 50 км и т. д. Для каждого поста по зависимости $v_{cp} = f(Q)$

определяется средняя скорость потока в створе и значение площади поперечного сечения $\omega = \frac{Q}{v_{\text{ср}}}$. Затем вычисляется среднее значение площади поперечного сечения для группы постов, удаленных от истока на 20, 50 км и т. д. Объем воды на участках, ограниченных створами 20 и 50 км,

$$W = \left(\frac{\bar{\omega}_{20} + \bar{\omega}_{50}}{2} \right) \cdot n \cdot l \cdot 10^3 \text{ м}^3, \quad (4.21)$$

где l — расстояние между створами; n — число участков, ограниченных постами, расположенными на расстоянии 20 и 50 км, подсчитываемое по спискам рек СССР; $\bar{\omega}_{20}$, $\bar{\omega}_{50}$ — средние значения площадей поперечных сечений для групп постов на границе участка. Суммируя значения объемов воды на участках, получим данные об объеме воды во всей русловой сети.

Подсчитанные по изложенным трем способам полные русловые запасы воды для одного и того же бассейна отличаются незначительно, что позволяет применять любой метод.

4.3. Способы прогноза по данным об объеме воды в русловой сети бассейна

По данным об объеме воды в русловой сети бассейна чаще всего прогнозируется средний расход за определенный интервал времени по зависимости вида

$$\bar{Q}_{t+\tau} = f(W_t). \quad (4.22)$$

Заблаговременность прогноза среднего расхода соответствует времени руслового добегания с части речного бассейна, ограниченной изохроной τ . Метод соответственных объемов позволяет прогнозировать средние декадные и даже средние месячные расходы на средних и больших реках, время руслового добегания на которых не менее 10 суток. Метод применим в основном в летне-осенний и зимний сезоны в условиях незначительного притока воды в период действия прогноза. В период весеннего половодья и крупных дождевых паводков значительная приточность в течение периода, на который дается прогноз, не позволяет установить зависимость вида (4.22). Косвенно учесть приточность можно путем построения зависимости (4.22) отдельно для периода подъема и спада половодья.

Для прогноза максимума половодья рекомендуется использовать зависимость вида

$$Q_{\text{max}, t+\tau} = f(W_t). \quad (4.23)$$

Дата выпуска прогноза (и дата определения объема воды в русловой сети) приурочивается к моменту наступления макси-

муна половодья на одной из малых рек, где пик половодья из года в год наступает в более ранние сроки, а волна половодья одномодальна. Возможно также за дату выпуска прогноза принимать среднюю дату пика половодья нескольких небольших рек, на которых максимум наступает всегда раньше, чем на большой реке. Заблаговременность прогноза равна средней продолжительности сдвига между максимумом малой и большой реки. С целью предсказания времени наступления пика половодья возможно построение связи вида

$$\Delta\tau = f(W_t), \quad (4.24)$$

где $\Delta\tau$ — разность между датами пика половодья в створе большой реки и на малой реке (реках).

— * —

ГЛАВА V. МЕТОД ИЗОХРОН

5.1. Генетическая формула стока

В основе метода лежит прогноз стока по генетической формуле с использованием данных об осадках, выпадающих в бассейне реки. Метод применяется при прогнозе дождевых паводков на небольших реках с площадью до 20 000 км². Заблаговременность прогноза обычно не превышает двух суток.

Рассмотрим вывод генетической формулы стока. Имеем водосбор с суммарным или бассейновым временем добегания осадков от наиболее удаленной части бассейна до замыкающего створа равным τ_0 . Построим на карте бассейна изохроны добегания и выделим единичные площади, сток с каждой из которых происходит за расчетную единицу времени Δt . Число таких площадей равно $n = \frac{\tau_0}{\Delta t}$. Площади, заключенные между соседними изохронами, обозначим через $f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$.

Предположим, что начиная с момента T в бассейне равномерным слоем выпадают осадки, тогда сток в замыкающем створе в первую единицу времени после выпадения осадков будет

$$q_T = f_1(x - p)_T,$$

где q_T — расход в замыкающем створе без грунтового стока в момент T ; f_1 — площадь, ограниченная первой изохроной; $(x - p)_T$ — эффективный слой осадков с учетом потерь p .

Во вторую единицу времени $T + \Delta t$ сток в замыкающем створе формируется с двух площадей f_1 и f_2 , т. е.

$$q_{T+\Delta t} = f_1(x - p)_{T+\Delta t} + f_2(x - p)_T.$$

Соответственно в третью единицу времени

$$q_{T+2\Delta t} = f_1(x - p)_{T+2\Delta t} + f_2(x - p)_{T+\Delta t} + f_3(x - p)_T.$$

В единицу времени $T + (n - 1)\Delta t$ в формировании стока принимает участие вся площадь водосбора

$$q_{T+(n-1)\Delta t} = f_1(x - p)_{T+(n-1)\Delta t} + f_2(x - p)_{T+(n-2)\Delta t} + \dots + f_n(x - p)_T,$$

Если от правой и левой части отнять $(n-1)\Delta t$, то получим

$$q_T = f_1(x-p)_T + f_2(x-p)_{T-\Delta t} + \dots + f_n(x-p)_{T-(n-1)\Delta t} \quad (5.1)$$

Выражение (5.1) называется генетической формулой стока. Эта формула учитывает разновременность добегания осадков с различных частей бассейна. Однако она не учитывает регулирование стока русловой емкостью и связанное с этим распластывание паводочной волны.

Формулу (5.1) можно представить в виде

$$q_T = \sum_{i=1}^{i=n} f_i(x-p)_{T-(i-1)\Delta t} \quad (5.2)$$

Кривая распределения относительных площадей стекания $f_i = f(\tau_0)$ называется ареаграммой бассейна или кривой добегания (кривой распределения стока).

Генетическая формула стока установлена из предпосылки одинаковой высоты эффективного стока по всей площади бассейна. В то же время опытные данные свидетельствуют, что вода по поверхности бассейна стекает не сплошным слоем, а отдельными ручейками и струями. В процессе стекания часть воды испаряется, часть впитывается почво-грунтами, часть аккумулируется на поверхности бассейна. Многочисленные депрессии и неровности бассейна регулируют сток, замедляют поступления воды в первичную гидрографическую сеть. Стеkanie воды происходит как поверхностным, так и внутрипочвенным (подповерхностным) стоком. Соотношение между поверхностным и подповерхностным стоком зависит от интенсивности осадков, глубины залегания грунтовых вод, характера рельефа бассейна.

Наличие частных водоразделов в бассейне регулирующее влияние заполненных водою депрессий, изменение количества воды, стекающей по склонам, все это изменяет положение изохрон добегания стока, которые не имеют плавных очертаний, а могут быть извилистыми и даже прерывистыми. Все сказанное позволяет сделать вывод о применимости метода изохрон на сравнительно небольших бассейнах с однородными физико-географическими и климатическими условиями. Кроме того, на этих реках практически отсутствует распластывание паводочной волны.

Равномерность выпадения осадков по площади бассейна зависит от принятой расчетной единицы времени Δt , определяющей период суммирования осадков. С увеличением Δt распределение осадков по площади бассейна будет более равномерным, но с возрастанием Δt уменьшается число единичных площадей n и точность расчетов по генетической формуле снижается. Рекомендуются следующие расчетные единицы времени в зависимости от площади водосбора для рек средней полосы Европейской территории СССР

F , км ²	300	300—1000	1000—5000	5000—20 000
Δt , ч	3	6	12	24

Суммарное или бассейновое время добегания τ_0 складывается из времени добегания по склонам τ_c и времени добегания по руслу τ_p . Учитывая, что сток в замыкающем створе начинается с момента выпадения осадков

$$\tau_0 = \tau_c + \tau_p - \Delta t, \quad (5.3)$$

где Δt — расчетная единица времени.

Проще всего τ_0 определяется по совмещенному графику осадков и стока по разности даты окончания паводка T_n и даты выпадения последних осадков, вызвавший данный паводок.

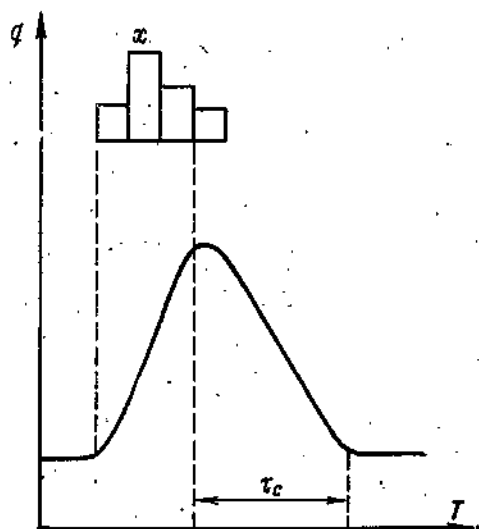


Рис. 12. Схема определения склонового времени добегания.

При определении τ_0 по выражению (5.3) возникает необходимость в установлении склонового и руслового времени добегания. Русловое время добегания может быть определено по соответствующим уровням воды или по средней скорости течения. Склоновое время добегания можно установить по данным об осадках и боковом притоке в русловую сеть (рис. 12). Приток в русловую сеть вычисляется из уравнения неразрывности стока

$$Q_v \cdot \Delta t + q \cdot \Delta t - Q_n \cdot \Delta t = \Delta W, \quad (5.4)$$

где Q_v и Q_n — расходы воды через верхний и нижний створы за время Δt ; q — приток воды в русло реки за время Δt ; W — изменение объема воды за Δt .

Рассматривая всю реку от истока, имеем $Q_n = 0$ и

$$q \Delta t = Q_n \Delta t + \Delta W. \quad (5.5)$$

Остановимся несколько подробнее на заблаговременности прогноза методом изохрон. Вернемся к генетической формуле стока (5.1). Эта формула не имеет заблаговременности, так как для расчета стока на момент T необходимо знать эффективный сток с первой площади f_1 за этот же момент времени. Если исключить первый член правой части выражения (5.1), заблаговременность прогноза будет равна принятой единице времени. Иначе говоря, заблаговременность прогноза равна числу первых ординат кривой добегания, принятых равными нулю. Проведенные исследования показали, что первые ординаты кривой добегания имеют небольшую величину, так $f_1 + f_2$ составляют менее 5% от всей площади бассейна. Это позволяет принять их равными нулю, что в небольшой степени скажется на точности прогнозов.

Прогноз по генетической формуле стока требует знания единичных площадей стекания (f_i), хода осадков во времени (x), учета потерь стока (p). Рассмотрим способ определения этих данных.

5.2. Способы определения единичных площадей стекания

1. Способ элементарного паводка

Этот способ предложен Шерманом в 1932 г. Под элементарным (единичным) паводком понимается паводок, сформированный равномерными по бассейну осадками, выпавшими в течение одной расчетной единицы времени. Ординаты элементарного паводка, выраженные в долях от суммы всех ординат, позволяют установить единичные площади стекания, т. е.

$$f_i = \frac{q_i}{\sum q_i}, \quad (5.6)$$

где f_i — относительная площадь стекания; q_i — ордината элементарного паводка без грунтового стока; $\sum q_i$ — суммарный поверхностный сток за паводок.

Определение кривой распределения единичных площадей стекания по отдельному элементарному паводку не достаточно надежно. Поэтому рекомендуется выбрать несколько элементарных паводков, по которым и устанавливается средняя кривая распределения единичных площадей стекания. Условие равномерного выпадения осадков по площади выполняется для небольших рек, расположенных в равнинных районах. Для каждого района, видимо, существуют предельные площади, для которых способ элементарного паводка применим.

По данным Р. А. Нежиховского, способ применим для рек с площадью бассейна от 2000 до 5000 км². На очень малых бассейнах с $F \leq 30$ км² форма элементарного паводка неустойчива.

Неустойчива форма элементарных паводков для бассейнов, где вода стекает внутрипочвенным путем, что связано с меняющимся положением уровня грунтовых вод и изменением в связи с этим условий стока.

Достоинством способа является прежде всего его простота. Установленная по этому способу кривая распределения единичных площадей стекания отражает особенности формирования стока в бассейне реки.

2. Способ Г. П. Калинина

Г. П. Калинин, исходя из того, что кривая распределения единичных площадей стекания асимметрична и одномодальна, предложил для ее определения следующее аналитическое выражение:

$$f_i = \varphi_1(Q) \sin \frac{\pi}{\tau_{\max}} \cdot \tau + \varphi_2(Q) \sin \frac{2\pi}{\tau_{\max}} \cdot \tau, \quad (5.7)$$

где $\varphi_1(Q)$ и $\varphi_2(Q)$ — параметры функции добегания, изменяющиеся в зависимости от расходов воды; $\tau_{\max}$ — суммарное (максимальное) время добегания от наиболее удаленной точки бассейна до замыкающего створа; τ — время добегания, принимает значения от 1 до $\tau_{\max}$.

Кривая добегания выражена через два первых члена тригонометрического ряда и представляет собой сумму двух синусоид с периодами $\tau_{\max}$ и $2\tau_{\max}$. Сумма ординат кривой добегания, вычисленной по уравнению (5.7), не равна единице. Для ее корректировки рекомендуется строить график связи между фактическими расходами воды и вычисленными условными величинами расходов. Условные расходы вычисляются по генетической формуле стока (5.2), в которой разность между осадками и потерями заменяется значениями притока воды в русловую сеть, а единичные площади стекания определяются по формуле (5.7)

$$Q_T = \varphi_1(Q) \sum_{\tau=1}^{\tau_{\max}} \sin \frac{\pi}{\tau_{\max}} \cdot \tau q_{T-(i-1)\Delta t} + \\ + \varphi_2(Q) \sum_{\tau=1}^{\tau_{\max}} \sin \frac{2\pi}{\tau_{\max}} \cdot \tau q_{T-(i-1)\Delta t}. \quad (5.8)$$

Величины, стоящие под знаком суммы, представляют собой условные расходы, обозначая их соответственно через $\Sigma y'$ и $\Sigma y''$, получим из (5.8)

$$Q_T = \varphi_1(Q) \Sigma y'_T + \varphi_2(Q) \Sigma y''_T. \quad (5.9)$$

Определение $\varphi_1(Q)$ и $\varphi_2(Q)$ производится по графику связи

$$Q_T = f(\Sigma y'_T, \Sigma y''_T).$$

При значениях $\sum y_r'' = 0$ из (5.9) $\varphi_1(Q) = \frac{Q_r}{\sum y_r''}$, подставляя полученное значение $\varphi_1(Q)$ в уравнение (5.9), несложно определить $\varphi_2(Q)$.

Вычисленная по формуле (5.7) кривая распределения единичных площадей стекания изменяется в зависимости от расходов воды, а следовательно, и скорости стекания; в этом новое положительное значение способа Калинина. С возрастанием расходов воды увеличиваются значения максимальных ординат кривых добегаания и уменьшается продолжительность добегаания. Недостатком метода является схематичность представления кривой добегаания в виде суммы двух синусов.

3. Способ Калинина—Милюкова

В качестве кривой распределения единичных площадей стекания со всего бассейна принимается кривая добегаания для русла, аппроксимированная следующим уравнением:

$$p(t) = \frac{\Delta t}{\tau(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} \cdot e^{-\frac{t}{\tau}}, \quad (5.10)$$

где τ и n — параметры, определяемые на электронно-моделирующей машине ПР-27 и ПР-43 подбором по ходу стока и разности $x - p$. Произведение $n\tau$ называют средним временем добегаания. Делаются попытки установить значения параметров τ и n по физико-географическим характеристикам бассейна. Применение уравнения (5.10) рекомендуется для бассейнов с площадью от 5000 до 25 000 км².

Рассмотренные способы относятся к аналитическим. На практике широко используются и картографические способы определения единичных площадей стекания. К ним относится способ Д. Л. Соколовского.

4. Способ Д. Л. Соколовского

В основе способа Д. Л. Соколовского лежит проведение на карте бассейна реки линий, соединяющих точки водосбора, с которых вода одновременно добегаёт до замыкающего створа. Линии равного времени добегаания стока называются изохронами стока. Определив площади, заключённые между изохронами, получим единичные площади стекания.

Автор способа считает возможным на малых бассейнах степной и лесостепной зоны с расчленённым рельефом не учитывать время добегаания по склонам, которое практически не превышает единицу времени, т. е. $\Delta t = \tau_0$, тогда из выражения (5.3) получим $\tau_0 = \tau_p$. Допуская, что скорости стекания во всех точках оди-

наковы ($v_0 = \text{const}$), назначается расчетная единица времени, которая должна соответствовать единице времени осадков. Расчетная единица времени

$$\Delta t = \frac{\tau_p}{n},$$

где τ_p — время добегания по руслу от истока до рассматриваемого створа; n — принятое число единичных площадей стекания. Исходя из предпосылки постоянства скоростей стекания, на карте бассейна реки через отрезки

$$\Delta l = \frac{L}{n} = \frac{L}{\tau_p} \cdot \Delta t, \quad (5.11)$$

где L — длина русла от истока до рассматриваемого створа, проводятся линии равного времени добегания.

При наличии наблюдаемых элементарных паводков средние скорости стекания Д. Л. Соколовский рекомендует определять по формуле

$$v_0 = k \frac{L}{T},$$

где k — коэффициент размерности; L — длина водотока; T — продолжительность паводка.

Последнее уточнение весьма существенно. Дело в том, что проверка метода изохрон показала на существенное отличие спрогнозированного паводка от фактического. Максимум его выше фактического, а длительность паводка менее продолжительна. Причина заключается в неучете трансформирующей роли русла и влияния внутрипочвенного стока, так как часть воды в бассейнах стекает в толще почвы со значительно меньшими скоростями. Устранение этого недостатка путем использования скорости стекания, отвечающей средним условиям опорожнения бассейна, и было рекомендовано Д. Л. Соколовским.

5.3. Расчет средних величин осадков на площади водосбора

Определение количества осадков, поступивших на площадь водосбора, производится по данным измерений с помощью осадкомеров и самописцев дождя (плювиографов). При вычислении среднего слоя осадков используют способы: изогнет, средней арифметической, квадратов, медиан. Точность определения слоя осадков зависит от числа пунктов, длительности наблюдений, степени равномерности распределения осадков, а также от выбора расчетной единицы времени Δt . При $\Delta t = 3$ ч расчет средних осадков, выпавших на водосбор, производится с меньшей точностью (при прочих равных условиях), чем при $\Delta t = 1$ сут. и т. д.

Основным способом расчета является способ изогнет, позволяющий учесть неравномерность распределения осадков, влияние рельефа бассейна. Суть его заключается в проведении на карте бассейна реки линий одинаковых количеств осадков — изогнет, планиметрировании площадей между изогнетами и вычислении средних осадков по формуле

$$x_{\text{ср}} = \frac{\sum f_i x_i}{F}, \quad (5.12)$$

где $x_{\text{ср}}$ — средние осадки на площади водосбора; f_i — площадь, заключенная между изогнетами; F — общая площадь водосбора; x_i — величина средних осадков между соседними изогнетами.

Способ средней арифметической применяется к сравнительно однородным, равнинным бассейнам. Для получения средней величины осадков последние суммируются по всем пунктам наблюдений, а полученная сумма делится на их число. Применение способа правомерно при равномерном распределении пунктов наблюдений за осадками по площади бассейна и различии в показателях соседних станций не более 10%.

Способ квадратов основан на делении бассейна реки на сеть равновеликих квадратов. Внутри каждого квадрата определяется средняя величина осадков, если же в каком-либо квадрате данные по осадкам отсутствуют, величина осадков для него определяется путем интерполяции по данным соседних квадратов. Средняя величина осадков для бассейна определяется по данным всех квадратов. Проверка правильности расчета по этому способу производится вычислением средних осадков при другом числе и расположении квадратов. Расхождение в результатах вычислений не должно превышать 5%.

Способ медиан исходит из принципа выделения для каждой станции части площади бассейна с границами участка, расположенными на половине расстояния от соседних станций. Средняя величина осадков для всего бассейна определяется по формуле средневзвешенного значения.

$$\bar{x} = \frac{x_1 f_1 + x_2 f_2 + \dots + x_n f_n}{F},$$

где $x_1, x_2, \dots, x_n$ — количество осадков по данным метеостанций 1, 2, ..., n ; $f_1, f_2, \dots, f_n$ — площади, тяготеющие к станциям 1, 2, ..., n ; F — общая площадь бассейна.

5.4. Потери стока, способы прогноза дождевого стока

Потери стока складываются из потерь на инфильтрацию в почву, на смачивание растительного покрова, на задержание в поверхностных депрессиях и на испарение. Простое перечисление всех видов потерь свидетельствует о трудности их определе-

ния для расчетного бассейна. Как отмечает А. В. Огиевский «Даже для элементарных площадок с равномерным уклоном вполне строгое теоретическое решение задачи определения потерь практически невозможно из-за трудностей, возникающих при попытках конкретной числовой оценки морфометрии и фильтрационных характеристик верхнего покрова и грунтов этих площадок». Проникновение воды в толщу почво-грунтов (инфильтрация) сложный процесс, протекающий в условиях взаимодействия различных сил. В начальной стадии преобладают капиллярные силы и эту стадию называют впитыванием. По мере заполнения пор водой начинается движение воды под действием силы тяжести — просачивание. После заполнения всех пор наступает последняя стадия — фильтрация. В бассейнах рек почво-грунты имеют самые разнообразные скважины от мельчайших капилляров до крупных трещин и ходов, образованных корнями растений и животными. Поэтому впитывание и просачивание могут отмечаться одновременно.

Величина поглощения воды в бассейне реки зависит от многих факторов. Прежде всего укажем на физико-механический состав почв и их влажность.

С увеличением дефицита влажности почвы количество поглощенной воды возрастает. В условиях плоского рельефа вода скапливается в понижениях и возможности поглощения воды почвой увеличиваются. Наличие растительности с хорошо развитой корневой системой, а также лесной подстилки благоприятствуют фильтрации воды в почву. По мере увеличения количества выпадающих осадков интенсивность их впитывания снижается и стремится к пределу, равному коэффициенту фильтрации. Для расчета скорости инфильтрации воды в почву предложено ряд эмпирических формул. Большинство из них имеют вид

$$V = K + \frac{A}{t^n}, \quad (5.13)$$

где V — интенсивность инфильтрации, мм/мин; K — коэффициент фильтрации в мм/мин; t — время от начала дождя; A и n — эмпирические параметры, зависящие от механического состава почв, их начальной влажности, интенсивности дождя. Формула установлена для условий, когда поверхность почвы покрыта слоем воды.

Для расчета высоты слоя воды, задержанной в бессточных углублениях, широкое распространение получила формула Е. Г. Полова

$$P_s = P_0 \left(1 - e^{\frac{-X - \Sigma K}{P_0}} \right), \quad (5.14)$$

где P_0 — количество воды, задерживаемое на поверхности бассейна при полном заполнении всех углублений, в мм слоя; ΣK — слой потерь на впитывание; X — слой осадков.

Величина P_0 зависит от уклона поверхности бассейна, для ее определения предложена формула

$$P_0 = P_{\text{зм}} (1 - ai)^2. \quad (5.15)$$

Здесь $P_{\text{зм}}$ — максимальная емкость задержания; i — уклон; $a = \frac{B}{2\Delta H}$, где B — расстояние между депрессиями; ΔH — средняя глубина депрессий.

Потери стока на смачивание растительности невелики и обычно учитываются как часть начальных потерь на впитывание. Испарение во время выпадения дождя незначительно и оно не учитывается.

Неравномерность распределения осадков по площади бассейна, сложность определения потерь дождевой воды на инфильтрацию, поверхностное задержание, испарение, перехват растительностью побудили к развитию способов прогнозирования, основанных на использовании в генетической формуле стока притока воды в русловую сеть, а также установлении связи между дождевым стоком и основными факторами его определяющими. Таковы способы Г. П. Калинина, А. В. Огиевского, М. И. Гуревича, графической корреляции.

Способ Г. П. Калинина

В основе способа лежит использование в генетической формуле стока вместо разности осадков и потерь стока притока воды в русловую сеть, т. е. использование равенства

$$(X - P)_T = \frac{q_T}{F}, \quad (5.16)$$

где q_T — приток воды в русловую сеть.

Подставляя (5.16) в генетическую формулу стока, получим

$$Q_T = \sum_{i=1}^{i=n} f_i q_{T-(i-1)\Delta t}, \quad (5.17)$$

величина q определяется по уравнению неразрывности

$$q\Delta t = Q_n \Delta t \pm \sum_{i=1}^{i=n} \Delta W_i, \quad (5.18)$$

где q — приток воды в русловую сеть за интервал времени Δt ; Q_n — средняя величина расхода воды в замыкающем (расчетном) створе за тот же интервал времени; $\sum_{i=1}^{i=n} \Delta W_i$ — изменение объема воды в русловой сети, разделенной на n участков, за время Δt .

$$\Delta W_i = -\tau \cdot \Delta \bar{Q}_i,$$

где $\Delta \bar{W}_i$ — изменение объема воды на участке за расчетный интервал времени; τ — время руслового добегания на участке; $\Delta \bar{Q}_i$ — изменение средней величины расхода воды на участке за интервал времени Δt , определяемое по формуле

$$\Delta \bar{Q} = \bar{Q}_T - \bar{Q}_{T-\Delta t},$$

где $\bar{Q}_T$ и $\bar{Q}_{T-\Delta t}$ — средние расходы воды на участке в моменты времени T и $T - \Delta t$.

Способ А. В. Огиевского

Способ А. В. Огиевского предложен в 1945 г. для прогноза стока расчетного бассейна по данным о стоке бассейна индикатора. При этом предполагается, что суммарное время добегания в бассейне-индикаторе равно принятой единице времени для расчетной реки, т. е.

$$(\tau_0)_{\text{инд}} = \Delta t.$$

Одинаковые физико-географические и климатические условия расчетного бассейна и бассейна-индикатора обуславливают равенство коэффициентов стока

$$\alpha_{\text{инд}} = \alpha,$$

где $\alpha_{\text{инд}}$ — коэффициент стока с площади бассейна-индикатора в момент времени T ; α — коэффициент стока с площади расчетного бассейна за тот же момент времени.

Суммарный сток с бассейна-индикатора за время паводка обычно не равен суммарному стоку с расчетного бассейна. Поэтому для индикатора и большого бассейна устанавливается коэффициент стоковой приводки. Величина этого коэффициента постоянна для данного паводка.

Используем генетическую формулу стока для расчетного бассейна

$$y_T = \sum_{i=1}^{i=n} f_i (X - P)_{T-(i-1)\Delta t},$$

заменяя $(X - P)$ на $\alpha \cdot X$, получим

$$y_T = \sum_{i=1}^{i=n} f_i (\alpha \cdot X)_{T-(i-1)\Delta t}. \quad (5.19)$$

Для бассейна-индикатора генетическая формула стока при $(\tau_0)_{\text{инд}} = \Delta t$ и $F = 1$ имеет вид

$$y_{T_{\text{инд}}} = a_{T_{\text{инд}}} \cdot X_{T_{\text{инд}}}, \quad (5.20)$$

откуда $\alpha_{T_{\text{инд}}} = \frac{y_{T_{\text{инд}}}}{X_{T_{\text{инд}}}}$ и, подставляя полученное значение в уравнение (5.19), имеем

$$y_T = \sum_{i=1}^{l-n} f_i \left(\frac{y_{\text{инд}}}{X_{\text{инд}}} \cdot X \right)_{T-(l-1)\Delta t} \quad (5.21)$$

При одинаковых осадках на площади бассейна-индикатора и расчетного водосбора получим окончательное выражение

$$y_T = \sum_{i=1}^{l-n} f_i y_{\text{инд}, T-(l-1)\Delta t} \quad (5.22)$$

Полученное выражение позволяет прогнозировать сток в большом бассейне по данным о стоке бассейна-индикатора. А. В. Огиевский предложил использовать осредненные данные по стоку нескольких бассейнов-индикаторов и тем самым более точно учитывать условия формирования стока в различных частях большого бассейна. По данным А. В. Огиевского размеры бассейна-индикатора должны быть в пределах 100—500 км. Площади бассейнов-индикаторов не могут быть очень малыми ибо в этом случае на таких площадях не будет осреднения условий стока, характерного для расчетного бассейна.

Идея использования данных по стоку малых рек (бассейнов-индикаторов), которые характеризуют приток воды со склонов бассейна в речную сеть, получила дальнейшее развитие. Ряд исследователей считают возможным прогнозировать дождевой сток на больших бассейнах, последние разделяются на несколько частей с примерно одинаковыми условиями формирования стока (полугорную и равнинную; залесенную и безлесную и т. д.). Выбираются малые реки, которые должны иметь такие же средние уклоны склонов, степень заболоченности, лесистости как и основной бассейн (или его часть), и по ним вычисляется приток воды. Р. А. Нежиховский предлагает выбирать в качестве малых рек (рек-аналогов) те, у которых гидрограф стока (Q) более всего подобен гидрографу притока (q), вычисленному по уравнению неразрывности. По этим же данным подсчитываются парные коэффициенты корреляции r между средними пентадными расходами стока и притока, и устанавливается графическая связь вида $r_{\frac{q}{Q}, \bar{Q}} = f(l)$, где l — расстояние между центрами тяжести основного бассейна и бассейна малой реки. Отбираются малые реки, у которых при данном l самый высокий коэффициент корреляции.

Приближенные рекомендации в отношении числа малых рек, их площадей бассейнов, расчетного интервала времени установлены А. Г. Левиным.

Расчетные данные по малым рекам

Площадь расчетного водосбора, км ²	Число гидрометрических створов на малых реках	Площади бассейнов малых рек, км ²	Расчетный интервал времени, ч
5000—10000	6—10	30—50	6
10000—20000	10—12	50—100	6—12
20000—30000	12—15	100—200	12—24
30000—50000	15—20	200—500	24

Приток воды в русловую сеть бассейна при наличии большого числа малых рек с примерно одинаковыми площадями их водосборов определяется по формуле

$$q = \left(\frac{Q_1}{F_1} + \frac{Q_2}{F_2} + \dots + \frac{Q_N}{F_N} \right) \cdot F. \quad (5.23)$$

Более универсален способ вычисления величины притока воды через средний арифметический модуль расхода малых рек

$$q = \frac{1}{N} \left(\frac{Q_1}{F_1} + \frac{Q_2}{F_2} + \dots + \frac{Q_N}{F_N} \right) \cdot F. \quad (5.24)$$

В случае редкой сети пунктов наблюдений целесообразно определять приток в русловую сеть с учетом неравномерного распределения стока по выражению

$$q = \frac{Q_1}{F_1} F^I + \frac{Q_2}{F_2} F^{II} + \dots + \frac{Q_n}{F_n} F^N, \quad (5.25)$$

где F^I — площадь части бассейна, тяготеющей к реке-аналогу 1; F^{II} — площадь части бассейна, тяготеющей к реке-аналогу 2, и т. д.

Показателем связи между стоками малых рек и большой реки является коэффициент стоковой приводки k_c . Это отношение между вычисленными за определенные периоды времени объемами стока в замыкающем створе ($W_{\text{зам}}$) и притока воды в речную сеть ($W_{\text{мал}}$), т. е.

$$k_c = \frac{W_{\text{зам}}}{W_{\text{мал}}}.$$

При отсутствии связи коэффициенты k_c отличаются неустойчивостью от паводка к паводку. Величина коэффициента стоковой приводки устанавливается для каждого паводочного периода

$$k_c = \frac{W_{\text{зам}}}{\frac{1}{m} \sum_1^m W_{\text{мал}}},$$

где m — число малых рек, и определяется средний для всех n периодов

$$k = \frac{\frac{1}{n} \sum_1^n W_{\text{зам}}}{\frac{1}{m} \sum_1^m W_{\text{мал}}}.$$

Подбирается группа малых рек, для которой коэффициент вариации k_c окажется наименьшим.

Коэффициент стоковой приводки вводится как постоянный множитель в генетической формуле стока.

Дальнейший расчет трансформации притока воды в речную сеть по мере ее добегания к замыкающему створу рекомендуется осуществлять с помощью кривой добегания, аппроксимированной уравнением (5.10). При этом для бассейнов с площадью от 2000 до 25 000 км² целесообразно подбором устанавливать общую кривую добегания, а для больших бассейнов ($F > 25\,000 + 50\,000$ км²) устанавливаются кривые добегания отдельных частей бассейна подбором или суммированием частных кривых добегания.

Увеличение заблаговременности прогноза стока в период паводка возможно путем использования не только фактического притока, но и предсказанного. Обычно прогноз паводка осуществляется в момент максимума притока в речную сеть, так как дальнейший приток можно приближенно определить по типовой кривой спада.

Способ М. И. Гуревича

В основу способа положена также идея А. В. Огиевского о прогнозе стока больших и средних рек по стоку с малых бассейнов-индикаторов.

С целью наиболее точного учета влияния осадков на формирование стока крупной реки при подсчете стока используется большое число малых рек (бассейнов-индикаторов). Сток с бассейна-индикатора распространяется на определенную площадь, названную «стокооднородной».

При прогнозе стока за декаду (i) приток в речную сеть со стокооднородных площадей также определяется за декадный интервал, но сдвинутый на время добегания до замыкающего створа,

Этот сдвиг и определяет заблаговременность прогноза, прогнозная зависимость в общем виде представляется как

$$Y_i = \sum_1^n k_n y_{i-\tau_n},$$

где Y_i — величина декадного стока большой реки; $k_n = \frac{F_n}{f_n}$ — отношение стокооднородной площади к площади бассейна-индикатора; $y_{i-\tau_n}$ — сток с малых рек за десятидневный период, сдвинутый назад относительно стока в замыкающем створе на время добегания; τ — среднее время добегания от центра каждой стокооднородной площади до замыкающего створа, в сутках; n — порядковый номер стокооднородной площади.

Сток малой реки представлен в виде

$$y = y_{\text{пов}} + y_{\text{вгп}} + \Delta y_{\tau}, \quad (5.26)$$

где y — сток малой реки; $y_{\text{пов}}$ — величина поверхностного стока; $y_{\text{вгп}}$ — величина стока за счет верхнего грунтового питания; Δy_{τ} — регулирующее влияние русловой емкости.

Сток большого бассейна равен суммарному стоку малых рек

$$\sum y = \sum y_{\text{пов}} + \sum y_{\text{вгп}} + \sum \Delta y_{\tau}, \quad (5.27)$$

однако, для большого бассейна в подземный сток входит также глубокое подземное питание ($Y_{\text{ггп}}$), т. е.

$$Y_{\text{под}} = \sum y_{\text{вгп}} + Y_{\text{ггп}}. \quad (5.28)$$

Кроме того, добавляется регулирующее влияние трансформации речного русла главной реки (ΔY_{τ}), поэтому

$$Y_{\tau} = \sum \Delta y_{\tau} + \Delta Y_{\tau}. \quad (5.29)$$

Объединяя зависимость (5.27), (5.28), (5.29), получим сток для большой реки (Y)

$$Y = \sum y_{\text{пов}} + (\sum y_{\text{вгп}} + Y_{\text{ггп}}) + (\sum \Delta y_{\tau} + \Delta Y_{\tau}). \quad (5.30)$$

Заменяя в последнем выражении $\sum y_{\text{пов}}$, $\sum y_{\text{вгп}}$, $\sum \Delta y_{\tau}$ через суммарный сток малых рек $\sum y$, имеем

$$Y = \sum y + Y_{\text{ггп}} + \Delta Y_{\tau}. \quad (5.31)$$

Если принять $Y_{\text{ггп}} = \text{const}$, а русловую трансформацию (ΔY_{τ}) характеризовать разностью $Y_j - \sum y_i$, где Y_j — сток большой реки в день составления прогноза; $\sum y_i$ — суммарный сток малых рек за i — период, то уравнение (5.31) можно записать в приближенном виде

$$Y_i = f(\sum y_i; Y_j - \sum y_i). \quad (5.32)$$

Примером указанной зависимости является рис. 13.

Наибольшая сложность заключается в определении суммарного стока малых рек. С этой целью бассейн крупной реки делится на ряд стокооднородных площадей, исходя из устойчивости распределения по территории осадков и стока. Стокооднородные площади для интервала времени равного декаде не превышают 8000 км².

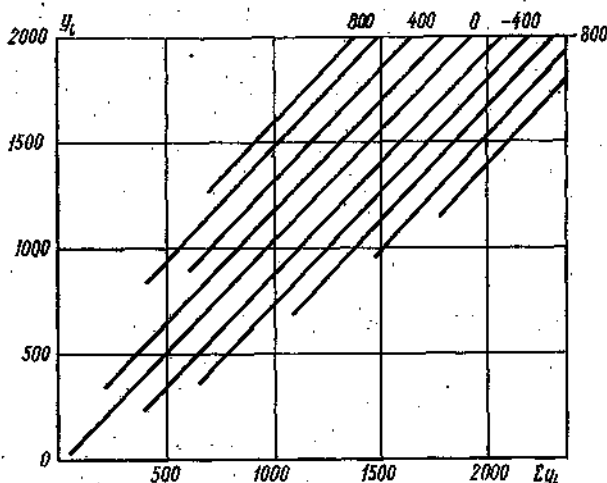


Рис. 13. Зависимость $Y_i = f(\Sigma Y_i; Y_j - \Sigma Y_i)$ для бассейна Днепра до водохранилища Киевской ГЭС. Цифры у линий величины $Y_j - \Sigma Y_i$.

Внутри каждой стокооднородной площади выбирается бассейн-индикатор с площадью 100—500 км². Используя схему изохрон руслового добегания, определяется среднее время добегания от центра каждой стокооднородной площади до замыкающего створа.

При прогнозах среднего декадного стока суммарный сток малых рек определяется по выражению

$$\Sigma y_i = k_1 y_{1j-\tau_1+1}^{j-\tau_1+10} + k_2 y_{2j-\tau_2+1}^{j-\tau_2+10} + \dots + k_n y_{nj-\tau_n+1}^{j-\tau_n+10}, \quad (5.33)$$

где Σy_i — суммарный сток малых рек за i -ю декаду; j — дата выпуска прогноза последние сутки предшествующей декады; $y_{nj-\tau_n+1}^{j-\tau_n+10}$ — сток с бассейна-индикатора, подсчитанный за 10-дневный период от даты $j - \tau_n + 1$ до даты $j - \tau_n + 10$.

Выполненные исследования показали на возможность прогноза декадного дождевого стока на три декады вперед только для бассейнов с $F > 100\,000 \text{ км}^2$. В бассейнах с площадями от 50 000 до 100 000 км^2 эффективны прогнозы на две декады вперед, а для площадей от 20 000 до 50 000 км^2 — только на одну декаду. Сокращение заблаговременности по мере уменьшения площади бассейна связано с подсчетом суммарного декадного стока малых рек. Для некоторых стокооднородных площадей сток малых рек не может быть полностью подсчитан, так как время добегания меньше периода заблаговременности прогноза. Так, при дате выпуска прогноза 10 июля сток со стокооднородной площади с временем добегания 6 суток должен быть подсчитан за период $y_{10-6+1}^{10-6+10}$ с 5 по 14 июля, а к этому времени сток за 11, 12, 13 и 14 июля неизвестен. В этом случае приходится полный сток определять в зависимости от неполной суммы фактического стока. Связь вида $\Sigma y_{\text{полн}} = f(\Sigma y_{\text{неп}})$ тесная лишь при прогнозе на первую декаду, для второй и третьей декад связь слабая.

Способ графической корреляции

В основе данного способа лежит использование балансового уравнения в период дождевого паводка

$$y = x - p. \quad (5.34)$$

Потери стока приближенно определяются по формуле Е. Г. Попова

$$p = p_0 \left[1 - e^{-\frac{x}{p_0}} \right], \quad (5.35)$$

где p_0 — максимально возможные потери при данном увлажнении почвы.

Объединяя зависимости (5.34) и (5.35), получим

$$y = x - p_0 \left[1 - e^{-\frac{x}{p_0}} \right]. \quad (5.36)$$

При использовании зависимости (5.36) необходимо располагать многолетними данными величин y , x , а также числовыми значениями характеристик, влияющих на потери стока. По ежегодным значениям y и x определяется p_0 и устанавливается зависимость этого параметра от определяющих его факторов (влажности почвы перед выпадением дождя, температуры воздуха и т. д.). Общий вид зависимости для прогноза слоя стока паводка показан на рис. 14.

В США для прогноза стока за период дождевого паводка строится система многофакторных корреляционных графиков (рис. 15). Эти графики позволяют прогнозировать слой паводочного стока в зависимости от количества выпавших осадков (x); их продолжительности (T) и времени выпадения (N). Введение

в расчет времени выпадения осадков характеризует различие в условиях испарения. Потери стока учитываются через индекс предшествующих осадков (J_x). Этот индекс по существу является

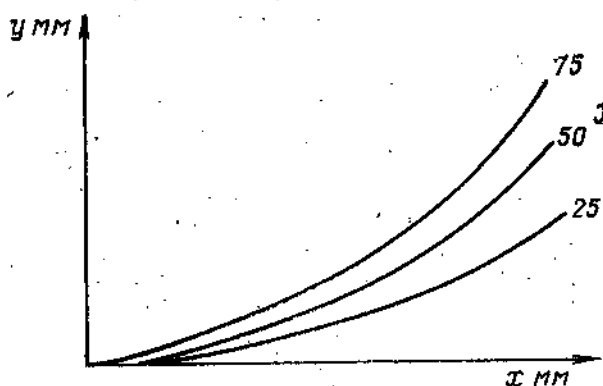


Рис. 14. Общий вид зависимости для прогноза стока паводка от осадков (x) и индекса, характеризующего предшествующее увлажнение бассейна (J).

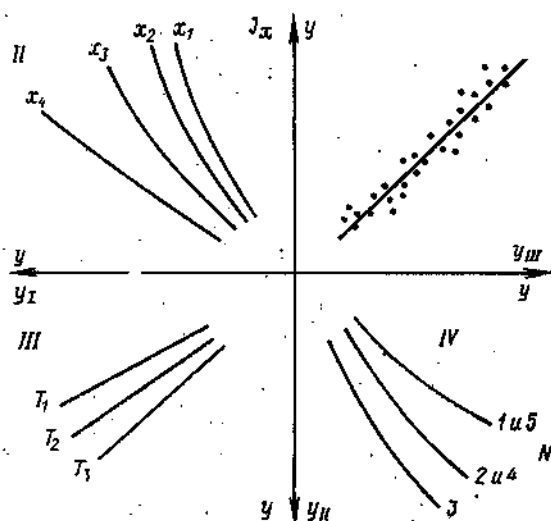


Рис. 15. Система расчетных графиков для прогноза паводочного стока.

характеристикой впитывающей способности почв. Система графиков дает возможность по мере перехода от второго к третьему и четвертому квадрантам учитывать разные факторы, влияющие

на слой стока паводка и последовательно уточнять его величину. В первом квадранте вычисленная величина слоя стока (y_{III}) связывается с фактическими значениями y . Если распределение точек по обе стороны биссектрисы равномерно, то это свидетельствует о правильности предвычисления слоя паводочного стока.

Анализируя рассмотренный способ прогноза дождевого стока, Н. Ф. Бефани отмечает его эмпиричность. Графики связи учитывают факторы стока независимо друг от друга. Влияние каждого из факторов неоднозначно и определяется сочетанием других

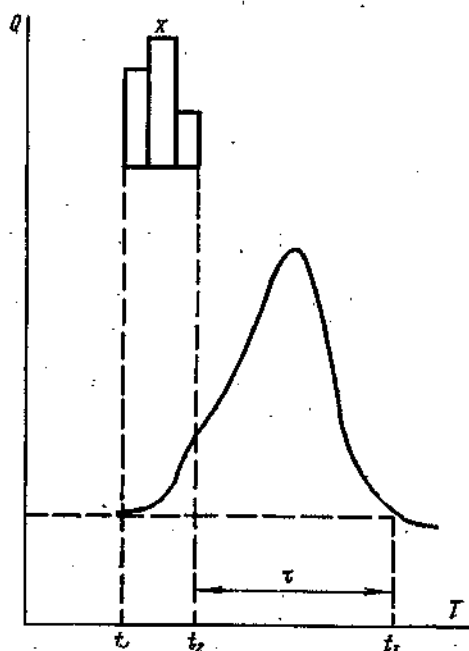


Рис. 16. Совмещенный график хода осадков и паводочного стока.

факторов. Так, при одинаковых условиях начального увлажнения, количества и продолжительности осадков только различие в интенсивности дождя сказывается на величине общего стока.

Рассмотрим от чего зависит возможность прогноза объема дождевого паводка. На рис. 16 показан совмещенный график хода осадков и паводочного стока. Дата выпуска прогноза приходится на момент окончания выпадения осадков (t_2). Объем паводочного стока за период от t_2 до $t_2 + \tau$ без учета грунтового питания равен

$\sum_{t_2}^{t_2 + \tau} Q$. Величина этого объема зависит от суммарной величины эффективного стока на дату выпуска прогноза и последую-

шего эффективного стока за период от t_2 до $t_2 + \tau$, т. е. от $\sum_{t_2}^{t_2+\tau} (x + p)$. Отсюда можем записать

$$\sum_{t_2}^{t_2+\tau} Q = f \left[\sum_{t_1}^{t_2} (x - p); \sum_{t_2}^{t_2+\tau} (x - p) \right]. \quad (5.37)$$

Так как в настоящее время нет возможности прогнозировать эффективный сток, то допуская, что

$$\sum_{t_2}^{t_2+\tau} (x - p) = 0,$$

получим

$$\sum_{t_2}^{t_2+\tau} Q = f \left[\sum_{t_1}^{t_2} (x - p) \right]. \quad (5.38)$$

Выражение (5.38) справедливо лишь в случае отсутствия осадков в период $t_2 + \tau$ или их небольшом количестве по сравнению с суммарными осадками к моменту выпуска прогноза. Практически это условие выполняется лишь для небольших бассейнов при наличии отдельных изолированных паводков.

— • —

ГЛАВА VI. КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА РЕКАХ

К краткосрочным прогнозам ледовых явлений относятся прогнозы осенних ледовых явлений (дат появления льда и установления ледостава), прогнозы весенних ледовых явлений (дат начала ледохода), прогноз максимальных заторных уровней воды и прогноз толщины льда в зимний период.

Заблаговременность этих прогнозов обычно не превышает 10 дней.

Прогнозы сроков появления льда и установления ледостава имеют большое практическое значение при решении вопросов о прекращении навигации и расстановке судов по затонам на зиму. Сроки появления льда и установления ледостава из года в год значительно меняются. Многолетняя амплитуда их колебания может достигать 40—80 дней. Это, конечно, отражается на изменении продолжительности навигации, и возможность предвидения этих сроков весьма важна для народного хозяйства. Сведения об ожидаемом вскрытии рек представляют интерес при установлении сроков прекращения действия ледовых переправ, при подготовке к пропуску льда через гидротехнические сооружения, при планировании начала навигации.

Основы краткосрочных прогнозов ледовых явлений на реках разработаны в Гидрометцентре СССР. Значительный вклад в решение этого сложного вопроса внесли работы С. Н. Булатова, В. В. Пиотровича и Л. Г. Шуляковского.

6.1. Прогнозы появления льда

Появление льда на поверхности воды связано с ее охлаждением до 0°. Изменение температуры воды является результатом теплообмена между потоком и окружающей средой — атмосферой и ложем русла. Теплообмен с атмосферой складывается из конвективного теплообмена с воздухом, потерь или прихода тепла при испарении воды или конденсации влаги на водной поверхности, поглощения прямой и рассеянной солнечной радиации, эффективного излучения. Теплообмен с ложем русла складывается

за счет прихода тепла с грунтовыми водами и перехода части кинетической энергии потока в тепловую.

Прогноз появления льда основан на использовании как приближенных (эмпирических) зависимостей, так и теоретических методов, в основе которых лежит расчет теплового баланса водной поверхности. В том и другом случаях при прогнозе появления льда необходим прогноз метеорологических элементов.

В эмпирических зависимостях дата выпуска прогноза совпадает с датой устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха от положительных к отрицательным значениям (T_0). Обычно устанавливается зависимость между характеристикой теплозапаса потока к моменту выпуска прогноза и величиной теплоотдачи, необходимой для появления льда. Характеристикой начальных теплозапасов в реке является температура воды (θ) в день перехода температуры воздуха через 0° . Показателем теплоотдачи является сумма среднесуточных отрицательных температур воздуха (Σt_-), необходимая для появления льда. Зависимость имеет вид

$$\Sigma t_- = f(\theta). \quad (6.1)$$

Используя краткосрочный прогноз температур воздуха, устанавливают дату, к которой накапливается необходимая для вскрытия реки величина (Σt_-). Эта дата и принимается за дату появления льда. Так, например, 18 ноября наблюдался переход среднесуточной температуры воздуха через 0° ; температура воды в этот день была $+6,2^\circ$. По зависимости (6.1) установлена необходимая для появления льда сумма среднесуточных отрицательных температур воздуха, равная $-17,6^\circ$. Используя прогноз температур воздуха, установлено, что эта сумма будет накоплена за период с 18 по 22/XI. За дату появления льда принимается 22 ноября.

Зависимость (6.1) устанавливается по данным за прошлые годы. В сумму отрицательных температур Σt_- включают и температуру в день появления льда. Это может привести к завышению величины Σt_- , так как лед может появиться при меньшей сумме отрицательных температур.

Для устранения отмеченного недостатка на графике связи величин Σt_- и θ проводится нижняя огибающая. Тогда связь имеет вид

$$(\Sigma t_-)_{\min} = f(\theta), \quad (6.2)$$

где $(\Sigma t_-)_{\min}$ — минимальная сумма отрицательных температур воздуха, необходимая для появления льда.

Значительная изменчивость в период ледообразования глубины воздуха, необходимая для появления льда.

$$\Sigma t_- = f(\theta, h), \quad (6.3)$$

где h — средняя глубина реки в день выпуска прогноза.

Более строгий подход к решению вопроса прогноза появления льда на реках отмечается в исследованиях Л. Г. Шуляковского.

Рассматривая условия начала ледообразования на поверхности воды Шуляковский исследует уравнение теплового баланса в следующем виде:

$$A + B = 0, \quad (6.4)$$

где A — поток тепла из водной массы к поверхности раздела вода—воздух; B — результирующая теплообмена на водной поверхности тепловых потоков солнечной радиации Q , эффективного излучения $J_э$, испарения или конденсации LE , обмена теплом с воздухом P и удельного прихода-расхода тепла в связи с выпадением осадков на поверхность воды m ,

$$B = Q + J_э + LE + P + m. \quad (6.5)$$

Тепловой поток, поступающий к водной поверхности, принимается положительным, а от нее — отрицательным.

Тепловой поток между водной массой и поверхностью раздела выражен в виде

$$A = \alpha(\theta - \theta_{п.в}), \quad (6.6)$$

где α — коэффициент подачи тепла из водной массы к поверхности раздела; θ — средняя в сечении температура воды; $\theta_{п.в}$ — температура поверхности воды.

Запишем уравнение (6.4) в виде

$$\alpha(\theta - \theta_{п.в}) + B = 0. \quad (6.7)$$

Начало ледообразования отмечается в момент времени n , когда $\theta_{п.в} = 0$. Исходя из уравнения (6.7), для этого момента времени получим

$$\alpha_n \theta_n \leq -B_n,$$

или

$$\theta_n \leq -\frac{B_n}{\alpha_n}. \quad (6.8)$$

Из (6.8) видно, что начало ледообразования становится возможным тогда, когда средняя в сечении температура воды меньше или равна величине $-\frac{B_n}{\alpha_n}$.

При определении возможности начала ледообразования в заданный момент времени n необходимо установить для этого момента значения θ_n , B_n и α_n .

На изменение температуры воды речного потока оказывают влияние теплообмен с ложем $q_л$, приток тепла с подземными водами $q_г$, теплоприход в связи с диссипацией механической энергии $q_э$ и результирующая теплообмена через водную поверхность B . В связи с неравномерностью выпадения осадков во времени величина прихода-расхода тепла за их счет не учитывалась.

Изменение температуры воды в реке по пути ее движения l и во времени T было представлено следующими уравнениями:

$$dT = \frac{B + q_n + q_a + (\theta_r - \theta) \gamma c_p}{h v c_p} dt, \quad (6.9)$$

$$dT = \frac{B + q_n + q_a + (\theta_r - \theta) \gamma c_p}{h c_p} dt, \quad (6.10)$$

где $(\theta_r - \theta)$ — разность температуры подземных вод и воды в водотоке; γ — удельный приток подземных вод; c — теплоемкость воды; ρ — плотность воды; h — средняя глубина; v — средняя скорость течения; остальные обозначения прежние.

Не имея возможности задать в виде функции l (или T) входящие в уравнение (6.9) и (6.10) переменные величины B , q_n , q_a , q_r , γ , h , v , θ_r , автор вводит ряд допущений, одно из них касается использования осредненных величин h , v , q_n , q_r , q_a и метеорологических элементов, определяющих величину B . Другое допущение заключается в выражении теплообмена через водную поверхность (B) в зависимости от разности температуры поверхности воды ($\theta_{п.в}$) и температуры воздуха (t)

$$B = -k(\theta_{п.в} - t) + d, \quad (6.11)$$

где k — коэффициент теплообмена; d — удельный теплообмен при температуре воздуха, равной температуре воды.

Решение дифференциального уравнения изменения температуры воды потока с учетом принятых допущений привело к следующей расчетной формуле, применимой к равнинным рекам. Формула не учитывает приток тепла от подземных вод и теплоприход за счет диссипации энергии потока (перехода части механической энергии потока в тепловую):

$$\theta_n = \theta_n \cdot e^{-na} + \sum_{i=1}^n [t_i (e^{-(n-i)a} - e^{-(n-i+1)a})] + \left(\frac{d}{k} + \frac{a+k}{ak} q_n \right) \cdot (1 - e^{-na}). \quad (6.12)$$

Здесь θ_n — начальная температура воды в верхнем створе, расположенном в n сутках пробега от расчетного (нижнего) створа; n — продолжительность расчетного периода в сутках, равная времени добегаания (τ_p) от верхнего до расчетного створа; t — среднесуточные температуры воздуха за каждые i -е сутки периода n ; e — основание натуральных логарифмов; d — удельный теплообмен между водной массой потока и атмосферой при температуре воздуха, равной температуре поверхности воды; определяется по таблицам на среднюю дату периода расчета n в зависимости от даты и широты места; k — коэффициент теплообмена устанавливается в зависимости от средней температуры воздуха, темпера-

туры поверхности воды и скорости ветра за период n ; α — коэффициент подачи тепла из водной массы к поверхности раздела

$$\alpha = (1745v + 106w) c \cdot \rho \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сутки} \cdot \text{град}, \quad (6.13)$$

где v — средняя скорость течения за расчетный период, м/с; w — средняя скорость ветра за расчетный период, м/с; c и ρ — теплоемкость и плотность воды; a — параметр определяется по формуле

$$a = \frac{T \cdot k \cdot \alpha}{(\alpha + k) \cdot h_{\text{ср}}}, \quad (6.14)$$

где T — расчетная единица времени, обычно сутки; $h_{\text{ср}}$ — средняя глубина реки на рассматриваемом участке,

$$h_{\text{ср}} = \frac{\tau_p \cdot \bar{Q} \cdot 86,4}{\Omega}, \quad (6.15)$$

где $\bar{Q}$ — средний расход воды на участке за расчетный период; τ_p — время добегания от верхнего до расчетного створа; Ω — площадь водной поверхности на участке между створами, равная $b \cdot l$ м², b — средняя ширина реки; l — расстояние между створами.

Удельный приход тепла от ложа ($q_{\text{л}}$) определяется в зависимости от месяца, широты места и средней глубины потока. В период осеннего охлаждения на широтах выше 50° при глубине до 10 м величины $q_{\text{л}}$ изменяются от 6 до 27 кал/см² · сутки. Прогноз появления льда составляется с использованием данных об ожидаемых величинах метеорологических элементов и имеет заблаговременность в несколько суток.

6.2. Прогнозы начала ледостава

Образованию ледостава на реках предшествует дальнейшее снижение температуры воздуха, увеличение размеров льдин, их смерзание, рост заберегов. В какой-то момент на реке появляются отдельные неподвижные ледяные перемычки из смерзающихся льдин. Эти перемычки чаще всего наблюдаются в местах с небольшими скоростями течения, у поворотов русла. Под воздействием потока некоторые перемычки разрушаются, другие же способствуют скапливанию и смерзанию подплывающих льдин. Постепенно кромка ледяного поля перемещается вверх по течению как за счет приплывающих льдин, так и за счет ледообразования, водная поверхность между перемычками заполняется льдом — устанавливается ледостав. Таким образом, на образование ледостава влияют факторы, способствующие интенсивности увеличения размера льдин, заберегов и их смерзанию, т. е. факторы косвенно характеризующие теплоотдачу потока. За показатель теплоотдачи потока принимается сумма средних суточных

отрицательных температур воздуха за период от даты появления льда до даты наступления ледостава $\sum_{T_{\text{лост}}} t_{-}$ и критическая температура воздуха $t_{\text{кр}}$.

Сумма отрицательных температур воздуха $\sum_{T_{\text{лост}}} t_{-}$ увеличивается при возрастании транспортирующей способности потока, препятствующей установлению ледостава. Показателем транспортирующей способности потока является его скорость ($v_{\text{пр}}$) или высота уровня воды ($H_{\text{пр}}$) непосредственно перед ледоставом или в день появления льда.

Определение сумм отрицательных температур воздуха, обеспечивающих начало ледостава, производится по зависимостям вида:

$$\sum_{T_{\text{лост}}} t_{-} = f(v_{\text{пр}}); \quad (6.16)$$

или

$$\sum_{T_{\text{лост}}} t_{-} = f(H_{\text{пр}}). \quad (6.17)$$

На графиках связи значений $\sum_{T_{\text{лост}}} t_{-}$ и $H_{\text{пр}}$ по нижнему краю поля точек проводится огибающая, уравнение которой имеет вид

$$\left(\sum_{T_{\text{лост}}} t_{-} \right)_{\text{мин}} = f(H_{\text{пр}}). \quad (6.18)$$

Дальнейший анализ показал, что ледостав сохраняется, если отрицательная температура воздуха в день предполагаемого наступления ледостава ниже некоторого критического значения. Это значение устанавливается по зависимости

$$t_{\text{кр}} = f(H_{\text{пр}}). \quad (6.19)$$

Построение зависимости (6.19) выполняется следующим образом. По графику $\left(\sum_{T_{\text{лост}}} t_{-} \right)_{\text{мин}} = f(H_{\text{пр}})$ для каждого года определяется сумма отрицательных температур воздуха, необходимая для установления ледостава. Устанавливается дата накопления этой суммы. Начиная с этой даты до даты фактического начала ледостава, выписываются ежедневные значения средней суточной температуры воздуха. Эти температуры связываются с уровнем воды в день появления льда. На графике точки, относящиеся к дням, когда ледостава не было, наносят одним условным знаком, а точки в день ледостава отмечаются другим знаком. Проводится огибающая кривая через точки, соответствующие дню установления ледостава.

При прогнозе начала ледостава используется прогноз температур воздуха на несколько дней вперед. Прогноз составляется в день появления льда. По уровню воды ($H_{\text{пр}}$) определяется миним

мальная сумма отрицательных температур воздуха, необходимая для образования ледостава $\left(\sum_{\text{мин}}^{T_{\text{лост}}} t_{-}\right)$. Используя прогноз средних суточных температур воздуха на несколько дней, определяют дату накопления $\left(\sum_{\text{мин}}^{T_{\text{лост}}} t_{-}\right)$. В этот день возможно начало ледостава при условии, что средняя суточная температура воздуха будет равна или ниже $t_{\text{кр}}$, определенной по выражению (6.19). Если же по прогнозу ожидается температура выше $t_{\text{кр}}$, весь расчет повторяется на следующий день с учетом нового прогноза температуры воздуха.

Л. Г. Шуляковский для равнинных рек установил общие зависимости, позволяющие прогнозировать начало ледостава,

$$\sum_{\text{лост}}^{T_{\text{лост}}} t_{-} = -10,3 v^{1,22} \cdot b^{0,39}; \quad (6.20)$$

$$t_{\text{кр}} = -0,65 v \cdot b^{0,50}, \quad (6.21)$$

где v — средняя скорость течения в сечении с наименьшей скоростью на участке в м/с; b — ширина реки в том же сечении в м;

$\sum_{\text{лост}}^{T_{\text{лост}}} t_{-}$ — сумма средних суточных отрицательных температур воздуха, необходимая для начала ледостава; $t_{\text{кр}}$ — критическая (среднесуточная) температура воздуха, необходимая для начала ледостава после накопления $\sum_{\text{лост}}^{T_{\text{лост}}} t_{-}$.

6.3. Прогнозы толщины ледяного покрова

Тепловой баланс нижней поверхности ледяного покрова определяет увеличение или уменьшение толщины льда. Нарастание толщины льда имеет место в случае, когда приток тепла к его нижней поверхности меньше суммарных потерь тепла с поверхности льда.

Теплоотдача с верхней поверхности льда (S_1) пропорциональна температуре поверхности льда ($t_{\text{л}}$), его теплопроводности ($\lambda_{\text{л}}$) и обратно пропорциональна толщине льда ($h_{\text{л}}$). При наличии снега на льду учитывается его толщина ($h_{\text{с}}$) и теплопроводность ($\lambda_{\text{с}}$). Интенсивность потока тепла, проходящего за время dt через лед, можно установить из уравнения

$$dS_1 = \frac{\lambda_{\text{л}} t_{\text{л}}}{h_{\text{л}} + \frac{\lambda_{\text{с}}}{\lambda_{\text{с}}} \cdot h_{\text{с}}} dt. \quad (6.22)$$

Знаменатель выражения (6.22) представляет собой эквивалентную толщину льда $h_{\text{э}}$ (толщина льда эквивалентная по теплопроводной способности толщине льда и снега на нем). За счет тепло-

отдачи образуется количество льда dh . Выделяющееся при образовании льда тепло определяется по формуле

$$dS_2 = \rho_{\text{л}} L dh,$$

где $\rho_{\text{л}}$ — плотность льда; L — удельная теплота плавления льда.

Пренебрегая притоком тепла из водной толщи к нижней поверхности льда, запишем уравнение теплового баланса ледяного покрова в виде

$$\rho_{\text{л}} L dh = - \frac{\lambda_{\text{л}} t_{\text{л}}}{h_{\text{л}} + \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}} \cdot h_{\text{с}}} dt. \quad (6.23)$$

Интегрирование уравнения (6.23) приводит к формуле, по которой можно дать прогноз толщины льда на несколько дней вперед

$$h_{\text{л}} = \sqrt{\left(h_{\text{л.о}} + \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}} \cdot h_{\text{с}}\right)^2 + 86400 \frac{2\lambda_{\text{л}}}{L\rho_{\text{л}}} \sum t_{\text{л}} - \frac{\lambda_{\text{л}}}{\lambda_{\text{с}}} \cdot h_{\text{с}}}, \quad (6.24)$$

где $h_{\text{л.о}}$ — начальная толщина льда (средняя на участке); $h_{\text{с}}$ — толщина снега на льду; $t_{\text{л}}$ — температура верхней поверхности льда; $\sum t_{\text{л}}$ — сумма средних суточных температур поверхности снежного покрова на льду или льда в случае отсутствия на нем снега за период прогноза. Величины $\sum t_{\text{л}}$ определяются из уравнения теплового баланса, используя краткосрочный прогноз ряда метеорологических элементов. Остальные обозначения прежние.

В начале процесса нарастания льда, $h_{\text{л.о}} = h_{\text{с}} = 0$, $\lambda_{\text{л}} = 450$ кал/(см·сут·град), $L = 80$ кал/г, $\rho = 0,92$ г/см³, уравнение (6.24) упрощается и имеет вид

$$h_{\text{л}} = 3,56 \sqrt{\sum t_{\text{л}}}, \quad (6.25)$$

а за период времени в несколько суток

$$h_{\text{л}} = 3,56 \sqrt{\sum_0^{\tau} t_{\text{л}}}. \quad (6.26)$$

В эмпирических зависимостях температуру поверхности льда заменяют температурой воздуха. Формула при отсутствии снега на льду имеет вид

$$h_{\text{л}} = a(\sum t_{\text{л}})^n, \quad (6.27)$$

где $\sum t_{\text{л}}$ — сумма средних суточных температур воздуха от начала ледостава до заданной даты; a , n — параметры.

Для рек Сибири В. В. Пиотрович рекомендует формулу

$$h_{\text{л}} = 1,25(\sum t_{\text{л}})^{0,61}. \quad (6.28)$$

В бассейнах рек с устойчивой безоттепельной зимой устанавливаются прогностические зависимости вида

$$h_{i+n} = f \left(\sum_1^i t_-; h_{c,i} \right), \quad (6.29)$$

где h_{i+n} — толщина льда на n дней вперед от даты выпуска прогноза; $\sum_1^i t_-$ — сумма средних суточных отрицательных температур воздуха за период от даты перехода ее через 0° к отрицательным значениям до дня выпуска прогноза; $h_{c,i}$ — высота снега на дату i .

Заблаговременность прогноза по зависимости (6.29) не превышает 10 суток.

При наличии снега на льду для прогнозов толщины льда используются формулы вида:

$$\Delta h = c \left(\sum t_- \right) h_0^{-k}, \quad (6.30)$$

где Δh — приращение толщины льда за расчетный период; $\sum t_-$ — сумма отрицательных температур воздуха за расчетный период; h_0 — эквивалентная толщина льда; c, k — параметры.

6.4. Прогнозы вскрытия рек

Весеннее потепление вызывает таяние снега в бассейне и поступление воды в русловую сеть. Одновременно тает снег и на ледяном покрове, который постепенно пропитывается скапливающейся водой. Уменьшение прочности тающего льда, его вспучивание вследствие подъема уровня воды приводит к отрыву ледяного покрова от берегов, появлению закраин, трещин. В местах с быстрым течением, где ледяной покров более тонкий, образуются участки с чистой водой — промоины. Продолжающийся подъем уровней и ослабление прочности ледяного покрова приводят к подвижке льда — перемещению ледяного поля вниз по течению. Подвижек льда на реке может быть несколько. Во время подвижки ледяной покров разбивается на отдельные массивы по линиям трещин и промоин. Дальнейшее снижение прочности льда, возрастание расходов воды приводят к разрушению отдельных массивов на льдины, которые перемещаются вниз по течению, начинается весенний ледоход. Ледоход часто сопровождается затором — скоплением в сечении русла льдин. Выше затора уровни воды резко возрастают, а ниже — падают. Рассмотрение процесса вскрытия рек приводит к выводу о влиянии на вскрытие двух факторов — теплового и механического.

Под влиянием тепла происходит таяние и ослабление прочности ледяного покрова. Воздействие механических сил потока приводит к взлому льда и его перемещению. Влияние этих факторов не равнозначно для разных рек. На реках, текущих с севера на юг, основной фактор тепловой, здесь половодье наблюдается после

вскрытия. На реках же текущих с юга на север основную роль имеет механический фактор, так как резкое увеличение расходов воды приводит к разрушению льда, несмотря на его еще значительную прочность. Отметим, что и здесь существенна роль теплового фактора, определяющего быстрое поступление талых вод в речную сеть.

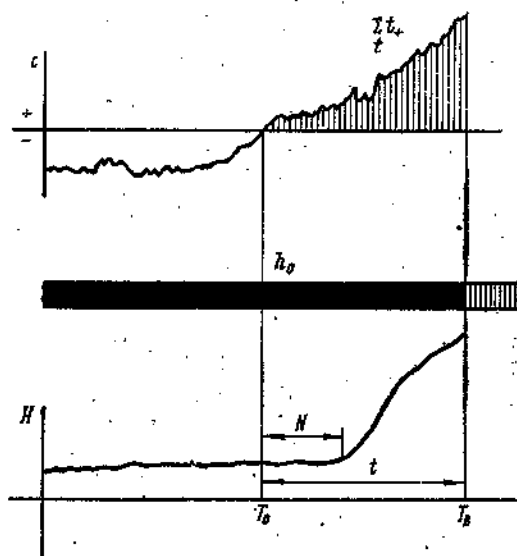


Рис. 17. Схема, поясняющая эмпирические зависимости краткосрочного прогноза вскрытия рек.

Методы краткосрочных прогнозов вскрытия рек также можно подразделить на упрощенные (эмпирические) и детальные. Широкое применение нашли эмпирические методы. При изложении этих методов воспользуемся схемой Ю. М. Алехина (рис. 17), на которой обозначены дата устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха от отрицательных к положительным значениям T_0 , дата вскрытия или начала ледохода T_b . Толщина льда на дату T_0 обозначена через h_0 . Сумма средних суточных положительных температур воздуха за период (t) от T_0 до T_b обозначена через $\sum t_+$. Здесь же показан ход уровней воды и период N от даты T_0 до начала интенсивного подъема уровней воды.

Продолжительность периода от даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0° до даты вскрытия зависит от прочности и толщины льда в момент T_0 и от интенсивности притока тепла за этот период (D_t), т. е.

$$t = f(h_0, D_t). \quad (6.31)$$

Прочность и толщина льда h_0 для рек без оттепелей в зимний период зависит от суммы средних суточных отрицательных температур воздуха за зиму

$$h_0 = f(\Sigma t_-). \quad (6.32)$$

При наличии оттепелей зависимость (6.32) имеет вид

$$h_0 = f(\Sigma t_-; \underset{\text{отт}}{\Sigma t_+}), \quad (6.33)$$

где $\Sigma \underset{\text{отт}}{t_+}$ — сумма среднесуточных положительных температур воздуха за период оттепели.

Интенсивность притока тепла (D_t) характеризуется суммой среднесуточных положительных температур воздуха за период t , т. е.

$$D_t = f(\Sigma \underset{t}{t_+}). \quad (6.34)$$

На реках, где в период вскрытия большую роль имеет механический фактор,

$$D_t = f(\Sigma \underset{t}{t_+}, N), \quad (6.35)$$

или

$$D_t = f(\Sigma \underset{t}{t_+}, \Delta H),$$

где ΔH — приращение уровня воды за период от начала подъема уровня до вскрытия реки.

Для рек, на которых таяние льда происходит при незначительном подъеме уровней воды, а в зимний период отмечаются оттепели, воспользуемся зависимостями (6.33) и (6.34). Подставляя их в (6.31), получим

$$t = f(\Sigma t_-; \underset{\text{отт}}{\Sigma t_+}; \underset{t}{\Sigma t_+}), \quad (6.36)$$

но $t = T_b - T_0$, откуда

$$T_b = f(\Sigma t_-; \underset{\text{отт}}{\Sigma t_+}; \underset{t}{\Sigma t_+}; T_0). \quad (6.37)$$

Отсюда сумма средних суточных положительных температур, необходимая для вскрытия, будет равна

$$\underset{t}{\Sigma t_+} = f(\Sigma t_-; \underset{\text{отт}}{\Sigma t_+}; T_0). \quad (6.38)$$

Введение даты устойчивого перехода температуры воздуха к положительным значениям, позволяет косвенно учитывать разные суммы солнечной радиации, получаемые ледяным покровом на протяжении периода ледостава.

Влияние оттепелей на снижение прочности льда может быть учтено следующим образом. По материалам прошлых лет выби-

раются годы с отсутствием в зимний период оттепелей, и строится график связи вида

$$\sum_t t_+ = f(\sum t_-, T_0).$$

Затем для лет с наличием в зимний период оттепелей по графику связи определяют сумму положительных температур ($\sum t_+$), необходимую для вскрытия реки по дате перехода через 0° и сумме отрицательных температур воздуха за зимний период ($\sum t_-$). Аналогичную сумму ($\sum t_+$) находят по дате начала оттепели и той же величине ($\sum t_-$). Отношение первой суммы ко второй $\frac{(\sum t_+)}{(\sum t_+)}$

обозначается k . Расчетная сумма положительных температур воздуха, необходимая для вскрытия с учетом влияния оттепели, равна

$$\sum_p t_+ = (\sum_t t_+) - k \sum_{\text{отт}} t_+. \quad (6.39)$$

Если за зиму было несколько оттепелей, то поправки определяются для каждой оттепели

$$\sum_p t_+ = [(\sum_t t_+) - \sum k_i \sum_{\text{отт}} t_+]. \quad (6.40)$$

После определения значений коэффициента k график связи строится снова с учетом данных за все годы. Зависимость при этом имеет вид

$$[(\sum_t t_+) + \sum k_i \sum_{\text{отт}} t_+] = f(T_0, \sum t_-). \quad (6.41)$$

По прогнозу температуры воздуха определяется дата, к которой накопится необходимая для вскрытия реки сумма тепла. Эта дата и принимается за дату вскрытия реки.

При отсутствии оттепелей в зимний период для прогноза вскрытия рек используется зависимость

$$\sum_t t_+ = f(T_0, \sum t_-). \quad (6.42)$$

Если вскрытие происходит в результате взламывания льда при быстрых подъемах уровней воды в период половодья, прогноз осуществляется по связи вида

$$\Delta H = f(\sum t_-; \sum t_+), \quad (6.43)$$

где ΔH — превышение уровня воды при вскрытии над минимальным зимним; $\sum t_-$ — сумма среднесуточных отрицательных температур воздуха за зимний период; $\sum t_+$ — сумма среднесуточных положительных температур воздуха до вскрытия, подсчитанная с учетом положительных температур воздуха за время оттепелей. В том случае, когда от конца оттепели до даты перехода через 0° прошло 11—20 дней, сумма температур за оттепель умножается

на коэффициент $k = 0,2$, если прошло не более 10 дней, то $k = 0,5$. Более ранние оттепели во внимание не принимаются. Определение даты вскрытия рек опирается на прогноз уровня воды и температуры воздуха.

При локальных прогнозах вскрытия рек используются зависимости вида

$$\sum_{\Sigma}^B q_0 = f(h_n; \Delta H), \quad (6.44)$$

где $\sum_{\Sigma}^B q_0$ — суммарный теплопроход, необходимый для вскрытия, кал/см²; h_n — средняя толщина ледяного покрова на участке реки перед началом таяния, см; ΔH — приращение уровня воды за период от начала подъема уровня до вскрытия реки, м.

По зависимости (6.44) устанавливается суммарная величина теплоприхода, необходимая для вскрытия. Дата накопления этой величины $\sum_{\Sigma}^B q_0$ и является датой вскрытия реки. Расчет величин теплообмена ведется по номограмме с учетом даты и прогноза дневной температуры воздуха. Данные о подъеме уровня воды (ΔH) также устанавливаются по прогнозу.

К. Н. Полякова разработала методику краткосрочных прогнозов вскрытия для Средней Лены. В ряде пунктов реки только развитие волны половодья, точнее интенсивность подъема уровней, определяет условия вскрытия. Так, для прогноза вскрытия р. Лены у Олекминска с заблаговременностью в девять суток предложено уравнение

$$\Delta D = 0,47 \Delta D_1, \quad (6.45)$$

где ΔD — отклонение от нормы дат вскрытия; ΔD_1 — отклонение от нормы даты начала интенсивного подъема уровня воды ($\Delta H \geq 10$ см/сутки).

В то же время на р. Лене у Табаги на вскрытие, кроме волны половодья, большое влияние оказывает приток тепла, обуславливающий потерю прочности льда. Величина теплопритока устанавливается с использованием прогноза температур воздуха по номограмме, построенной для метеостанции Якутск по методу Л. Г. Шуляковского.

Прогнозная зависимость имеет вид

$$\sum q_{t-3} = f(\Delta H_{t-1}; T), \quad (6.46)$$

где $\sum q_{t-3}$ — суммарный приток тепла, необходимый для вскрытия без последних трех дней; ΔH_{t-1} — подъем уровня на р. Лене у Витима за день до вскрытия; T — продолжительность вскрытия на участке от Качуга до Витима.

При использовании прогноза температуры воздуха на 4—5 дней заблаговременность прогноза вскрытия составляет 7—8 дней.

Новым направлением, используемым при расчете и прогнозе весенних ледовых явлений на реках и водохранилищах, являются методы, основанные на оценке прочности тающего ледяного покрова.

Разрушение ледяного покрова рек происходит, с одной стороны, вследствие потери прочности ледяного покрова и уменьшения его толщины, а с другой стороны, — под воздействием подъема уровня воды и увеличения скорости течения.

Условие начала разрушения ледяного покрова выражается следующим неравенством:

$$\sigma \cdot h \leq f(\Delta H, H), \quad (6.47)$$

где σh — прочность ледяного покрова, равная произведению относительного разрушающего напряжения тающего льда на изгиб на толщину льда; H — уровень воды перед началом таяния льда; ΔH — подъем воды в момент вскрытия над уровнем воды в начале таяния льда.

Таким образом, при разработке прогнозов вскрытия рек необходимо предвычислять прочность льда и ход уровня воды.

Относительное разрушающее напряжение льда на изгиб (кг/см^2) можно определить по формуле С. Н. Булатова

$$\sigma = \left(1 - \sqrt{\frac{S}{S_0}}\right)^2, \quad (6.48)$$

где S — удельное содержание жидкой фазы во льду, выраженное количеством тепла солнечной радиации, поглощенным льдом (кал/см^3); S_0 — предельное содержание жидкой фазы во льду, при котором лед полностью теряет прочность, принимается в среднем равным 44 кал/см^3 .

Величина S определяется исходя из уравнения теплового баланса ледяного покрова и выражается разностью между всем теплом, поглощенным льдом за период таяния, и теплом, затраченным за этот же период на таяние его с верхней и нижней поверхности, отнесенной к оставшейся толщине льда.

$$S = \frac{\sum_1^n (q_{\tau} + q_{\text{ик}} + q_a + q_s) - \rho L \sum_1^n (h' + h'')}{h_0 - \sum_1^n (h' + h'')}, \quad (6.49)$$

где q_{τ} — турбулентный теплообмен с атмосферой; $q_{\text{ик}}$ — теплообмен вследствие испарения или конденсации; q_a — эффективное излучение; q_s — тепло солнечной радиации, поглощенное ледяным покровом; все величины q в $\text{кал/см}^2 \cdot \text{сутки}$; ρ — плотность льда, $0,92 \text{ г/см}^3$; L — удельная теплота плавления льда, 80 кал/г ; h' — слой стаивания льда с верхней поверхности; h'' — слой стаивания льда с нижней поверхности; h_0 — начальная толщина ледяного покрова; n — продолжительность периода таяния ледяного покрова.

За начало периода таяния принимается первый день после схода снега со льда. Наибольшая сложность заключается в опре-

делении величины S , так как возникает необходимость в использовании прогноза ряда метеорологических элементов, а также знания радиационных свойств льда. По данным С. Н. Булатова, изложенный способ дает лучшие результаты при прогнозах вскрытия на тех реках, где процесс вскрытия определяется не только воздействием тепла, но и вследствие подъема уровня воды. Более труден расчет, когда вскрытие происходит в основном под воздействием тепла из-за сложности учета осадков, выпадающих на лед после схода снега. Снег защищает лед от воздействия солнечной радиации и изменяет альбедо ледяного покрова.

6.5. Прогнозы максимальных заторных уровней воды

На многих реках Советского Союза наблюдаются частые, а иногда ежегодные заторы льда. Заторы льда вызывают наводнения и причиняют значительный ущерб народному хозяйству. Заторы характерны для рек, где вскрытие происходит сверху вниз по течению. В основном это реки, текущие с юга на север. Главной силой, вызывающей вскрытие на этих реках, является динамическое усилие потока. Эта сила связана с расходом воды. При достижении определенных расходов преодолевается сопротивление ледяного покрова, лед дробится на отдельные льдины. Если ниже вскрывшегося участка реки имеется еще прочный ледяной покров, то прибывающие сверху льдины сдавливаются, нагромождаются, захватываются под лед. Лед забивает водное сечение русла, образуется затор. Большие заторы отмечаются в годы, когда прочность ледяного покрова к моменту вскрытия достаточно высокая, а интенсивность нарастания расходов значительная.

Условия заторообразования своеобразны для разных рек. Так, на р. Днестр наблюдающиеся мощные заторы связаны с выпадением в верхней части бассейна обильных дождей, резким возрастанием расходов в условиях еще прочного ледяного покрова. Следует отметить, что зимние оттепели и частичное вскрытие способствуют образованию остаточных заторов льда, которые сохраняются до начала весны. На некоторых реках Сибири, текущих с юга на север, встречаются участки, где заторы наблюдаются ежегодно. Ниже этих участков всегда сохраняется ледяной покров, на вскрывшейся части реки ежегодно отмечается интенсивный ледоход, проходящий в условиях значительных скоростей течения. На участке образования заторов льда обычно происходит значительное уменьшение продольного уклона, что характерно при переходе от порогов к плесу. Чаще всего заторы образуются на поворотах, в местах расположения островов, сужений русла. Методика прогноза максимальных заторных уровней находится в стадии разработки. Пока делаются попытки прогнозировать максимальные заторные уровни на участках рек, где заторы возникают ежегодно.

На р. Томь ниже г. Томска для прогноза высоты максимального заторного уровня было получено уравнение

$$\Delta H_{\max} = 12,1 \sqrt{\Sigma t_-} + 5,48 i + 2,76 h_c - 71,4 \frac{\Sigma t_{+n}}{\Sigma t_{+в}} - 7, \quad (6.50)$$

где $\Delta H_{\max}$ — превышение максимального заторного уровня над предпаводочным; Σt_- — сумма среднесуточных отрицательных температур воздуха от начала ледостава до 31 января; i — интенсивность подъема уровня воды у г. Томска до первой подвижки льда; h_c — высота снега на льду; $\frac{\Sigma t_{+н}}{\Sigma t_{+в}}$ — отношение суммы среднесуточных положительных температур воздуха в месте затора (по метеостанции Томск) за период от начала таяния до вскрытия р. Томи у Томска к сумме среднесуточных положительных температур воздуха в районе формирования волны половодья за тот же период (по метеостанции Кондома).

Сделана попытка разработать метод краткосрочного прогноза максимальных заторных уровней для рек Днестр и Амур, исходя из количественной оценки характеристик процесса вскрытия рек. Предлагается, что вскрытие реки происходит при прохождении расхода воды, который может поднять ледяной покров выше уровня

$$H = H_{\text{н.о.}} + h_{\text{л}}, \quad (6.51)$$

где $H_{\text{н.о.}}$ — максимальный уровень воды в начале ледостава; $h_{\text{л}}$ — толщина льда.

Кроме того, этот расход способен преодолеть сопротивление ледяного покрова, т. е.

$$Q_{\text{в}} = f(\sigma h_{\text{л}}), \quad (6.52)$$

где $Q_{\text{в}}$ — расход воды при вскрытии реки; $\sigma h_{\text{л}}$ — прочность ледяного покрова, равная произведению разрушающего напряжения льда (σ) на толщину ледяного покрова ($h_{\text{л}}$).

Для участка реки, где ежегодно возникают заторы, устанавливается связь между прочностью ледяного покрова ($\sigma h_{\text{л}}$) и расходами воды в момент вскрытия ($Q_{\text{в}}$) и в момент прорыва затора льда ($Q_{\text{пр}}$) (рис. 18).

В период формирования затора $H_{\text{з}} = f(Q_{\text{з}})$, где $H_{\text{з}}$ — максимальный заторный уровень воды; $Q_{\text{з}}$ — максимальный расход воды в период заторообразования.

Используя установленные связи (рис. 18), предсказав ход прочности ($\sigma h_{\text{л}}$) и расход воды (Q), можно дать прогноз максимального заторного уровня.

Для реки Днестр у пунктов Могилев — Подольский, Сороки и Каменка выявлена зависимость заторного уровня от бытового

$$\Delta H_{\text{з}} = f(H_{Q_{\text{з}}}). \quad (6.53)$$

Здесь ΔH_z — заторный подъем уровня, равный $\Delta H_z = H_z - H_{Q_3}$, где H_z — максимальный заторный уровень; H_{Q_3} — уровень, соответствующий по кривой $Q(H)$ наблюдаемому расходу Q_3 .

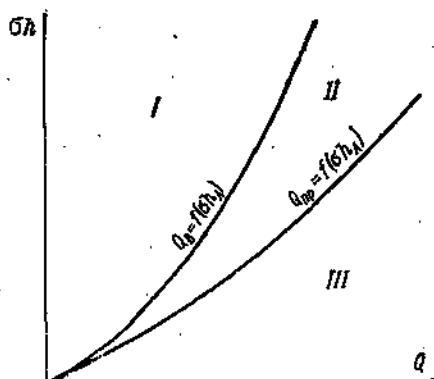


Рис. 18. График связи между прочностью ледяного покрова и расходами воды в момент вскрытия и в момент прорыва затора льда: I — ледостан; II — затор льда; III — ледоход.

Бытовой уровень предвычисляется по связи с суммой расходов воды в верхних створах бассейна, а прочность льда по связи

$$(\sigma h_{\text{л}})_{t+\tau} = f(\sigma h_{\text{л}})_t,$$

где τ — заблаговременность прогноза, равная 2—3 суткам.

Аналогичная зависимость установлена для прогноза заторного подъема уровня на ряде пунктов р. Амура. Для прогноза расходов воды применим метод предвычисления гидрографа стока по данным о распределении воды в русловой сети и последующего притока воды в русловую сеть. Прочность ледяного покрова прогнозируется так же, как и для р. Днестра. Заблаговременность прогноза от 5 до 10 суток.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алехин Ю. М. Краткосрочные прогнозы стока на равнинных реках. — Л.: Гидрометеониздат, 1956. — 266 с.
2. Аполлов Б. А., Калинин Г. П., Комаров В. Д. Курс гидрологических прогнозов. — Л.: Гидрометеониздат, 1974. — 419 с.
3. Бефания Н. Ф., Калинин Г. П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. — Л.: Гидрометеониздат, 1965. — 438 с.
4. Пособие по краткосрочным прогнозам паводочного стока рек. — Л.: Гидрометеониздат, 1973. — 147 с.

ЮРИЙ МИХАЙЛОВИЧ ГЕОРГИЕВСКИЙ
КРАТКОСРОЧНЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Учебное пособие

Редактор З. Б. Ваксенбург

Корректор Л. В. Ломакина

Обложка художника Н. И. Кулагина

Сдано в набор 4.02.82. Подписано в печать 2.09.82. М-33095. Формат 60 × 90^{1/16}.
Бумага тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 6,25. Уч.-изд. л. 6,5.
Тираж 800 экз. Темплан 1982 г., поз. 233. Зак. 96. Цена 35 коп.

ЛПИ им. М. И. Калинина. 195251, Ленинград, Политехническая ул., 29.

Типография ВОК ВМФ