Ю.М. Георгиевский
С.В. Шаночкин

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное агентство по образованию

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

Ю.М. Георгиевский, С.В. Шаночкин

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Рекомендовано Учебно-методическим объединением по образованию в области гидрометеорологии в качестве учебника для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности «Гидрология» направления подготовки «Гидрометеорология»

РГГМУ
Санкт-Петербург
2007

УДК 556,06 (075.8)

Георгиевский Ю.М., Шаночкин С.В. Гидрологические прогнозы. Учебник. – СПб., изд. РГГМУ, 2007. – 436 с.

ISBN 978-5-86813-194-3

В учебнике изложены методы анализа и прогноза основных характеристик гидрологического режима водных объектов суши. Рассматриваются вопросы теории формирования речного стока, ледового режима рек и водохранилищ, методы генетического и статистического анализа данных гидрометеорологических наблюдений. Представлены методы прогноза, основанные на математических моделях.

Учебник предназначен для студентов-гидрологов, аспирантов и специалистов, работающих в области гидрологических прогнозов.

Рецензенты:

Кафедра гидрологии суши СПбГУ (зав. каф. д-р геогр. наук, проф. В.С. Вуглинский)

Северо-Западное межрегиональное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (руководитель Управления А.И Грабовский, начальник Гидрометцентра Н.Н. Щербакова)

С.А. Кондратьев, д-р физ.-мат. наук (ИНОЗ РАН)

Georgiyevsky, Yu.M., Shanochkin, S.V. Hydrological forecasts. A textbook. – St. Petersburg, RSHU Publishers, 2007. – 436 pp.

The textbook deals with methods of analysis and forecasting of the major characteristics of hydrological regime of the water objects located on land. The problems in the theory of river-runoff formation, ice regime of rivers and water reservoirs, methods of genetic and statistic analysis of hydrometeorological observational data are considered. Forecasting methods based on mathematical models are presented.

The textbook is designed for undergraduate and PhD students of hydrology and for experts specializing in the sphere of hydrological forecasts.

ISBN 978-5-86813-194-3

© Георгиевский Ю.М., 2007
© Шаночкин С.В., 2007
© Российский государственный гидрометеорологический университет, 2007

ВВЕДЕНИЕ

Человек всегда стремился предвидеть, предсказать, спрогнозировать представление о будущем. Однако интенсивное развитие концепций будущего началось только со второй половины XIX в. Их авторы выступали во всеоружии средств современной им науки, экстраполируя тенденции развития науки, техники, культуры на сравнительно отдаленные перспективы. Чаще всего авторов «размышлений о будущем» интересовали частные перспективы отдельных сторон научно-технического и социального прогресса. Пути развития энергетики, промышленности, сельского хозяйства, градостроительства, транспорта и связи, освоения земли, здравоохранения, культуры – вот далеко не полный перечень проблем, стоявших в центре внимания.

В дальнейшем, к началу второй мировой войны, развитие предсказаний о будущем замедлилось, но уже в 50-х – начале 60-х годов XX в. началась интенсивная разработка новой технологии прогнозирования. Три фактора способствовали этому. Во-первых, появление концепции научно-технической революции, сформулированной в трудах Дж. Бернала, Н. Винера. Во-вторых, внедрение техники поискового и нормативного прогнозирования. В-третьих, становление соответствующей философской базы как основы новой системы взглядов.

Начало научно-технической революции вызвало появление сотен научных учреждений и отделов, занимающихся разработкой «технологических» прогнозов. С конца 60-х годов прогнозирование стало все более органически входить в системы программирования, проектирования и управления.

Сегодня под прогнозированием в общем смысле этого слова понимается специальное научное исследование, предметом которого являются перспективы развития явления. При этом прогноз определяется как вероятностное, научно обоснованное суждение о возможных состояниях того или иного объекта в будущем и (или) об альтернативных путях и сроках их осуществления. В качестве объектов прогнозирования могут выступать процессы, явления, события, на которые направлена познавательная практическая дея-

тельность человека. Прогнозист исходит из того, что к явлениям будущего нужен вероятностный подход с учетом широкого набора возможных вариантов. Прогнозирование используется для выбора наиболее вероятного или наиболее желательного оптимального варианта.

Выделяют два типа прогнозов [48]: *поисковые* (исследовательские, изыскательские, генетические и т. п.) и *нормативные* (программные, целевые).

Поисковый прогноз состоит в определении возможных состояний объекта прогнозирования в будущем при условии сохранения существующих тенденций.

Нормативный прогноз заключается в определении путей и сроков достижения возможных состояний явлений на основе заранее заданных норм, стимулов, целей.

В зависимости от промежутка времени, на который рассчитан прогноз, различают оперативные (текущие), кратко-, средне-, долго- и сверхдолгосрочные прогнозы.

Оперативные прогнозы содержат, как правило, детально-количественные оценки, краткосрочные – общие количественные, среднесрочные – количественно-качественные, долгосрочные – качественно-количественные и сверхдолгосрочные – общие качественные оценки.

Временная градация прогнозов весьма относительна и зависит от характера и целей прогноза. В некоторых научно-технических прогнозах период заблаговременности даже долгосрочных прогнозов может измеряться сутками, а в геологии – миллионами лет.

В зависимости от объекта исследования выделяют естествоведческие, научно-технические и обществоведческие (социально-экономические) прогнозы.

Естествоведческие прогнозы подразделяются на подтипы:

1) метеорологические;
2) гидрологические;
3) геологические;
4) биологические;
5) медико-биологические;
6) космологические;
7) физико-химические прогнозы явлений микромира.

Научно-техническое прогнозирование имеет целью формирование вероятностных суждений о путях развития науки и техники, об обеспечении ресурсами и об эффективности различных альтернатив научно-технического развития. В области науки основными объектами прогнозирования являются наиболее перспективные научные проблемы, возможные пути и эффективность их решения. В области техники – концепции ее развития, принципы действия технических систем, их основные параметры, схемы и структурные решения.

Обществоведческое прогнозирование включает прогнозы экономических процессов и явлений, социологическое прогнозирование, в котором объектом исследования является общество как социальный организм, а также демографические, архитектурно-градостроительные, военные, государственно-правовые и другие виды прогнозов.

В основе прогнозирования лежат три взаимодополняющие друг друга источника информации о будущем [48]:

– оценка перспектив развития состояния прогнозируемого явления на основе опыта с помощью аналогии со сходными явлениями и процессами;

– экстраполяция в будущее тенденций, закономерности развития которых в прошлом и настоящем хорошо известны;

– модель будущего состояния явления, процесса, построенная с учетом ожидаемых или желательных изменений ряда условий, перспективы развития которых достаточно хорошо известны.

Метод прогнозирования представляет собой форму теоретического или практического подхода, направленного на получение конкретного результата в процессе разработки прогноза.

В настоящее время создано много методов, процедур, присмов. В «Рабочей книге по прогнозированию» [48] *методы прогнозирования* разделены на три группы.

К первой группе отнесены сингулярные, т.е. отдельные (одиночные, простые) методы прогнозирования. К ним относятся: прогнозная экстраполяция; интуитивные (экспертные) методы; морфологический анализ; прогнозный сценарий; прогнозный граф и «дерево целей»; матричный метод.

Вторая группа включает математические методы прогнозирования: корреляционный и регрессионный анализы; метод группово-

го учета аргументов; факторный анализ; теория распознавания образов; вариационное исчисление; спектральный анализ; цепи Маркова; элементы алгебры логики; теорию игр.

К третьей группе отнесены комплексные системы прогнозирования. Их применение было обусловлено сложностью современных социальных, технических и экономических объектов прогнозирования. В отечественной и зарубежной практике прогнозирования разработан ряд таких систем. При их анализе к основным операциям отнесены: определение состава процедур и сингулярных методов, входящих в систему, их стандартная последовательность, логические правила их комплексирования.

Настоящая книга посвящена изложению методов и практических приемов краткосрочных и долгосрочных прогнозов основных элементов гидрологического режима водных объектов суши.

Предмет и задачи курса, связь с другими дисциплинами

Гидрологические прогнозы – научно обоснованные методы предсказания различных элементов режима водных объектов суши. На формирование водного и ледового режимов водных объектов влияет очень много разнообразных факторов, их большая изменчивость в пространстве и во времени обусловливает огромные трудности при разработке методов гидрологического прогнозирования.

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. Изучение этих процессов происходит на основе общих законов физики и некоторых естественных наук, таких, как метеорология, климатология, гидрогеология, почвоведение, геоморфология в курсе «Гидрология суши». Поэтому уровень развития гидрологических прогнозов определяется уровнем развития общей гидрологии. Ученые, работающие в области гидрологических прогнозов, также занимаются исследованиями закономерностей развития предсказываемых явлений. Эти исследования включают как теоретический анализ, так и проведение полевых экспериментов и наблюдений.

Факторы, определяющие речной сток, его изменение во времени, подразделяют на две группы. В первую группу включают фак-

торы, известные к моменту выпуска прогноза. Они могут быть с различной точностью определены или оценены по данным наблюдений. Вторая группа содержит факторы, неизвестные на период заблаговременности прогноза. Гидрологические явления во многом определяются условиями погоды, и их предсказание в ряде случаев зависит от степени развития и точности метеорологических прогнозов. В настоящее время метеорология не может обеспечить надежными количественными прогнозами основные элементы погоды, особенно с большой заблаговременностью. Это сказывается на возможностях гидрологических прогнозов. Кроме того, точность прогнозирования зависит от наличия, объема и качества исходных гидрометеорологических данных наблюдений. Ограниченность данных, их невысокая точность также влияют на оправдываемость гидрологических прогнозов.

Краткая историческая справка развития гидрологических прогнозов в России

Появление гидрологических прогнозов в России тесно связано с запросами практики при определенном уровне развития гидрологии и смежных дисциплин гидрометеорологического профиля. В конце XIX столетия для обеспечения судоходства инженерами водного транспорта Д.Д. Гнусиным, А.Н. Квицинским и В.Г. Клейбером были разработаны способы краткосрочного прогноза уровней воды судоходных рек. Эти исследования опирались на учет закономерностей перемещения водных масс в русле реки. На р. Волге была организована регулярная телеграфная информация о высоте уровней воды, глубине на перекатах. К сожалению, не получив должной поддержки от правительства, служба предупреждения просуществовала всего четыре года.

Известный русский географ А.И. Воейков после катастрофически высокого половодья на реках центральной части России весной 1908 г. поставил вопрос о необходимости прогноза высоты весеннего половодья. Предсказание половодий, по А.И. Воейкову, должно базироваться на исследовании распределения по площади бассейна снежного покрова, дождевых осадков, на изучении процессов таяния снега, времени добегания талых и дождевых вод и их потерь. Эти предложения в то время не были 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 последующем – Государственным гидрологическим институтом. Сбор этих данных был прекращен в 1935 г. в связи с широким развитием наблюдений на сети государственных станций и постов.

Всестороннее изучение водных объектов суши, создание методов расчета и прогноза гидрологических характеристик началось после организации в 1919 г. Российского (ныне Государственного) гидрологического института (ГГИ). Уже на следующий год при институте было учреждено гидролого-синоптическое бюро, преобразованное через два года в Бюро гидрологических предсказаний. Бюро под руководством В. Н. Лебедева выпускало прогнозы высоты весеннего половодья на крупных реках Европейской территории России: Волге, Каме, Оке, Дону, Днепре, Припяти и др. В основу прогнозов были положены данные о снежном покрове, впитывающей способности почвы и ожидаемой «циклоничности весны». Последняя характеристика использовалась из долгосрочного прогноза погоды на весну.

Условно выделяют следующие периоды в развитии гидрологических прогнозов. Первый период (1919 – 1930 гг.) характеризуется новыми исследованиями, связанными с разработкой гидрологических прогнозов, направленными в основном на решение частных задач. В этот период работы по совершенствованию прогнозов охватывают разные районы. Значительные исследования в области предсказания водоносности горных рек Средней Азии, начатые еще в 1911 г. Э.М. Ольдекопом, были продолжены Л.К. Давыдовым. В 1924 г. он разработал схему организации наблюдений, необходимых для предсказания водного режима рек Средней Азии.

В ГГИ помимо прогноза высоты весеннего половодья на крупных реках России В.Ю. Визе была разработана методика долгосрочного прогноза времени вскрытия р. Невы на основе долгосрочных прогнозов погоды Б.П. Мультановского. В дальнейшем М.В. Ловейко и Н.А. Ширкина исследовали связь сроков замерзания и вскрытия рек России с характеристиками атмосферной циркуляции осенью и в предвесенний период. На Украине в 1924 – 1927 гг. Е.В. Оппоков и В.А. Назаров выполнили работы по долго-

срочному прогнозированию высоты половодья Днепра и его притоков и краткосрочному прогнозированию уровней воды рек того же бассейна. 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, Нижне- и Верхнесвирской, Днепровской) и выпуска оперативных прогнозов высоты половодья, сроков вскрытия и замерзания рек были созданы бюро гидрологических оповещений. Их работой руководили Ф.И. Быдин, В.Н. Лебедев, А.В. Огиевский. В этот период при выпуске гидрологических прогнозов использовались в основном эмпирические зависимости и методы линейной корреляции. В 1929 г. была создана гидрометеорологическая служба страны.

Второй период (1930–1943 гг.) характеризуется организацией в 1930 г. единого научного и методического центра в виде отдела гидрологических прогнозов и информации при Центральном бюро погоды в Москве. Позднее в 1936 г. это бюро было переименовано в Центральный институт погоды (ЦИП). С этого же времени начинает действовать и служба гидрологических прогнозов при местных управлениях гидрометеорологической службы. Гидрологические прогнозы получают свое дальнейшее развитие и в местных региональных органах. В 1940 г. для народного хозяйства страны было выпущено 40 000 прогнозов и предупреждений.

Из работ и исследований этого периода следует отметить расчеты и прогнозы объема и максимума весеннего половодья методом водного баланса, оценку потерь талого стока (работы Б. А. Аполлова, Г.П. Калинина, В.Д. Комарова, О.А. Спенглера и др.); расчет гидрографов дождевых паводков на основе теории изохрон и метода элементарного паводка (работы М.А Великанова, М.И. Львовича, А.В. Огиевского, Г.А. Санина).

Разрабатывались методы долгосрочного прогноза вскрытия и замерзания рек (Г.Р. Брегман, Г.Я. Вангенгейм), прогноза летнего стока (К.П. Воскресенский, М.И. Гуревич), стока горных рек (П.М. Машуков и др.). В то же время было осуществлено обобщение и издание материалов наблюдений на реках, а также сведений о снежном покрове. Данные об уровнях и расходах воды были опубликованы в ряде изданий «Сведения об уровнях воды на реках

СССР. Материалы по режиму рек СССР». Научные обобщения по режиму рек отдельных районов страны были сведены в «Справочник по водным ресурсам СССР».

Научно-методическое руководство службой гидрологических прогнозов с 1938 г. осуществлял Государственный гидрологический институт. В годы Великой Отечественной войны работа службы гидрологических прогнозов была направлена на обеспечение боевых действий Советской Армии, но и в это трудное время методы прогнозов все время совершенствовались.

Третий период в развитии гидрологических прогнозов, продолжающийся до сих пор, начался в 1943 г., когда Центральный институт погоды был преобразован в Центральный институт прогнозов. В 1965 г. Центральный институт прогнозов и Объединенный вычислительный центр Академии наук Главного управления гидрометеорологический службы были сведены в одно учреждение – Гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР (с 1992 г. Гидрометцентр России). Гидрометцентр является главным научно-методическим и оперативным центром страны по всем видам гидрометсорологических прогнозов.

В послевоенные годы интенсивно развивались водный транспорт и дорожное строительство, велась прокладка нефте- и газопроводов, проводилась мелиорация земель, создавался каскад крупнейших водохранилищ на Волге, Днепре, строились гидроэлектростанции на реках Сибири – все это потребовало более глубокой разработки научно-методических основ гидрологического прогнозирования, привело к появлению новых видов прогнозов.

В связи с этим были значительно расширены теоретико-экспериментальные исследования для глубокого выяснения закономерностей формирования гидрологических процессов в различных физико-географических районах страны. На основе этих исследований были разработаны математические модели формирования дождевого и талого стоков равнинных и горных рек.

При проведении исследований, обработке данных, выпуске прогнозов начали широко использовать электронно-вычислительную технику. Обозначился новый этап в развитии гидрологических прогнозов. Стали разрабатываться сложные модели формирования стока с использованием уравнений гидродинамики и математической физики. Впервые появились работы по автоматизированной обработке,

контролю и анализу гидрологической информации. На ряде крупных рек была создана автоматизированная система прогноза расходов воды.

К числу наиболее значительных научных достижений в области гидрологических прогнозов третьего периода можно отнести:

– прогноз расходов и уровней воды, основанный на приближенных способах расчета неустановившегося движения воды в руслах (работы Г.П. Калинина, П.И. Милюкова, А.П. Жидикова, Л.С. Кучмента, А.Г. Левина и др.);

– разработку математических моделей формирования талого, дождевого и талодождевого стока на основе математического моделирования (работы Ю.Б. Виноградова, Ю.М. Денисова, Г.П. Калинина, В.Д. Комарова, Л.С. Кучмента, В. И. Корня, В.М. Мухина, Н.С. Нечаевой, Е.Г. Попова, Е.П. Чемеренко,В.В. Коваленко и др.);

– прогнозы стока по русловым запасам и притоку воды в речную сеть (работы Г.П. Калинина, А.И. Афанасьева, Ю.В. Горбунова, Р.А. Нежиховского, В.И. Сапожникова и др.);

– краткосрочные прогнозы ледовых явлений на реках и водохранилищах на основе расчета теплообмена водной массы или ледяного покрова с окружающей средой (работы Л.Г. Шуляковского, В.В. Пиотровича, С.Н. Булатова, Б.М. Гинзбурга, Е.И. Савченковой и др.);

– развитие и реализацию территориально-общих методов долгосрочных прогнозов весеннего стока равнинных рек на основе районирования территорий по условиям формирования стока (работы Н.Ф. Бефани, Е.С. Змиевой, Г.П. Калинина, В.Д. Комарова, О.И. Крестовского, П.П. Кузьмина, В.Н. Паршина, Е.Г. Попова, М.С. Салова, Е.П. Чемеренко и др.);

– исследования закономерностей формирования гидрологических процессов и прогнозы стока горных рек (работы Т. С. Абальян, А.Н. Важнова, Ю.Б. Виноградова, Ю.М. Денисова, В.Н. Паршина, В.М. Мухина, А.А. Хоршана, И.М. Чернова и др.);

– создание метода непрерывных краткосрочных прогнозов расходов (уровней) воды в период открытого русла для речных систем. Автоматизированный прогноз притока воды в каскад волжско-камских водохранилищ (работы В.А. Бельчикова, А.П. Жидикова, В.И. Корня, Л.С. Кучмента, Н.С. Нечаевой, Е.Г. Попова, Е.П. Чемеренко и др.).

Уровень развития гидрологической науки в отношении раскрытия физической сущности процессов еще не дает возможности регулярно добиваться желаемой точности прогнозов. Это связано со сложностью и разнообразием условий, в которых протекают гидрологические процессы, неравномерностью их развития в пространстве и во времени. Нельзя не отметить и случайный характер колебания ряда факторов, влияющих на формирование гидрологических процессов, невысокую точность и ограниченность исходных данных, используемых при разработке методики прогнозирования.

Ближайшие задачи исследований в области гидрологических прогнозов связаны прежде всего с удовлетворением все возрастающих запросов их потребителей, повышением надежности гидропрогнозов. Решение их невозможно без более глубоких исследований процессов формирования стока, развития новых видов измерений и оценки гидрометеорологических величин по площади. Необходимо дальнейшее развитие автоматизированных систем прогнозирования, включая сбор, анализ, машинную обработку.

Нельзя не отметить также важность как совершенствования, так и разработки приемов прогнозирования особых явлений, среди которых выделим прогнозы заторов, зажоров льда, селевых паводков, схода снежных лавин и др. Требуется повысить надежность прогнозов дождевых паводков, особенно в ливнеопасных регионах, долгосрочных прогнозов ледовых явлений, прогнозов распределения весеннего стока и стока за вегетационный период.

Значение гидрологических прогнозов для различных отраслей экономики

Многие отрасли экономики, деятельность которых тесно связана с использованием водных ресурсов, нуждаются в различного рода гидрологических прогнозах. Надежный прогноз позволяет оптимизировать хозяйственную деятельность с учетом потребностей производства. Обеспечение энергетики гидрологической информацией и прогнозами осуществляется в период проведения комплекса работ по строительству и во время эксплуатации гидротехнических сооружения. Строительство крупных гидротехнических узлов продолжается несколько лет. В этот период при перекрытии русла, отведении рек, защите котлованов от затопления крайне важны прогнозы ожидаемой водности рек. Во время эксплуатации гидроэлек-

тростанций (ГЭС) прогнозы используются в целях оптимизации режимов регулирования стока рек, для планирования выработки электроэнергии и принятия мер по пропуску паводка через гидроузлы.

Громадное значение имеют долгосрочные прогнозы притока воды в водохранилища крупных ГЭС. При ожидаемом большом притоке воды производится предпаводочная сработка водохранилищ с целью создания свободной емкости для приема воды и избежания холостых сбросов в период ее интенсивного поступления. В условиях ожидаемого малого притока принимаются меры по уменьшению сработки и заполнению водохранилища до возможно более высоких отметок, обеспечивая работу ГЭС при большем напоре. Прогнозы притока воды составляются для более 100 гидроэлектростанций России.

Речной транспорт нуждается в прогнозах уровней воды, резкого изменения водности, ледовой обстановки. Уровни (расходы) воды на участках, лимитирующих судоходство, определяют допустимую осадку судов, барж и, следовательно, рентабельность перевозок. На многих реках судоходство осуществляется только в период половодья. Возникает необходимость в установлении сроков наступления судоходных уровней на подъеме половодья и момента наступления предельных значений уровней на его спаде.

Краткосрочные прогнозы уровней воды в период навигации регулярно передаются в диспетчерские службы пароходств и используются при определении судоходных уровней на лимитирующих участках рек.

Огромный объем дноуглубительных работ на реках требует заблаговременного знания не только водности, но и возможных русловых деформаций. В период спада половодья проводятся подготовительные работы с целью оперативного использования дноуглубительной техники.

Для определения продолжительности периода подготовительных работ необходим прогноз минимальных уровней в меженный период. В маловодные периоды возникают трудности в работе приемных устройств водозаборов, что приводит к нарушению водоснабжения ряда городов. В связи с этим возникают потребности в прогнозах малой водности рек. Для лесосплава необходимы в основном прогнозы максимальных уровней талого и дождевого сто-

ков, которые позволяют установить отметки расположения заготавливаемого леса на прилегающей к реке местности.

При планировании сроков начала и завершения навигации, расстановки судов на зимние стоянки большое значение имеют прогнозы замерзания и вскрытия рек, озер и водохранилищ. При раннем замерзании многие суда речного флота, застигнутые в пути ледообразованием, не успевают дойти до мест зимней стоянки. Для увеличения длительности навигации возникает потребность прогноза нарастания льда в начале зимы и прогноза уменьшения прочности льда весной. На основе этих прогнозов осуществляется проводка судов с помощью речных ледоколов. Прогнозы ледовых явлений необходимы также при создании и эксплуатации ледяных дорог, переправ, выполнении работ со льда.

Большое значение для коммунального хозяйства, автомобильного и железнодорожного транспорта, горнодобывающей промышленности имеют предупреждения о затоплениях и наводнениях.

Местные органы гидрометеорологической службы своевременно составляют каталог опасных отметок (уровней) для городов, населенных пунктов, дорог, мостов, промышленных и других объектов. На основе прогноза уровней воды устанавливаются площади и объекты, которые будут подвержены затоплению. Это позволяет вовремя принять меры, сводящие к минимуму ущерб от стихийных бедствий.

Сельское хозяйство нуждается главным образом в прогнозах водности территорий орошаемого земледелия. На основе этих прогнозов планируются размеры посевных площадей, режим поливов и распределение воды между оросительными системами. В маловодные годы вводится строгий режим водопользования, изыскиваются дополнительные источники водообеспечения.

В зоне неорошаемого земледелия на основе прогнозов водности устанавливаются площади затопления, определяется объем сельскохозяйственного попуска воды из водохранилищ.

Прогнозы освобождения пойм реки от воды дают возможность установить время начала полевых работ на этих площадях.

Прогнозы загрязнения поверхностных вод еще только входят в оперативную практику. Основой для них являются прогнозы водности, по данным о которых можно судить о концентрации тех или иных веществ при постоянных или разовых промышленных сбросах в реки.

Особенно следует подчеркнуть сравнительно новую роль прогнозов в организации борьбы со снежными лавинами, которые, перекрывая горные дороги, представляют угрозу многим населенным пунктам горных областей. С получением прогноза лавиноопасности организуется искусственный сход лавин и заблаговременно сосредоточивается снегоочистительная техника.

Приведенный обзор не охватывает все области использования гидрологических прогнозов. Увеличение объемов водопотребления и водопользования, охрана природных вод вызывают необходимость расширения сферы деятельности гидропрогнозистов.

Поставлена и решается задача предвычисления последствий, к которым может привести воздействие человека на водные ресурсы.

Организация службы гидрологических прогнозов и информации

Руководство гидрометеорологическим обеспечением отраслей экономики осуществляет Федеральное агентство России по гидрометеорологии, мониторингу охране окружающей среды (Росгидромет).

Работа службы гидрологических прогнозов организована по административно-территориальному принципу. Вся территория страны разделена на отдельные районы, обслуживаемые территориальными управлениями по гидрометеорологии, мониторингу и охране окружающей среды (УГМС). В этих управлениях имеется бюро погоды, в состав которого входит отдел (сектор, группа) гидрологических прогнозов, осуществляющий выпуск оперативных гидрологических прогнозов по водным объектам данной территории.

При крупных гидротехнических стройках и в ряде областных центров создаются гидрометеорологические бюро (ГМБ). В ГМБ есть гидрологические группы, обслуживающие местные заинтересованные организации сведениями о состоянии водных объектов и получаемыми из бюро погоды прогнозами и предупреждениями об опасных явлениях на реках. Некоторые гидрометбюро сами выпускают краткосрочные прогнозы и предупреждения, необходимые заинтересованным структурам. В методическом отношении они подчинены соответствующему бюро погоды.

Гидрометеорологические обсерватории на крупных водохранилищах выполняют такие же функции, что и ГМБ.

Правительственные органы, министерства и ведомства получают информацию о текущем режиме водных объектов из Гидрометцентра России.

Краткосрочные гидрологические прогнозы составляются в основном местными оперативными органами, а долгосрочные по основным водным объектам – совместно УГМС и ГМЦ России.

В 1990 г. выпускалось 11 500 долгосрочных и свыше 100 000 краткосрочных гидрологических прогнозов.

При подготовке информации о текущем и будущем режиме водных объектов используются данные наблюдений более 3000 гидрологических постов. Кроме того, используется информация об осадках, влажности и глубине промерзания почвы, температуре воздуха и воды, запасах воды в снежном покрове и о других гидрометеорологических величинах.

Эффективность гидрологических прогнозов за последние десятилетия росла за счет совершенствования методов прогнозирования, появления новых видов прогнозов. Сюда же можно отнести и систематические корректировки долгосрочных прогнозов, позволяющие уменьшить возможный ущерб от неоправдавшихся прогнозов.

Экономический эффект от использования прогнозов наиболее полно проанализирован только для прогнозов притока воды в водохранилища. Оправдываемость прогнозов притока воды в водохранилище за месяц, квартал и половодье на крупных ГЭС за многолетний период составила 80 – 85 %. Рассматривались водохранилища на Европейской территории России, в Сибири, Средней Азии и на Кавказе. Ошибки прогнозирования в 80 % случаев были менее 20 % фактического значения притока. Ошибки климатического прогноза более чем в два раза превышали ошибки методического прогноза.

Прогнозы притока воды к гидроэлектростанциям способствуют дополнительной выработке электроэнергии и более правильному планированию ее выработки. Дополнительная выработка электроэнергии Рыбинской ГЭС за 11 маловодных лет составила 340 млн кВт · ч, что равно 4 % всей выработки электроэнергии за эти годы. Для Вилюйской ГЭС дополнительная выработка за счет прогнозов при годовой выработке электроэнергии в 2,3 млрд кВт · ч равна 7 %, или 160 млн кВт · ч.

Увеличение на 1 месяц заблаговременности прогноза весенне-летнего половодья для Мингечаурского водохранилища повышает в среднем на 25 % выработку электроэнергии.

Значительный экономический эффект от использования гидрологических прогнозов отмечается в ряде других отраслей (транспорт, водное и сельское хозяйство и т. д.). К сожалению, в настоящее время нет возможности даже приближенно оценить этот эффект. За последние годы почти полностью исключены случаи внеплановых зимовок речных судов из-за не оправдавшихся прогнозов замерзания рек. Прогнозы ледовых явлений на реках позволяют продлить навигацию на Волге и Каме, Волго-Балтийском водном пути в среднем на 10 – 15 сут. осенью и 15 – 20 сут. весной. За это время дополнительно перевозится около 4 млн т грузов.

Многолетний опыт свидетельствует об эффективности заблаговременных предупреждений о затоплениях и наводнениях городов и населенных пунктов, расположенных по берегам рек.

Глава 1
ВИДЫ И МЕТОДЫ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

1.1. Классификация гидрологических прогнозов

В настоящее время классификация гидрологических прогнозов осуществляется на основе следующих двух основных признаков.

1) По заблаговременности гидрологические прогнозы подразделяют на краткосрочные и долгосрочные. К *краткосрочным* относятся прогнозы с заблаговременностью до 10 сут., с большей заблаговременностью (обычно 1 – 2 месяца) – как правило, к *долгосрочным*. Заблаговременность краткосрочных прогнозов ледовых явлений не превышает 5 – 6 сут., так как лишь на этот период можно получить надежный прогноз некоторых метеорологических величин, необходимых для расчета теплообмена водной массы или ледяного покрова с окружающей средой. Прогнозы ледовых явлений с заблаговременностью 10 – 15 сут. называют *среднесрочными*.

2) По предсказываемым гидрологическим явлениям выделяют *прогнозы водного режима* (уровней и расходов воды, объема или слоя стока) и *прогнозы ледовых явлений* (сроки их появления, толщины и прочности ледяного покрова, очищения ото льда озер и водохранилищ).

Ряд авторов предлагает подразделять прогнозы исходя из учета площади, на которую они распространяются. Это могут быть *локальные* прогнозы для отдельных створов, пунктов, участков рек, озер и водохранилищ и *территориальные* (фоновые) прогнозы, содержащие сведения об ожидаемых явлениях на значительных по размеру площадях.

В работе [3] предлагается классифицировать прогнозы исходя из физической сущности и закономерностей формирования гидрологических явлений. Эти прогнозы основаны:

а) на учете закономерностей движения воды в русле реки;

б) на анализе процессов формирования стока на площади бассейна;

в) на исследовании процессов атмосферной циркуляции, обусловливающих потепление или похолодание на обширных территориях.

Предлагаемая классификация имеет свои достоинства и недостатки, но в то же время в какой-то степени условна, поскольку отражает уровень развития гидрологических прогнозов на сегодняшний день. Вполне очевидно, что по мере совершенствования прогнозов изменится и их классификация.

В данном учебнике авторы придерживаются принятой в настоящее время классификации, учитывающей два основных признака: характер гидрологического явления и заблаговременность прогноза.

1.2. Виды гидрологических прогнозов

К основным видам гидрологических прогнозов для водных объектов суши относятся:

1) краткосрочные прогнозы расходов и уровней воды на судоходных реках; прогнозы характерных расходов (уровней) воды (максимальных, средних, минимальных);

2) долгосрочные прогнозы следующих элементов водного режима рек:

– максимальные расходы и уровни половодья и паводков, а также опасные уровни и длительность затопления поймы,

– сток за период половодья,

– средние и минимальные месячные уровни воды на судоходных реках,

– меженный сток,

– сток горных рек в районах орошаемого земледелия за вегетационный и более короткие периоды,

– месячный, квартальный и сезонный приток воды в водохранилища;

3) прогнозы ледовых явлений на реках:

а) краткосрочные:

– сроки появления плавучего льда,

– сроки начала ледостава,

– толщина ледяного покрова,

– уменьшение толщины и прочности ледяного покрова,

– сроки вскрытия рек,

– максимальные заторные и зажорные уровни воды;

б) долгосрочные:

– появление льда,

– сроки вскрытия рек;

4) прогнозы ледовых явлений на озерах и водохранилищах:

а) краткосрочные:

– сроки начала ледообразования и ледостава,

– толщина ледяного покрова,

– уменьшения толщины и прочности ледяного покрова,

– несущей способности ледяного покрова и проходимости его для судов ледового плавания,

– сроков разрушения ледяного покрова и очищения ото льда;

б) долгосрочные:

– сроков замерзания,

– сроков весеннего разрушения льда и очищения от него.

1.3. Закономерности гидрологических процессов и методы прогнозирования

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 сложность предвидения будущего состояния водного объекта.

Особенностью режима большинства рек России является наличие хорошо выраженного внутригодового цикла изменения стока, связанного с разнообразием климатических условий данного физико-географического района. Периоды высоких вод, вызванные таянием снега или поступлением дождевых вод, сменяются маловодьем, в течение которого реки переходят в основном на питание подземными водами. Существенное влияние на характер водного режима даже в маловодные периоды (межени) может оказывать изменчивость погодных условий.

Речной сток представляет собой сложный природный процесс, обусловленный влиянием комплекса физико-географических факторов и хозяйственной деятельности человека.

Основными факторами стока, определяющими его развитие, являются *климатические факторы*, иногда называемые *переменными гидрометеорологическими факторами*. К ним относятся осадки, снегозапасы, испарение, интенсивность снеготаяния и водо-

отдачи. К переменным факторам относятся также водопоглотительная и регулирующая способности бассейна. Последние зависят от климатических факторов. На общем фоне воздействия климата на формирование стока и его объем оказывают влияние *постоянные* и *относительно постоянные факторы*. Иногда их называют *факторами подстилающей поверхности*. К ним следует отнести размеры и форму речного бассейна, его рельеф, геологию, почвы, растительный покров, степень озерности и заболоченности. Влияние этих факторов тем заметнее, чем меньше размеры речного бассейна и чем короче период, за который рассматривается это влияние. Ряд факторов можно считать относительно постоянными, так как вырубка леса, осушение болот, распашка земель могут существенно сказаться на водопоглотительной способности речного бассейна.

Климат воздействует на сток не только непосредственно, но и через постоянные физико-географические факторы: почву, растительность, рельеф. Все эти факторы находятся в постоянном взаимодействии, одни из них способствуют стеканию, другие замедляют сток и даже исключают возможность его образования. Применяемые в гидрологии методы прогнозирования в той или иной степени отражают закономерности исследуемых гидрологических процессов и представляют по существу способы решения проблемы предсказания гидрологического явления.

В основе метода прогнозирования любого гидрологического явления лежит физический анализ процессов, обусловливающих данное явление. Метод прогнозирования указывает на целесообразность того или иного общего подхода к решению задачи. Так, метод водного баланса основан на исследовании взаимосвязи между стоком и основными факторами, его определяющими, и широко применяется при прогнозах сезонного стока. Некоторые ледовые прогнозы используют метод теплового баланса, который учитывает теплообмен водной массы или ледяного покрова с окружающей средой.

На базе метода прогнозирования разрабатываются те или иные практические приемы (методика) прогнозирования для конкретных водных объектов или территории, включающей несколько речных бассейнов, обладающих достаточной общностью. При этом используется как математический аппарат, так и графические построения.

Обязательным элементом разработки методики прогнозирования является оценка ее практической применимости и эффективности.

Исходя из физической сущности гидрологических явлений, методы прогнозов могут быть следующими.

– *Методы, основанные на исследовании закономерностей движения речного потока.* Их физической основой является теория движения паводочной волны, уравнения водного баланса участка реки или всей речной системы, закономерности истощения запасов воды в речной сети.

Среди этой группы хорошо известны методы прогноза на основе учета добегания воды от верхних створов до заданного нижнего. Расчетные соотношения при этом устанавливаются при различных упрощениях уравнения неразрывности и динамического уравнения.

К этой группе относятся и методы прогноза речного стока по данным о запасах воды в речной сети и прогноза гарантированных уровней (расходов) воды на основе учета закономерностей истощения запасов воды в бассейне.

Заблаговременность прогнозов этой группы – от нескольких часов для небольших горных рек до нескольких месяцев для крупных рек.

– *Методы, основанные на исследовании закономерностей формирования стока не только в русловой сети, но и на площади водосбора.* Их физической основой является учет теплофизических процессов в зоне аэрации и на поверхности почвы. Из-за чрезвычайной сложности процессов, происходящих на площади водосбора, используются как математические модели формирования половодья и паводков, так и эмпирические зависимости, описывающие отдельные составляющие баланса. Исходными данными являются материалы метеорологических и гидрологических наблюдений. Применение этих методов дает максимальную заблаговременность при использовании количественного прогноза соответствующих метеорологических величин.

– *Методы, основанные на расчете главных составляющих водного баланса за определенный период.* Теоретической основой этих методов является уравнение водного баланса. Используются для локальных и территориальных долгосрочных прогнозов весеннего стока равнинных рек и весенне-летнего стока горных рек. Точность прогнозов высокая для рек, на которых половодье формируется в основном талыми водами при незначительном участии жидких осадков. Сложнее прогнозировать весенне-летний сток горных рек из-за крайней ограниченности исходных данных.

– *Методы краткосрочного прогноза ледовых явлений, основанные на расчете теплообмена водной массы или ледяного покрова с окружающей средой.* Метеорологические условия на период от выпуска прогноза до его осуществления оцениваются по прогнозу погоды. При прогнозах уменьшения прочности ледяного покрова и вскрытия рек учитываются нарушения межкристаллических связей в толще льда вследствие образования жидкой фазы за счет проникающей в лед солнечной радиации.

– *Методы долгосрочных прогнозов, основанные на исследовании атмосферных процессов.* Эти методы применяются при составлении долгосрочных прогнозов ледовых явлений. Устанавливаются также связи между характеристиками метеорологических полей северного полушария и сроками наступления ледовых явлений.

1.4. Принципы статистической оценки эффективности методики и оправдываемости гидрологических прогнозов

Оценка эффективности методики прогнозирования позволяет установить возможность ее практического применения. При оценке эффективности методики и оправдываемости прогнозов требуется выполнение двух условий:

1) должна быть соблюдена объективность системы оценки прогнозов;

2) необходимо иметь возможность проводить сравнительную оценку.

Выполнение первого условия способствует совершенствованию методик прогнозирования, а второе условие позволяет выявить среди большого числа методик наиболее эффективные.

При оценке прогнозов предполагается, что ошибки каждого прогноза случайны, а их распределение подчиняется уравнению нормального распределения. Распределение погрешностей прогнозов имеет асимметричный характер. Всегда есть определенный предел их минимальных значений. Опытные данные показывают, что в пределах обеспеченности от 10 до 90 % распределение ошибок близко к нормальному. Это и позволяет при оценке эффективности методики и оправдываемости гидрологических прогнозов использовать уравнение нормального распределения:

$$p(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{\Delta^2}{2\sigma^2}}, \qquad (1.1)$$

где $p(x)$ – вероятность данного отклонения случайной переменной x от ее нормы $\bar{x}$; Δ – заданное значение этого отклонения; σ – среднее квадратическое отклонение величины x.

О вероятности того, что переменная заключена в диапазоне $(\bar{x} \pm t_p\sigma)$, можно судить по представленным в табличном виде результатам интегрирования уравнения (1.1). В таблице приводятся значения вероятности $p(x \pm t_p\sigma)$, отвечающие разным значениям $t_p = \frac{\Delta}{\sigma}$, где t_p – отклонения от нормы в долях среднего квадратического. Зная вероятность доверительного интервала, можно перейти к обеспеченности крайних в данном интервале значений ожидаемой переменной по выражению:

$$p[x \geq (\bar{x} + t_p\sigma)] = \frac{1 - p(\bar{x} \pm t_p\sigma)}{2} \qquad (1.2)$$

для верхнего предела,

$$p[x \geq (\bar{x} - t_p\sigma)] = \frac{1 + p(\bar{x} \pm t_p\sigma)}{2} \qquad (1.3)$$

для нижнего предела.

По этим выражениям можно установить обеспеченность различных значений предсказываемой переменной.

В пределах $\pm 0{,}674\sigma$ заключена половина площади нормированной кривой нормального распределения. Отклонение от нормы, равное $\pm 0{,}674\sigma$, называют *вероятным отклонением*, которое принимается за допустимую погрешность прогнозов $\delta_{доп}$. В краткосрочных прогнозах расходов и уровней воды в случае, если предшествующая водность в какой-то степени может определять прогнозируемую характеристику, величина $\delta_{доп}$ вычисляется по формуле:

$$\delta_{доп} = \pm 0{,}674\sigma_\Delta, \qquad (1.4)$$

где σ_Δ – среднее квадратическое отклонение изменения прогнозируемой величины за период заблаговременности прогноза от среднего значения этого изменения:

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(\Delta_i - \overline{\Delta}\right)^2}{n-1}}, \qquad (1.5)$$

где Δ_i – изменение прогнозируемой величины за период заблаговременности прогноза; Δ – среднее значение этих изменений; n – число изменений.

В долгосрочных прогнозах за допустимую погрешность принимается вероятное отклонение

$$\delta_{\text{доп}} = \pm 0{,}674\sigma, \qquad (1.6)$$

здесь σ – среднее квадратическое отклонение прогнозируемого значения элемента от среднего:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(y_i - \overline{y}\right)^2}{n-1}}, \qquad (1.7)$$

где y_i – значение прогнозируемой величины; y – ее среднее значение; n – число членов ряда.

При вычислении допустимой погрешности прогнозов в зависимости от даты выпуска прогноза используют формулы (1.4) или (1.6). Если прогноз выпускается до начала половодья, паводка, вегетационного периода, допустимую погрешность за указанные периоды определяют по формуле (1.6). Если же прогноз составляется после начала периода, то используют формулу (1.4).

Допустимая погрешность прогноза максимальных расходов дождевых паводков, минимальных уровней воды периода навигации, зимней межени, осеннего ледообразования определяется по формуле (1.4). По формуле (1.6) вычисляется допустимая погрешность прогноза характерных уровней весенних ледовых явлений, составляемого до начала весенней прибыли воды, по формуле (1.4) – во время развития половодья.

За допустимую погрешность прогноза средних, минимальных и максимальных уровней (расходов) воды на календарные периоды принимается меньшее из значений – $0{,}674\sigma$ или $0{,}674\sigma_{\Delta}$. Изменение

уровней (расходов) воды определяется как разность между начальным средним уровнем (расходом) воды и характерным уровнем (расходом) воды периода, на который дается прогноз. Начальный расход определяется в зависимости от даты выпуска прогноза. Если прогноз составляется в первый день расчетного календарного периода, то за начальный расход принимается средний расход за предшествующую декаду. В случае, когда прогноз составляется в середине или конце какой-либо из предшествующих декад, за начальный расход принимается средний расход за ту же декаду. Например, прогноз среднего (максимального или минимального) расхода на первую декаду августа или на август составляется 16 июля. Тогда за начальный расход принимается средний расход за вторую декаду июля. Если же прогноз составляется в начале какой-либо из декад, то за начальный расход принимается средний расход за предшествующую декаду.

Заблаговременность краткосрочных прогнозов времени наступления гидрологических явлений (водных и ледовых) определяется периодом от даты выпуска прогноза до указанной в прогнозе даты.

Заблаговременность долгосрочных прогнозов водного и ледового режимов определяется по разности между датами выпуска прогноза и окончания или наступления прогнозируемого явления. Например, прогноз объема половодья составлен 15 марта; окончание половодья 20 июня. Заблаговременность прогноза равна 95 сут.

Средняя заблаговременность прогнозов, составляемых по конкретной методике, равна средней заблаговременности всех проверочных прогнозов.

Допустимая погрешность долгосрочных прогнозов времени наступления ледовых явлений в пункте определяется следующим образом:

1) если прогноз составляется раньше даты наступления прогнозируемого явления, то допустимая погрешность определяется по выражению (1.6); при этом используется среднее квадратическое отклонение дат наступления явления от среднего многолетнего;

2) если прогноз выпускается позже самой ранней даты наступления предсказываемого явления, то допустимая погрешность принимается равной вероятному отклонению от нормы с учетом сокращенной амплитуды A_c, которая определяется по разности между самой поздней датой наступления прогнозируемого явления и датой выпуска прогноза.

Таким образом, допустимая погрешность

$$\delta_{доп} = f\left(\sigma; \frac{A_с}{A_м}\right),$$

где σ – среднее квадратическое отклонение от нормы, а $\frac{A_с}{A_м}$ – отношение сокращенной амплитуды к многолетней. Допустимая погрешность берется из табл. 2 Наставления [39].

Прогнозы времени наступления ледовых явлений выпускаются для пункта и участка реки, озера или водохранилища. В последнем случае прогнозируется отдельно дата начала явления и дата его распространения на весь участок. Например, если вскрытие реки на участке ожидается 11 – 14 апреля, то это означает, что вскрытие начнется 11 апреля, а весь участок реки вскроется 14 апреля.

Допустимые погрешности краткосрочных прогнозов дат наступления явлений назначаются в зависимости от заблаговременности прогнозов.

Заблаговременность, сут.	1-3	4–5	6-9	10–13	14-15
Допустимая погрешность, сут.	1	2	3	4	5

При заблаговременности более 10 сут. допустимые погрешности не должны превышать допустимых погрешностей для долгосрочных прогнозов, выпускаемых на эту же дату.

В краткосрочных прогнозах толщины ледяного покрова даются сведения об ее изменении за период заблаговременности прогноза. Допустимые погрешности прогноза толщины льда определяются в зависимости от фактического изменения ее значения за период от даты выпуска прогноза до даты, на которую составляется прогноз.

Фактическое изменение толщины льда, см	10	11-15	16-20	21-25	26-30	>30
Допустимая погрешность, см	±3	±4	±5	±6	±8	±10

Прогноз считается оправдавшимся, если абсолютная величина его погрешности меньше или равна допустимой.

Постоянное значение допустимой погрешности приводит к тому, что оправдавшиеся прогнозы имеют разную точность. При ма-

лых значениях предсказываемого стока (расхода, объема и т.п.) допустимая погрешность может даже превышать это значение.

Мерой точности методики прогнозирования является средняя квадратическая погрешность проверочных прогнозов, вычисляемая по формуле

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(y_i - y_i'\right)^2}{n-m}}, \qquad (1.8)$$

где y_i и y_i' – соответственно фактическое и предсказанное значения; n – число членов ряда; m – число степеней свободы, равное числу постоянных в прогностическом уравнении.

Исходя из того, что распределение погрешностей прогнозов и распределение отклонений гидрологических величин от нормы близки к нормальному, за критерий применимости и качества методики принято отношение S/σ_Δ и S/σ. Эти отношения являются показателями эффективности и точности прогнозирования, ибо показывают выигрыш в распределении погрешностей, который дает метод прогнозирования по сравнению с распределением погрешностей при принятии ожидаемой величины по ее норме или норме изменения за период заблаговременности прогноза.

Методика прогнозирования считается приемлемой, если обеспеченность допустимой погрешности проверочных прогнозов не менее чем на 10 % превышает обеспеченность вероятного отклонения от нормы. Учитывая, что погрешности определения S и σ зависят также и от числа членов ряда n, установлены следующие условия применимости методик прогнозирования:

при $n \le 15$ $\quad S/\sigma \le 0{,}70$,
при $15 < n < 25$ $\quad S/\sigma \le 0{,}75$,
при $n \ge 25$ $\quad S/\sigma \le 0{,}80$.

Точность связи между предсказываемым явлением и его факторами характеризует также корреляционное отношение:

$$\rho = \sqrt{1-(S/\sigma)^2}. \qquad (1.9)$$

Для линейных зависимостей корреляционное отношение численно совпадает с коэффициентом корреляции $r = \rho$. Уменьшение соотношения S / σ или возрастание значения ρ свидетельствует о повышении точности прогнозирования.

Качество методики устанавливается по величине S / σ или ρ (табл. 1.1).

Таблица 1.1

Показатели качества методики при $n \geq 25$

Категория качества методики	S / σ	ρ	Обеспеченность допустимой погрешности прогнозов, %
Хорошая	$\leq 0{,}50$	$\geq 0{,}87$	≥ 82
Удовлетворительная	0,51 – 0,80	0,86 – 0,60	81 - 60

Примечание. При числе членов ряда $n \leq 15$ табличные значения S/σ уменьшаются на 0,1, а при $15 < n < 25$ на 0,05.

Оценка применимости и качеств методик прогнозов времени наступления гидрологических явлений производится в зависимости от даты выпуска прогноза:

а) при выпуске прогнозов раньше самой ранней даты наступления явления – по отношению S / σ;

б) при выпуске прогнозов на дату в пределах многолетней амплитуды наступления явления – по соотношению S / σ_c, где σ_c – среднее квадратическое отклонение в пределах сокращенной амплитуды (от даты составления прогноза до самой поздней даты явления);

в) методики, не имеющие фиксированной даты составления прогноза, оцениваются по средней квадратической погрешности проверочных прогнозов в зависимости от допустимой погрешности данного метода (табл. 1.2).

Таблица 1.2

Показатели качества методики прогноза дат

Оценка методики	Допустимая погрешность, сут.						
	1	2	3	4	5	6	7
Хорошая при $S \leq$	0,7	1,5	2,2	3,0	3,7	4,5	5,2
Удовлетворительная при $S <$	1,2	2,4	3,6	4,8	5,9	7,1	8,2

Оценка методик краткосрочных гидрологических прогнозов, использующих прогнозы элементов погоды (температура воздуха, скорость ветра и др.), производится по фактическим значениям метеорологических величин. Методика считается приемлемой для выпуска прогнозов, если погрешность проверочных прогнозов в 85 % случаев из их общего числа не превышает допустимую. Допустимая погрешность назначается исходя из средней заблаговременности прогнозов времени наступления осенних (4 сут.) и весенних (6 сут.) явлений.

Оценка точности может не совпадать с оценкой тесноты связи через коэффициент корреляции. Например, связь между соответственными уровнями двух постов реки может характеризоваться высоким коэффициентом корреляции, а отношение S/σ_Δ близко к единице. В этом случае методика не дает выигрыша по сравнению с прогнозом по среднему изменению уровня на нижнем посту за период заблаговременности прогноза.

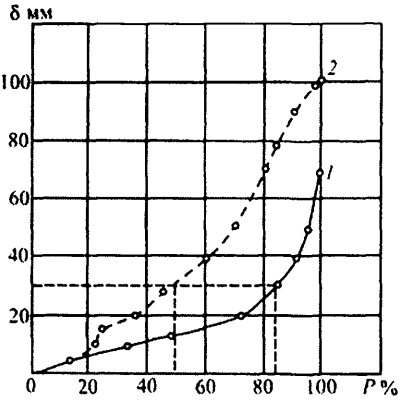


Рис. 1.1. Кривые обеспеченности погрешностей прогнозов (*1*) и отклонений от нормы (*2*).

Высокое значение коэффициента корреляции может иметь место при наличии систематических ошибок в сторону завышения или занижения.

Анализ ошибок прогнозирования может быть проведен путем построения кривых обеспеченности погрешностей прогнозов и отклонений предсказываемой величины от нормы. На основе сопоставления этих кривых можно установить преимущество, которое дают прогнозы по методике в сравнении с прогнозом по норме.

На рис. 1.1 представлены кривые обеспеченности погрешностей прогнозов (*1*) и отклонений от нормы (*2*). При допустимой погрешности в 32 мм обеспеченность прогноза по методу равна 86 %, а при использовании нормы – 50 %.

1.5. Формы выпуска прогнозов

Гидрологические явления, как уже отмечалось выше, являются результатом взаимодействия многих геофизических процессов, происходящих на территории речных водосборов. Отметим некоторые из них: поступление воды, ее задержание на поверхности бассейна, инфильтрация в почву, испарение, стекание по склонам к русловой сети. Эти процессы происходят в разнообразных физико-географических условиях (ландшафт, почвы, геология и гидрогеология, растительность, хозяйственная деятельность человека). Точный учет всех факторов, влияющих на условия формирования режима водных объектов, естественно, невозможен. Следует учесть то, что законы взаимодействия ряда процессов, характер их изменения во времени не изучены или изучены недостаточно. Формирование гидрологических процессов является многоступенчатым, ибо непосредственные причины любого явления, в свою очередь, имеют свои причины. В этих условиях при разработке методов гидрологических прогнозов приходится весьма существенно, подчас грубо, схематизировать реальные процессы. Это приводит к тому, что методы и методики прогнозирования не всегда дают возможность выпускать точные прогнозы. Возникает необходимость установления вероятности возможных отклонений от прогнозируемой величины.

Необходимо отметить, что факторы, определяющие, например, речной сток, можно разделить на две группы. К первой группе относятся те, которые к моменту выпуска прогноза уже известны и могут быть каким-то образом измерены или косвенно оценены. Вторая группа включает, как правило, неизвестные метеорологические факторы, действующие в период заблаговременности прогноза. На данном уровне развития метеорологии эти факторы не могут быть предвычислены с большой заблаговременностью к моменту выпуска прогноза.

Возможность гидрологических прогнозов зависит от определяющего влияния факторов первой или второй группы на прогнозируемое явление. Если определяющими факторами являются уже известные к началу выпуска прогноза, то прогноз вполне может быть осуществлен. При значительном влиянии на прогнозируемое явление будущих условий погоды (факторы второй группы) прогноз невозможен.

Отношение потребителей к гидрологическим прогнозам неодинаково. Если эта информация крайне необходима и использование ее оказывает существенное влияние на производственную деятельность, требуются более детальные сведения о будущем состоянии водного объекта. В случае же если эти данные принимаются лишь «к сведению», достаточно общей характеристики ожидаемого явления. Ранее уже отмечались причины, в силу которых прогноз не может быть абсолютно точным. К этому следует добавить, что даже оценка осуществившегося явления производится с определенной погрешностью. Эта ошибка связана с погрешностью измерения, вычисления, схематизацией явления.

Прогноз целесообразно выпускать в такой форме, которая бы не противоречила вероятностной сущности предвычисления и позволяла потребителям получать максимум необходимой информации об ожидаемом режиме водного объекта.

Основной формой выражения прогноза является ожидаемая величина y' (математическое ожидание) с указанием вероятной погрешности δ_y. При определении вероятной погрешности прогноза рекомендуется [39] предварительно исследовать зависимость ошибки прогнозирования δ от предсказываемой величины, используя график связи $|\delta| = f(y')$. Если погрешности прогноза случайны и не зависят от y', то их вероятность определяется [39] исходя из нормального закона распределения по выражению:

$$\delta_p = t_p s_{y\ y'}, \tag{1.10}$$

где δ_p – погрешность, обеспеченная на p %; t_p – нормированное отклонение заданной обеспеченности; $s_{y\ y'}$ – средняя квадратическая погрешность данного прогноза, определяемая по формуле

$$s_{y\ y'} = f\left(\frac{\Delta}{\sigma_x}; n\right)s, \tag{1.11}$$

здесь Δ – отклонение от нормы основного аргумента (независимой переменной), по которому выпускается данный прогноз ($\Delta x = x - x$); σ_x – среднее квадратическое отклонение аргумента (мера изменчивости величины x); s – средняя квадратическая погрешность всей совокупности проверочных прогнозов; n – число членов ряда, входящих в зависимость.

Функция $f(\frac{\Delta}{\sigma_x}, n)$ определяется по табл. 8 Наставления [39].

Вероятная погрешность прогнозирования вычисляется по формуле

$$\delta_{y_i} = 0{,}674 s_{y\ y'}. \qquad (1.12)$$

Крайние значения предсказываемой величины в этом случае будут равны

$$y_{p_1 \cdot p_2} = y' \pm \delta_{y_i} = y' \pm 0{,}674 s_{y\ y'}, \qquad (1.13)$$

где y' – среднее значение ожидаемой величины; δ_{y_i} – вероятная погрешность.

Вероятность нахождения ожидаемой величины $y_{p_1\ p_2}$ в интервале $y' \pm \delta_{y_i}$ составляет 50 %.

Квалифицированный потребитель информации об ожидаемом состоянии водного объекта не только использует данные о величине y', но и учитывает возможные отклонения в интервале $y' \pm \delta_{y_i}$. Например, весенний сток реки *N* ожидается равным 50 мм при вероятной погрешности ±10 мм.

Дополнительно к представленной по этой форме прогностической информации приводятся многолетние характеристики: норма, максимум и минимум.

Предпосылка о нормальном распределении погрешностей прогнозирования приближенная. Известно, что гидрологические характеристики чаще всего имеют асимметричное распределение, хотя в пределах обеспеченностей 10 – 90 % их распределение близко к нормальному. Вот почему надежность определения обеспеченности очень малых и очень больших значений предсказываемой величины (в условиях нормального закона) заметно снижается.

Наиболее полно вероятностной сущности гидрологических явлений отвечает следующая форма выпуска прогнозов. Ожидаемая гидрологическая величина представляется в виде условной кривой обеспеченности или в табличном виде с указанием обеспеченности различных значений предсказываемой величины. Расчет ординат условной кривой обеспеченности производится по формуле

$$y_{p_i} = y'_i + \Delta y'_i = y'_i + t_p s_{y\ y'}, \qquad (1.14)$$

здесь p_i – условная обеспеченность, т.е. вероятность превышения заданных значений ожидаемой величины не в многолетнем разрезе, а в условиях i-го прогноза заданной обеспеченности.

Результаты расчетов по формуле (1.14) приведены в табл. 1.3 на примере прогноза расхода воды на май 1960 г. на р. Хопре [8].

Таблица 1.3

Прогноз расходов воды (м^3/с) заданной обеспеченности при $Q' = 275$, $s_{Q\cdot Q'} = 35{,}6$ для р. Хопра. Май 1960 г.

Характеристика	Обеспеченность, %						
$Q_p = Q' + t_p s_{Q\ Q'}$	5	10	25	50	75	90	95
t_p	1,64	1,28	0,674	0	–0,674	1,28	- 1,64
$275 + t_p \cdot 35{,}6$	333	321	299	275	251	229	217

В практике гидрологического прогнозирования могут встретиться случаи, когда погрешности прогноза в той или иной степени связаны с предсказываемой величиной $\delta_| = f(y')$. Эти зависимости, как правило, не достаточно тесные, но наличие их не позволяет считать ошибки прогноза случайными. Один из приближенных способов определения вероятной погрешности прогноза для этого случая рассматривается в работе [8]. Суть его заключается в следующем. Ряд абсолютных погрешностей проверочных прогнозов $\delta_1, \delta_2, ..., \delta_n$ заменяется рядом

$$\gamma_1 = \delta_1 / \delta_1', \ \gamma_2 = \delta_2 / \delta_2', \ \gamma_n = \delta_n / \ \delta_n', \qquad (1.15)$$

где $\delta_i = y - y'$ – погрешность прогноза; δ_i' – погрешность, снятая с графика связи $\delta_| = f(y')$.

Полученные относительные значения погрешностей сопоставляются с предсказываемой величиной путем построения графика связи $\gamma = f(y')$. При отсутствии связи погрешности рассматриваются как случайные. Для нового ряда случайных величин определяются: норма γ, среднее квадратическое отклонение σ_γ и его приведенное (многолетнее значение) $\bar{\sigma}_\gamma = \sigma_\gamma \sqrt{n/n-1}$.

Погрешность прогноза заданной обеспеченности вычисляется по формуле

$$\delta_p = t_p \delta' \sigma_y,$$

а соответствующая ожидаемая величина – по формуле

$$y_p = y' + t_p \delta' \sigma_y,$$

где y' – среднее значение ожидаемой величины; t_p – нормированное отклонение; δ' – погрешность, снятая с графика связи $|\delta| = f(y')$.

По полученным табличным данным можно построить условную кривую обеспеченности и определить вероятность реализации ожидаемой величины в любом заданном интервале:

$$p[(y_1 < y < y_2)/ y_i'] = p[(y > y_1)/ y_i' - p(y > y_2)/ y_i'] \qquad (1.16)$$

В случае если используемая для прогноза зависимость установлена без учета отдельных, резко отклоняющихся точек и распределение ошибок имеет большую асимметрию, строится кривая обеспеченности погрешностей прогноза. Для этого все погрешности располагаются в убывающем порядке – от наибольшей положительной к наибольшей отрицательной. Затем вычисляются эмпирические вероятности превышения каждого m-го значения погрешностей по формуле

$$p_m = \frac{m - 0{,}3}{n + 0{,}4} 100\%, \qquad (1.17)$$

где m – порядковый номер погрешности в убывающем ряду; n – общее число членов ряда.

После этого на логарифмической сетке для случая асимметричного распределения ошибок строится кривая обеспеченности погрешностей прогнозов. Ординаты условной кривой обеспеченности определяются по формуле (1.14).

Потребителя гидрологической информации часто интересует не наиболее вероятное значение ожидаемой величины, снятое с прогностического графика или полученное по уравнению, а ее предельное значение y'_{min} или y'_{max}. В частности, при установлении степени затопления территории необходима информация о наивысшей отметке максимального подъема уровня воды. Подобные прогнозы не нашли широкого применения в связи с их недостаточной теоретической обоснованностью и неясностью способа их оценки.

Рассмотренные формы выпуска прогнозов применяются в основном в долгосрочных прогнозах.

В краткосрочных гидрологических прогнозах чаще всего прогнозируется значение величины $y'_{D,i}$, которое должно осуществляться в определенный момент времени. Например, «уровень воды в реке А в створе С на пятое июня ожидается равным 242 см». Иногда приводится вероятная погрешность прогноза $\delta_{yD,i}$.

Обычно прогнозы экстремальных фаз гидрологического режима выпускаются без указания сроков осуществления. Предсказываются лишь ожидаемые значения и вероятная погрешность.

В прогнозе может указываться не ожидаемое значение гидрологической величины, а интервал, вероятность попадания в который приближенно равна 50 %. И в этом случае предполагается, что погрешности предвычисления распределяются по нормальному закону, т.е.

$$p\left(y'_i \pm 0{,}674 s_{y-y'}\right) = p\left(y'_i \pm \delta_{y_i}\right) \approx 50\%.$$

Эта форма широко используется также при выпуске долгосрочных прогнозов.

В отдельных случаях потребителям гидрологической информации сообщается ожидаемое значение (y'_i), время его осуществления (D'_{y_i}), вероятные погрешности величины y и даты $D(\delta_{y_i}, \delta_{D_{y_i}})$.

Прогнозирование времени наступления ледовых явлений осуществляется в пределах дат наступления одной и той же фазы на границах участка. Длина участка такова, что разница в датах не должна превышать 3-х сут. В качестве примера приведем следующий прогноз: «Ледоход на участке реки А от пункта Б до пункта В начнется 20 – 23 марта ...».

По запросу потребителя сообщается дата, до которой ледохода ожидать не следует.

Другим видом гидрологической прогностической информации являются консультации. Консультация об ожидаемых гидрологических явлениях – это предсказание, выраженное в качественном виде. Часто для консультации используются методики, не соответствующие критериям эффективности прогностических методов (см. табл. 1.3). В консультациях выделяют три градации будущего состояния гидрологической величины: меньше (ниже, раньше) нормы $y' < 0{,}80\bar{y}$, около нормы $0{,}80\bar{y} \le y' \le 1{,}20\bar{y}$ и выше (больше, позднее) нормы $y' > 1{,}20\bar{y}$.

Глава 2
ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ

2.1. Назначение и содержание гидрологической информации

Источником сведений о состоянии поверхностных вод суши (рек, озер, водохранилищ) являются наблюдения, выполняемые на сети специальных гидрологических постов, число которых составляет несколько тысяч. Большинство наблюдательных пунктов опорной гидрологической сети находится в ведении Федерального агентства России по гидрометеорологии, мониторингу и охране окружающей среды. На этих пунктах производятся наблюдения за разнообразными элементами гидрологического режима водных объектов (уровень, расход воды, температура воды, ледовые и др.).

Гидрологический режим водных объектов суши чрезвычайно изменчив, что связано с изменчивостью погодных условий на территории речных и озерных бассейнов.

Огромный материал, собранный на сети гидрологических наблюдательных пунктов, используется при режимных обобщениях по водным объектам и для пополнения сведений свода данных Государственного водного кадастра (ГВК). Итогом работы по изучению режима водных объектов явилось создание ряда справочников, включающих «Сведения об уровнях воды», «Справочник по водным ресурсам» отдельных регионов, «Материалы по режиму рек СССР». Эти справочники обобщили материалы наблюдений за период с 1881 по 1935 г. Позднее гидрологическая информация публиковалась в трудах и справочниках ГВК, таких, как «Гидрологический ежегодник», «Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши», «Основные гидрологические характеристики».

Данные наблюдений за состоянием поверхностных вод суши необходимы для многих потребителей в целях наилучшего использования водных ресурсов в производственных условиях при сложившейся гидрологической обстановке. Эти данные используются при решении вопросов, связанных с началом (окончанием) навигации, осуществлением судоходства, работой ледовых переправ, планированием забора воды в оросительные системы и т. д.

Сведения о состоянии поверхностных вод суши составляют основу исходной гидрологической информации, необходимой для со-

ставления, выпуска краткосрочных и долгосрочных прогнозов водного и ледового режимов. Основными потребителями гидрологических прогнозов и информации являются гидроэнергетика, водное хозяйство, водный транспорт, ирригация и водоснабжение, сельское хозяйство. Комплексное использование водных ресурсов преследует цель наиболее целесообразно и с наименьшими затратами решать задачи целого ряда потребителей. Выполнение этих задач усложняется наличием противоречивости их интересов. Так, для работы гидроэнергетики холостые сбросы приводят к потере в выработке электроэнергии, в то время как они необходимы для водного транспорта, рыбного хозяйства и в санитарных целях (способствуют удалению естественных и антропогенных отходов).

Нельзя не отметить роль гидрологической информации для заблаговременного предупреждения о возникновении стихийных гидрологических явлений и оповещении об экстремально высоком загрязнении поверхностных вод суши. На основе этих данных принимаются меры по спасению людей, материальных ценностей, выполняются мероприятия по снижению ущерба от стихийных явлений.

В понятие «*гидрологическая информация*» входит сбор, обработка и передача данных о состоянии водных объектов заинтересованным организациям.

2.2. Информационная сеть станций и постов, состав наблюдений, передача информации

Сведения о текущем состоянии водных объектов поступают с части действующих станций и постов опорной гидрологической сети. Эти станции и посты называются *информационными*. При организации информационной сети исходят из необходимости всестороннего изучения режима водных объектов, потребностей народнохозяйственных организаций, службы гидрологических прогнозов и наличия средств связи.

Гидрологическая информация по содержанию и порядку се передачи в оперативно-производственные организации (ОПО) Росгидромета подразделяется на регулярную, эпизодическую и экстренную. К регулярной информации относятся следующие сведения: уровень воды и характеристика его изменения, температура воды и воздуха, характеристика ледовых явлений или состояния реки, толщина льда, высота снега на льду, количество осадков и др. Часть

этих данных относится к ежедневным, стандартным, односрочным наблюдениям на гидрологическом посту (станции) за текущие сутки. Состав передаваемых сведений, сроки и адреса их передачи осуществляются по заранее утвержденному плану органов ОПО Росгидромета. Телеграммы с регулярной гидрологической информацией составляют в кодированном виде.

Регулярная информация включается в гидрологические бюллетени территориальных гидрометеорологических центров. Разработана полная и сокращенная формы гидрологического бюллетеня. Полная форма выпускается в наиболее важные сезоны года. На равнинных реках – это весна и осень. Основу бюллетеня составляет карта речной сети обслуживаемого района. На карте у каждого гидрологического поста (станции) указывается уровень, расход и температура воды, а также толщина льда, тип ледовых явлений и другие характеристики режима. Дается краткий обзор гидрологического режима рек, озер и водохранилищ.

Перечень материалов, помещаемых в бюллетенях, и их макеты приводятся в «Руководстве по оперативному гидрометеорологическому обслуживанию народнохозяйственных организаций» (1962 г.).

К *эпизодической информации* относятся сведения об уровнях воды, волнении на озерах и водохранилищах, интенсивном дрейфе льда в направлении гидротехнических сооружений и др.

Состав эпизодической информации зависит от складывающейся гидрологической обстановки и запросов потребителей. Сбор и распространение эпизодической информации станции и посты начинают по распоряжению руководства ОПО Росгидромета. Для этих станций (постов) в планах информации указывается перечень явлений, адреса, порядок подачи телеграмм, критерии перехода на работу в режиме информационного поста. Телеграммы составляются открытым текстом с индексом срочности «шторм», адресом организации, куда она подается. В тексте приводятся сведения о времени начала, окончания опасного явления, его интенсивности. Более детально с вопросами содержания, порядком составления и передачи сведений об опасных явлениях можно ознакомится в «Инструкции гидрометеорологическим станциям (АМСГ, постам) по информации об опасных явлениях» (1984 г.).

К *экстренной информации* о стихийных гидрологических явлениях (СГЯ) относятся:

– уровни воды (при половодьях, дождевых паводках, заторах), превышающие особо опасные (высокие) уровни воды для конкретных населенных пунктов и хозяйственных объектов. Уровни воды определяются территориальными управлениями по гидрометеорологии, мониторингу и охране окружающей среды (УГМС):

– уровни воды ниже проектных отметок водозаборных сооружений и навигационных уровней на судоходных реках в течение 10 дней и более;

– раннее образование ледостава и появление льда на судоходных реках, озерах и водохранилищах (повторяемостью не чаще, чем один раз в 10 лет);

– сели, угрожающие населенным пунктам, санаторно-курортным комплексам, железным и автомобильным дорогам, ЛЭП и другим объектам;

– сход снежных лавин, угрожающий населенным пунктам, санаторно-курортным комплексам, железным и автомобильным дорогам, ЛЭП и другим сооружениям.

Прогнозы возникновения стихийных гидрологических явлений (СГЯ) составляются прогностическими органами Росгидромета на основании информации от станций и постов, в том числе ведомственных, а также материалов космических съемок.

Территориальные управления уточняют перечень и критерии СГЯ с учетом местных физико-географических условий.

Экстремально высокое загрязнение (ЭВЗ) поверхностных вод суши обусловлено аварийными и залповыми выбросами (сбросами) загрязняющих веществ. Сетевые подразделения Росгидромета при установлении факта или при получении информации о ЭВЗ, аварийном выбросе (сбросе) загрязняющих веществ передают эти сведения немедленно в заранее установленные органы, в том числе телеграфно с отметкой «шторм».

Оперативно-производственные организации Росгидромета устанавливают схему доведения предупреждений о стихийных гидрологических явлениях и информации об экстремально высоком загрязнении поверхностных вод до органов власти, организаций и населения. Кроме того, в каждом ОПО разработан порядок и схема гидрометеорологического обеспечения работ по ликвидации крупных аварий, катастроф и стихийных бедствий.

Подробно о порядке действий организаций и учреждений Росгидромета при возникновении стихийных явлений и загрязнений окружающей среды изложено в руководящем документе «Положение о порядке действий организаций и учреждений Росгидромета при возникновении стихийных гидрометеорологических и гелиогеофизических явлений, обнаружения экстремально высокого загрязнения окружающей среды и ликвидации последствий аварии, катастроф и стихийных бедствий» (РД 52.88.340 – 93).

Регулярная и экстренная гидрологическая информация передается по телеграфу (радио) в кодированном виде (Код для передачи гидрологических наблюдений на реках, озерах и водохранилищах КН-15). Кодирование данных наблюдений позволяет представить обширную гидрологическую информацию в виде нескольких цифровых групп, удобных для передачи по телеграфу и радио. Кодирование и расшифровка просты и занимают мало времени, что позволяет быстро передавать данные в ОПО Росгидромета для составления прогнозов и оперативного обеспечения потребителей гидрологической информацией.

Код состоит из восьми разделов: в нулевом разделе дается индекс поста, дата и срок наблюдений; первый раздел – основной – содержит данные ежедневных односрочных стандартных наблюдений; разделы от второго до шестого дополнительные к первому разделу. В этих разделах кодируются сведения об измеренных расходах воды, о ветре, волнении на озерах и водохранилищах, о притоке воды в водохранилища, о средних и экстремальных уровнях и расходах воды за определенные периоды и др. Эти сведения передаются только в том случае, если это предусмотрено планом передачи информации с учетом заявок потребителей.

Седьмой раздел предназначен для передачи сведений о стихийных гидрологических явлениях. Каждый раздел состоит из цифровых, пятизначных групп. Постоянный номер группы определяет ее содержание. Состав данных гидрологической информации, подлежащих передаче по коду, их периодичность, сроки и адреса передачи телеграмм устанавливаются УГМС. Телеграммы о стихийных гидрологических явлениях передаются с индексом «шторм» и при необходимости сопровождаются текстовым сообщением.

Текстовая часть телеграммы содержит данные о начале, усилении или окончании явления, количественные характеристики, сведения о причиненном ущербе, принимаемых мерах и др.

2.3. Основные направления перестройки информационного обеспечения гидрологическими данными. Автоматизация обработки, создание банков данных, перспективы развития

В 1977 г. было принято решение о создании и развитии автоматизированной информационной системы Государственного водного кадастра (АИС ГВК).

Возрастающие масштабы использования водных ресурсов, необходимость ускорения научных исследований по оценке и прогнозам режима, качества и использования вод требует большего количества исходной информации. Выполнение этих задач возможно лишь при создании АИС ГВК с применением современной компьютерной технологии.

АИС ГВК – это система сбора, контроля, хранения, обработки данных о водных объектах, ресурсах, режиме, качестве и использовании вод, а также доведения этих данных до потребителя, использующая современные технические, информационные и программные средства [56].

Целью перестройки информационной системы является повышение оперативности обеспечения национального хозяйства необходимыми данными путем расширения состава представляемых материалов, ускорения их обработки и подготовки к использованию [23, 27].

По видам собираемой, обрабатываемой, хранимой и выдаваемой информации АИС ГВК разделяется на три самостоятельные подсистемы: «Поверхностные воды», «Подземные воды», «Использование вод» [19].

Подсистема «Поверхностные воды» включает следующие виды информации:

– «Водные ресурсы, их качество и использование» (данные комплексной оценки водных ресурсов);

– «Реки и каналы» (данные о гидрологическом режиме водотоков);

– «Озера и водохранилища» (данные о гидрометеорологическом режиме водоемов);

– «Качество поверхностных вод суши» (гидрохимические показатели качества вод водотоков и водоемов);

– «Моря и морские устья рек» (данные о гидрометеорологическом режиме и гидрохимические показатели качества вод прибрежных частей открытых морей, внутренних морей и морских устьев рек);

– «Ледники» (каталожные сведения о ледниках);

– «Сели» (характеристики селеопасных районов и прошедших селей).

Основные функции АИС ГВК:

- подготовка информации к включению в информационную базу с предварительным сбором, контролем, первичной обработкой и занесением входных данных на машиночитаемые носители;

– ведение информационной базы, в функцию которой входит накопление, учет, обеспечение сохранности данных;

– доведение информации до потребителя, включая прием и регистрацию запросов пользователей, поиск и обработку данных с целью получения запрашиваемой информации: публикация, тиражирование информации.

Рассмотрим более подробно перестройку информационного обеспечения гидрологическими данными по поверхностным водам на примере раздела «Реки и каналы».

Источником информационной базы данных по гидрологическому режиму рек являются результаты наблюдений на всей стационарной сети гидрометеорологической службы и части сети других ведомств. Для того чтобы автоматизировать первичную обработку, контроль и накопление данных наблюдений, последние заносятся в специальные полевые книжки (таблицы, бланки). Книжки приспособлены для переноса информации на машиночитаемые носители. Гидрологические станции осуществляют контроль полноты и достоверности поступившей информации, перенос ее на машиночитаемые носители и передачу на вышележащий уровень.

Территориальные и региональные специализированные центры ведения ГВК осуществляют:

– сбор и контроль достоверности поступающей информации;

– обработку информации и преобразование входной информации АИС ГВК в хранимую;

– передачу информации установленного состава на вышележащий уровень;

- обслуживание пользователей информацией по их запросам.

Автоматизированная обработка, контроль и накопление данных гидрологических наблюдений на реках осуществляется с 1978 г.

Использовались следующие формы автоматизированного контроля поступившей информации:

– контроль полноты информации;

– синтаксический контроль, включающий набор процедур по проверке правильности производства измерений, записи в первичных документах, соответствия нанесенной на технический носитель информации данным первоисточника;

– смысловой контроль, учитывающий закономерности изменений элемента во времени и пространстве, взаимосвязь между отдельными элементами, связи отдельных элементов с информационным массивом и др. Разработано более 20 методов смыслового контроля.

В отдельных случаях сложных гидрологических процессов окончательное решение о качестве информации принимается специалистом.

После выполнения контроля осуществляется автоматизированная первичная (месячная) обработка данных наблюдений. Результаты месячной обработки данных накапливаются на магнитном носителе. По завершении года выполняется годовая обработка информации. Обработка данных по уровням, температуре и мутности воды, измеренным расходам воды и наносов, ледовым измерениям полностью автоматизирована. Итогом первичной обработки являются месячные и годовые таблицы элементов водного режима рек, а также полные и проконтролированные сведения о режиме рек, каналов, предназначенные для долговременного хранения информации в виде файлов в языке описания данных (ЯОД). Все эти сведения включаются в информационную базу банка данных «Гидрология – реки и каналы».

Во Всесоюзном научно-исследовательском институте гидрометеорологической информации – Мировом центре данных (ВНИИГМИ – МЦД) – был создан банк данных по гидрологическому режиму рек и каналов.

Банк данных предназначен для централизованного обслуживания различных учреждений Росгидромета, проектных и научно-исследовательских организаций страны.

В информационную базу этого банка входят три семейства массивов (архивов):

– результаты непосредственных наблюдений на гидрологических постах и измерений в гидрологических створах с начала автоматизации обработки данных наблюдений;

– средние суточные и декадные значения элементов режима рек, опубликованные в гидрологических ежегодниках;

– средние месячные, средние годовые и экстремальные за год и фазово-однородные периоды года значения элементов режима за весь период наблюдений и сведения о гидрографических характеристиках водосборов рек, опубликованные в справочнике «Основные гидрологические характеристики» и в изданиях ГВК «Многолетние данные».

Подробные сведения по составу банка гидрологических данных представлены в табл. 2.1.

Таблица 2.1

Состав информационной базы банка данных «Гидрология – реки и каналы»

Массив данных	Элементы режима рек
1	2
Данные непосредственных измерений и наблюдений	
Гидрометеорологические наблюдения на постах	Уровень воды, ледовые явления, толщина льда, высота снега на льду, состояние водного объекта в период открытого русла
Измерения расхода воды	Расход воды, площадь водного сечения, площадь погружения льда и шуги при измерении расхода, скорость потока, уклон водной поверхности, данные промеров глубин и измерений на скоростных вертикалях, способ измерения и метод вычисления расхода
Мутность воды единичная	Данные измерений мутности воды по срокам наблюдений, параметры перехода от единичной мутности к средней
Измерения расхода взвешенных наносов	Расход взвешенных наносов, расход воды, средняя мутность и мутность контрольной пробы, сведения о месте и особенностях измерения расхода наносов
Гранулометрический состав и плотность наносов	Содержание частиц (% по массе) диаметром от 0,001 мм и менее до 1000 – 500 мм, диаметр наиболее крупных частиц, диаметр 50 и 90 %-ной обеспеченности, содержание органических веществ, плотность частиц донных наносов в естественном залегании, сведения о фазе водного режима мутности воды в период измерения, о местоположении створа и способе отбора проб
Осредненные значения	
Ежедневные уровни воды	Средние суточные, средние, высшие и низшие месячные и годовые значения уровня воды за каждый год, даты экстремальных значений
Ежедневные расходы воды	Средние суточные, средние, высшие и низшие месячные и годовые значения расходов воды за каждый год, даты наибольших и наименьших расходов воды за год
Температура воды	Средние декадные значения температуры воды за каждый месяц года, дата перехода температуры воды через 0,2 °С осенью, наибольшая за год температура воды и дата ее наблюдения

Окончание табл. 2.1

1	2
Высота снега на льду	Средние за каждую пентаду холодного периода года значения толщины льда и высота снега на льду
Средние, экстремальные за год и фазово-однородные периоды года значения	
Характерные уровни воды	Сведения об уровне воды за периоды весеннего ледохода, летне-осеннего периода, периода открытого русла, высшие и низшие уровни за год
Средние месячные расходы воды	Средние за каждый месяц и средние годовые расходы воды
Наименьшие расходы воды	Наименьшие за год, летний и зимний периоды расходы воды, даты их наблюдения
Максимальные расходы воды и слои стока за половодье	Наибольшие среднесуточные и срочные расходы воды и даты их наблюдения за периоды половодья, средние слои стока за половодье
Дождевой паводочный сток	Предпаводочные расходы, наибольшие, среднесуточные и срочные расходы воды за периоды паводков, даты начала, наибольшего расхода и окончания дождевых паводков, их продолжительность, слои стока за весь период паводка и до его пика
Ледовые явления на реках	Даты и значения уровня воды, появления ледовых образований, начала осеннего шугохода и ледохода, начала ледостава, начала и окончания весенних ледовых явлений
Средние расходы наносов	Средние месячные и годовые расходы наносов
Наибольшие расходы взвешенных наносов и мутности воды	Наибольшие средние суточные расходы наносов, мутности воды и число дней в году с мутностью более 50, 100, 200, 500, 1000, 5000, 10 000, 50 000 г/м^3
Гидрографические характеристики водосборов рек	Расстояние пункта наблюдений от истока, устья и наиболее удаленной точки речной системы, уклон реки, площадь водосбора, средняя высота водосбора, средний уклон водосбора, густота русловой сети, озерность, заболоченность, лесистость, распаханность, оледенение, площадь осушенных земель сельскохозяйственного использования и лесов

Банк данных, как и большинство других режимно-справочных материалов, хранится на технических носителях, что объясняется возможностью концентрирования большого объема данных на ней и удобством архивного хранения. Пополнение информационной базы банков осуществляется за счет данных текущих наблюдений на гидрологических постах.

Первая очередь банка данных «Гидрология – реки и каналы» была введена в промышленную эксплуатацию в 1986 г.

Обслуживание потребителей данными режимно-справочного банка по гидрологическому режиму рек осуществляется путем формирования и выдачи информации в виде:

– копии данных информационной базы на магнитной ленте или в виде распечаток;

– таблиц с данными о ежедневных уровнях и расходах воды за прошедший год в объеме сведений серии «Ежегодные данные» и сведения об измеренных расходах воды;

– таблично-справочных материалов о текущем режиме рек (ежемесячные таблицы уровня воды, измеренных расходов воды и наносов, ежедневной мутности воды, данных ледовых измерений).

Выполняются также заявки по копированию или выборке информации из базы данных. Срок выполнения заявок потребителей от нескольких дней до одного месяца. Состав информационной базы банка со временем будет расширяться.

С целью повышения оперативности обслуживания наиболее часто запрашиваемая информация хранится на устройствах прямого доступа. Для удобства пользователей подготовлены дополнительные сведения в виде каталогов и описания базы данных.

Дальнейшее ускорение доведения информации до потребителей возможно лишь при децентрализации обработки. К обработке гидрологических данных привлекаются и территориальные управления.

Это позволит автоматизировать:

– подготовку оперативной информации и прогнозы водного и ледово-термического режима рек;

– получение данных по режиму рек через бюро расчетов и справок.

Сокращение времени обработки гидрологических данных и доведение их до потребителей может быть достигнуто после соответствующего оснащения гидрологических станций. На гидрологических станциях предполагается осуществлять первичный контроль, обработку данных наблюдений, вычисление ежедневных расходов воды и стока наносов. Эта информация в определенные сроки будет высылаться в региональный или территориальный вычислительный центр для пополнения массивов информационной базы банков данных.

Глава 3
КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ РАСХОДОВ И УРОВНЕЙ ВОДЫ, ОСНОВАННЫЕ НА ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ДВИЖЕНИЯ ВОДЫ В РУСЛЕ

В основе методики этих прогнозов лежит учет закономерностей движения русловых потоков. Заблаговременность прогноза определяется временем перемещения водных масс на рассматриваемых участках рек и зависит от скорости течения, промежуточного притока и формы паводков. Для крупных равнинных рек она может составлять 10 сут. и более для небольших горных – всего несколько часов. В настоящее время такие прогнозы являются наиболее распространенными и используются для своевременного оповещения об опасных уровнях в период прохождения паводков и половодья, обеспечения нормальной работы судоходства, предсказания форм волн попусков в нижних бьефах гидроэлектростанций и т. д.

Прогностические задачи решаются как для бесприточных, так и для приточных участков рек. Второй случай является более сложным, так как помимо расчета трансформации паводка требует учета влияния на его форму и размеры промежуточного притока.

Как известно, при установившемся движении характеристики потока на рассматриваемом участке не изменяются с течением времени.

В природе мы практически никогда не имеем установившегося движения в реке, исключая период длительной засухи с равномерным грунтовым питанием. К тому же для практики гидрологических расчетов и прогнозов наибольший интерес представляют периоды прохождения паводков и половодий. Таким образом, методологические основы прогнозов, рассматриваемых в данной главе, справедливы для неустановившегося медленно изменяющегося движения, проявляющегося в форме длинных волн. *Длинными* называются волны, длина которых во много раз превышает глубину потока, хотя высота волн может быть достаточно большой по сравнению с первоначальной глубиной. С полным основанием к длинным волнам можно отнести волны попусков, паводков и половодий.

3.1. Теоретические основы движения попусков, паводков и половодий

Попуски – искусственное увеличение расходов воды в некотором створе возмущения (в створе ГЭС) для целей энергетики, судоходства, орошения и т. д. Длительность попусков может варьировать от нескольких часов до нескольких недель.

Половодья и паводки являются результатом интегрирования стока с отдельных частей водосбора. В местах впадения притоков поступают сосредоточенные объемы воды, в результате чего происходит интерференция паводочных волн, часто приводящая к существенному видоизменению формы паводка по пути перемещения в пределах исследуемого участка реки. Считается, что на бесприточных участках паводок уже сформировался и следует рассматривать лишь его распространение по реке.

Половодье – это ежегодно повторяющееся длительное и значительное увеличение расхода воды, сопровождающееся повышением уровня и (как правило) выходом вод на пойму. На крупных реках длина волны половодья может составлять сотни километров. На большой части территории России половодье формируется за счет снеготаяния.

Паводки представляют собой более кратковременное (но более интенсивное) увеличение расходов и уровней воды, возникающее нерегулярно в результате как сильных дождей и ливней, так и быстрого таяния снега или ледников во время зимних оттепелей. При значительных размерах водосбора паводки могут наблюдаться лишь на его части. При катастрофических паводках максимальные расходы (уровни) могут превосходить таковые при половодье.

Характер медленно меняющегося неустановившегося движения воды определяется максимальным значением отношения абсолютного добавочного продольного уклона ($i_д$) к первоначальному уклону при установившемся движении (i_y): $(\max|i_д|/i_y)$. При малом значении этого отношения (< 0,03 – 0,05) кривую расходов можно считать практически однозначной и совпадающей с кривой для установившегося движения. Обычно такой режим движения называется *квазиустановившимся*. Более того, для достаточно коротких участков реки можно говорить и об однозначности кривой расходов, что, как будет показано ниже, позволяет применять довольно

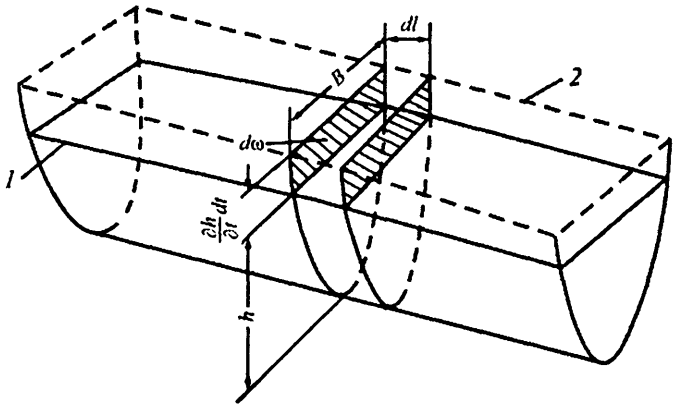


Рис. 3.1. Неразрывность неустановившегося движения:
1 начальная поверхность воды; *2* - поверхность воды через интервал *dt*

простые способы расчета перемещения паводочных волн. Квазиустановившееся движение наблюдается при половодье и довольно часто при паводках. Уравнение неразрывности можно получить на основании закона сохранения массы в бесконечно малом пространстве между двумя поперечными сечениями реки (рис. 3.1).

Обозначим расход воды через Q, площадь живого сечения через ω, среднюю скорость в нем через v, глубину и ширину потока через h и B соответственно. При медленно меняющемся неустановившемся движении расход с расстоянием изменяется со скоростью $\partial Q / \partial l$, глубина со временем изменяется со скоростью $\partial h / \partial t$. Тогда изменение расхода в выделенном пространстве за интервал dt составит $(\partial Q / \partial l) dl dt$, а соответствующее приращение объема воды будет равно $Bdl(\partial h / \partial t)dt$. Сумма приращения объема воды и общего изменения расхода должна быть равна нулю:

$$Bdl\left(\frac{\partial h}{\partial t}\right)dt + \left(\frac{\partial Q}{\partial l}\right)dl dt = 0. \qquad (3.1)$$

Сократив на $dldt$, получим:

$$B\left(\frac{\partial h}{\partial t}\right) + \left(\frac{\partial Q}{\partial l}\right) = 0 \qquad (3.2)$$

или

$$\left(\frac{\partial \omega}{\partial t}\right)+\left(\frac{\partial Q}{\partial l}\right)=0. \tag{3.3}$$

Так как в данном сечении $Q = \omega v$, то уравнение (3.3) можно переписать в виде:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t}+\frac{\partial(\omega v)}{\partial l}=0, \tag{3.4}$$

или

$$\frac{\partial \omega}{\partial t}+v\frac{\partial \omega}{\partial l}+\omega\frac{\partial \omega}{\partial l}=0. \tag{3.5}$$

Если имеется промежуточный боковой приток q, то уравнение (3.3) записывается в виде:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial l}-q=0, \tag{3.6}$$

или

$$\frac{\partial \omega}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial l}=q. \tag{3.7}$$

Вышеприведенные формулы представляют разные формы уравнения неразрывности в условиях неустановившегося потока и являются дифференциальной формой записи уравнения водного баланса.

Динамическое уравнение для неустановившегося движения было получено Буссинеском на основе положения о равенстве всех сил, действующих на единицу массы жидкости [3]:

$$I_g = F + G, \tag{3.8}$$

где I – уклон водной поверхности; F – силы сопротивления; G – силы инерции; g – ускорение свободного падения.

Пьезометрический уклон I можно представить в виде разности между уклоном при установившемся режиме i_y и добавочным уклоном, возникающем при прохождении паводочной волны $\frac{dh}{dl}$:

$$I_g = i_y - \frac{dh}{dl}, \tag{3.9}$$

где h – глубина потока.

Силу сопротивления можно выразить через уклон трения следующим образом:

$$F = g \frac{v^2}{C^2 R}, \tag{3.10}$$

где v – средняя скорость потока; C – коэффициент Шези; R – гидравлический радиус; g – ускорение свободного падения.

Силы инерции можно представить в таком виде:

$$G = \frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial l}. \tag{3.11}$$

Первое слагаемое пропорционально силам, затрачиваемым на преодоление сопротивления изменению скорости в сечении, второе – силам, затрачиваемым на изменение скорости по длине. С учетом (3.8) – (3.11) дифференциальное уравнение, характеризующее условие движения речных волн и называемое уравнением динамического равновесия, принимает вид

$$i - \frac{dh}{dl} = \frac{v^2}{C^2 R} + \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial l}. \tag{3.12}$$

Поскольку в случае неустановившегося движения глубина потока h зависит от l и t, полную производную можно заменить на $\frac{\partial h}{\partial l}$.

Таким образом, неустановившееся медленно изменяющееся движение воды в открытом русле при наличии бокового притока описывается системой дифференциальных уравнений:

$$\left.\begin{aligned} i - \frac{\partial h}{\partial l} &= \frac{v^2}{C^2 R} + \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial l}, \\ \frac{\partial \omega}{\partial t} &+ \frac{\partial Q}{\partial l} = q. \end{aligned}\right\} \tag{3.13}$$

При отсутствии боковой приточности второе уравнение системы (3.13) принимает вид (3.3).

Уравнения (3.13) получены при следующих основных допущениях:

– рассматривается одномерное медленно изменяющееся движение потока;

– принимается гидростатический закон распределения движения, т.е. не учитывается избыточное давление, возникающее за счет ускорения частиц воды по вертикали (принимается теория мелкой воды, когда длина волны на несколько порядков больше глубины);

– уклон дна считается малым по сравнению с единицей.

Важным является первое допущение, поскольку при резких изменениях сечения (при наличии широких пойм) и при крутых изгибах скорости могут существенно различаться. Второе и третье допущения выдерживаются практически всегда.

Решение системы нелинейных дифференциальных уравнений гиперболического типа в частных производных сопряжено с большими трудностями и при разработке прогностических схем ее либо интегрируют разностными методами, либо применяют различные модификации этих систем.

Методы расчета неустановившегося движения воды в открытых руслах можно разделить на строгие (детальные или гидродинамические) и упрощенные. Строгие методы в свою очередь делятся на линейные и нелинейные. В линейных методах дифференциальные уравнения в частных производных линеаризуются. К нелинейным относятся такие методы, как метод характеристик, сеток, мгновенных режимов и т. д. В упрощенных методах (наиболее часто используемых в гидропрогнозах) система уравнений (3.13) непосредственно не интегрируется, а заменяется упрощенной моделью явления.

Широкое применение упрощенных методов вызвано рядом причин:

– вывод самой системы сделан при ряде допущений;

– решение возможно, если в начальный момент времени известно распределение расходов (уровней) воды по длине реки. Однако при ограниченном числе пунктов наблюдений это может быть сделано весьма приближенно;

– в реальных условиях точность данных по стоку часто невысокая, а сведений по морфометрии и гидравлике явно недостаточно.

Эти причины объясняют тот факт, что результаты расчетов по упрощенным и гидродинамическим методом близки по точности.

Все методы прогноза расходов (уровней) воды, физической основой которых является система уравнений (3.13), можно разбить на три основные группы:

1) методы, в которых в явном виде не учитывается характер распластывания паводочной волны;

2) методы, основанные на приближенных уравнениях трансформации паводочных волн;

3) методы, основанные на численном интегрировании уравнений Сен-Венана.

Согласно принятой терминологии, первые две группы методов относятся к категории упрощенных методов, третья – к категории «строгих». Наиболее широкое распространение получили методы первой группы и среди них метод соответственных уровней (расходов). Основным достоинством этого метода прогноза является его простота и возможности реализации при ограниченном объеме исходной информации. Наилучшие результаты получаются, если степень нестационарности режима остается относительно одинаковой от паводка к паводку. Когда необходима разработка методики прогноза в условиях резких изменений уровней (расходов) воды и значительном распластывании паводочных волн (например, при попусках воды из водохранилища), применение их неэффективно. В этих случаях используются методы второй группы.

Для разработки прогностических рекомендаций на базе методов третьей группы требуется определенная подготовка в области прикладной математики и программирования. Кроме того, необходимо располагать данными о морфометрических и гидравлических характеристиках русла. Используются они, как правило, только для зарегулированных и особенно важных в народнохозяйственном отношении рек, где наблюдаются малые или даже обратные уклоны водной поверхности.

3.2. Метод соответственных уровней (расходов) воды

В методе соответственных уровней (расходов) воды закономерности движения паводочной волны отражаются в наиболее простой форме.

Основное содержание метода заключается в установлении эмпирических связей между соответственными уровнями (расходами) воды в верхнем (верхних) и нижнем створах. При наличии инфор-

мации об уровнях (расходах) воды в вышележащих створах можно предсказать, каким будет уровень или расход воды в прогнозном (нижнем) створе. Заблаговременность прогноза определяется как разность между сроками наступления соответственных уровней (расходов) воды в указанных створах, которую называют *временем добегания* (τ). *Соответственными уровнями (расходами)* воды считаются уровни (расходы) одной и той же фазы паводка на верхнем и нижнем створах участка реки (пики, впадины, уровни на подъеме и спаде и т.д.) Данный метод прогноза является приближенным. Основное его допущение заключается в наличии однозначной зависимости времени добегания от уровня (расхода) воды в верхнем створе. Метод соответственных уровней (расходов) применим, когда нет оснований ожидать заметной трансформации волны.

Как отмечалось выше, длина паводочных волн очень велика. Так, даже весьма приближенные подсчеты показывают, что для средних и больших рек она составляет от нескольких сотен до нескольких тысяч километров. В то же время высота половодий (а тем более дождевых паводков) обычно не превышает нескольких метров. Вследствие этого значение добавочного уклона водной поверхности несоизмеримо меньше ее уклона при установившемся режиме i_∂. Пренебрежительно малы и инерционные члены (второе и третье слагаемые правой части уравнения движения). Таким образом, приближенный расчет движения паводка можно выполнить, взяв за основу уравнение неразрывности и уравнение движения, описываемое формулой $Q = \omega C\sqrt{RI}$. В этом случае [2, 3]

$$\left.\begin{aligned} \frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} &= q, \\ \omega &= f(Q). \end{aligned}\right\} . \qquad (3.14)$$

Продифференцировав второе уравнение системы (3.14) по времени

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = \left(\frac{\partial \omega}{\partial Q}\right)\frac{\partial Q}{\partial t} \qquad (3.15)$$

и подставив его в уравнение неразрывности, получим

$$\left(\frac{\partial \omega}{\partial Q}\right)\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} = q. \qquad (3.16)$$

Уравнение (3.16) является линейным уравнением первого порядка и решается, например, методом характеристик. Тогда получим:

$$\frac{\partial t}{\left(\frac{\partial \omega}{\partial Q}\right)} = \frac{dl}{1} = \frac{dQ}{q}. \qquad (3.17)$$

Дальнейший ход решения упрощается, если принять, что интенсивность бокового притока за время прохождения паводка изменяется весьма медленно. Тогда можно считать, что величина q является лишь функцией расстояния l.

В итоге приходим к уравнению

$$Q_{н,\,l} = Q_{в,\,l-\tau} + \int_0^l q dl, \qquad (3.18)$$

которое и является основным уравнением метода соответственных уровней (расходов) воды.

Из (3.17) имеем

$$dQ = q\,dl. \qquad (3.19)$$

Очевидно, что расход в любом створе потока является функцией координат створа l и времени t, т.е.

$$Q = f(l, t). \qquad (3.20)$$

Дифференцируя (3.20), получаем

$$dQ = \frac{\partial Q}{\partial l} dl + \frac{\partial Q}{\partial t} dt. \qquad (3.21)$$

Подставляя (3.20) в (3.21) и с учетом (3.16), имеем

$$qdl = \left[q - \left(\frac{\partial \omega}{\partial Q}\right)\frac{\partial Q}{\partial t}\right] dl + \frac{\partial Q}{\partial t} dt, \qquad (3.22)$$

а после преобразований –

$$\frac{\partial \omega}{\partial Q}\,\frac{dl}{dt} = 1. \qquad (3.23)$$

Принимая во внимание, что $\frac{dl}{dt}$ – скорость перемещения рассматриваемого расхода воды, v_Q – (скорость движения паводка), получаем

$$\frac{\partial \omega}{\partial Q} = \frac{1}{v_Q}, \tag{3.24}$$

умножая обе части на dl,

$$\frac{\partial \omega}{\partial Q} dl = \frac{dl}{v_Q} = d\tau. \tag{3.25}$$

Таким образом, из (3.25) следует, что

$$\tau = \int_0^l d\tau = \int_0^l \frac{\partial \omega}{\partial Q} dl \tag{3.26}$$

или, записывая в конечных разностях,

$$\tau = \sum_{i=1}^{n} \frac{\Delta \omega}{\Delta Q} \Delta l = \frac{\Delta W}{\Delta Q}, \tag{3.27}$$

где ΔW – изменение объема воды на участке l при изменении среднего расхода на ΔQ.

Определение времени добегания τ по (3.27) не представляет особых трудностей, когда имеются кривые объемов. Существует и целый ряд других способов, о которых будет сказано далее. Остановимся на соотношении между скоростью добегания расхода v_Q (скоростью движения паводка) и скоростью течения воды v. Если принять во внимание, что в каждом створе имеется однозначная связь между расходом воды Q и площадью живого сечения ω, частную производную в (3.24) можно заменить полной, тогда получим, что

$$v_Q = \frac{dQ}{d\omega}. \tag{3.28}$$

Поскольку для любого сечения

$$Q = v\,\omega, \tag{3.29}$$

то после дифференцирования и деления на $d\omega$ получим

$$\frac{dQ}{d\omega} = v + \omega \frac{dv}{d\omega} \tag{3.30}$$

или

$$v_Q = v + \omega \frac{dv}{d\omega}. \tag{3.31}$$

Считая, что передвижение паводка суть медленно изменяющееся неустановившееся движение, для выражения средней скорости течения можно использовать формулу Шези–Манинга:

$$v = \frac{1}{n} h_{ср}^{1/6} \sqrt{h_{ср} i}, \tag{3.32}$$

где n – коэффициент шероховатости; i – уклон потока.

В выражении (3.32) гидравлический радиус (для русла большой ширины) заменен средней глубиной потока $h_{ср}$.

Дифференцируя (3.32), имеем

$$dv = \frac{2}{3n} h_{ср}^{-1/3} i^{1/2} dh. \tag{3.33}$$

Выразим характер связи между шириной реки B ее и глубиной h параболой $B = ch^m$, тогда запишем

$$\omega = c\, h^{m+1}, \tag{3.34}$$

где c и m – постоянные коэффициенты.

Дифференцируя (3.34), имеем

$$d\omega = c\,(m + 1)\, h^m\, dh. \tag{3.35}$$

После подстановки (3.33) и (3.35) в (3.31) получим окончательное выражение для скорости движения паводка:

$$v_Q = v\left(1 + \frac{0{,}67}{m+1}\right). \tag{3.36}$$

Из (3.36) видно, что при любой форме русла $v_Q > v$ (поскольку всегда $m > 0$). Однако это справедливо при постоянных уклоне потока и коэффициенте шероховатости.

В естественных условиях редко бывает, чтобы при колебаниях расходов эти характеристики оставались неизменными. В таком слу-

чае, при одном расходе может быть $\frac{dv}{d\omega} > 0$, а при другом $\frac{dv}{d\omega} < 0$ и соответственно $v_Q > v$ и $v_Q < v$.

Анализ фактических данных по 47 участкам рек показывает, что отношение $\frac{v_Q}{v}$ колеблется от 0,4 до 2,2 и в среднем составляет порядка единицы. Для участков больших рек диапазон изменения этого отношения сужается и составляет 0,70 – 1,25. Таким образом, с некоторым допущением (часто вполне приемлемым для целей расчетов и прогнозов) можно считать, что средняя скорость течения потока равна скорости движения паводка.

3.3. Способы прогноза на бесприточных и слабоприточных участках рек

Исходя из предпосылки о постоянстве распределения по бассейну модулей стока $\frac{M_{н,t}}{M_{в,t-\tau}} = \text{const}$, можно записать [2]:

$$\frac{M_{н,t}F_н - M_{в,t-\tau}F_в}{M_{в,t-\tau}F_в} = \frac{Q_{н,t} - Q_{в,t-\tau}}{Q_{в,t-\tau}} = \frac{Q_{пр,t}}{Q_{в,t-\tau}} = \text{const} = \alpha, \quad (3.37)$$

где $M_{н,t}$ – средний модуль стока на водосборной площади до нижнего створа $F_н$ в момент времени t; $M_{в,t-\tau}$ – средний модуль стока на водосборной площади до верхнего створа $F_в$ в момент времени $t - \tau$; $Q_{н,t}$ и $Q_{в,t-\tau}$ – расходы в нижнем и верхнем створах в момент t и $t - \tau$; $Q_{пр,t}$ – общий промежуточный приток на участке; τ – время добегания на участке; α – коэффициент приточности.

С учетом (3.37) основное (теоретическое) уравнение метода соответственных уровней (расходов) воды (3.18) может быть преобразовано в расчетное путем приближенного учета боковой приточности:

$$\int_0^l q dl = Q_{пр} \approx \alpha Q_{в,t-\tau}, \quad (3.38)$$

где α – коэффициент боковой приточности.

Подставив (3.38) в (3.18), получим:

$$Q_{н,t} = (1 + \alpha) Q_{в,t-\tau} \quad (3.39)$$

или, так как α – const,

$$Q_{н,t} = f(Q_{в,t-\tau}). \quad (3.40)$$

Аналогичную зависимость можно получить, использовав информацию об уровнях воды.

Из рассматриваемой теории движения паводочной волны можно предположить существование однозначной связи $Q = f(H)$. Тогда, выразив аналитически уравнения кривых расходов для верхнего и нижнего створов, будем иметь:

$$Q_н = (a H_н + b)^n, \quad (3.41)$$

$$Q_в = (c H_в + d)^m, \quad (3.42)$$

где $Q_н$, $Q_в$ и $H_н$, $H_в$ – расходы и уровни воды в нижнем и верхнем створах соответственно; a, b, n, c, d, m – постоянные коэффициенты.

Подставив (3.41) и (3.42) в (3.39), получим

$$(a H_{н,t} + b)^n = (1+\alpha)(cH_{в,t-\tau} + d)^m. \quad (3.43)$$

Приняв для простоты $n = m$ (справедливо для створов с одинаковыми поперечными профилями), найдем, что

$$H_{н,t} = \frac{(1+\alpha)^{1/n} c}{a} H_{в,t-\tau} + \frac{(1+\alpha)^{1/n}(d-b)}{a} = \beta H_{в,t-\tau} + \gamma, \quad (3.44)$$

где $\beta = \dfrac{(1+\alpha)^{1/n} c}{a}$ и $\gamma = \dfrac{(1+\alpha)^{1/n}(d-b)}{a}$.

Таким образом, по аналогии с (3.40) при условии постоянства β и γ, будем иметь

$$H_{н,t} = f(H_{в,t-\tau}). \quad (3.45)$$

Зависимости (3.40) и (3.45) принято называть связями соответственных расходов и уровней воды для бесприточных и слабоприточных участков реки. Надо заметить, что зависимость (3.45) получена из (3.40) и имеет место только при устойчивых кривых расходов в верхнем и нижнем створах. В связи с этим метод соответственных уровней воды правильнее бы называть методом соответственных расходов воды, однако в силу того, что связь (3.45) начала использоваться в прогностической практике (правда, без соответст-

вующего теоретического обоснования, а на чисто эвристическом уровне) значительно раньше, чем зависимость (3.40), а также потому, что прогнозы уровней могут даваться для участков, обеспеченных лишь водомерными наблюдениями, метод принято называть *методом соответственных уровней.*

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

$$\tau = f(l, H, I, K, n). \tag{3.46}$$

Если рассматривать конкретный участок реки и полагать, что параметры K и n изменяются в зависимости от уровня воды, то выражение (3.46) упрощается и принимает вид

$$\tau = f(H, I). \tag{3.47}$$

Основным способом определения времени добегания является построение совмещенных графиков колебания уровней (расходов) верхнего и нижнего створов и выделение на них соответственных уровней (расходов). 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. На графиках выделяют максимумы и минимумы в ходе уровня воды и точки перегиба. На нижнем створе участка фазовооднородные уровни наблюдаются несколько позже, чем на верхнем. Время добегания определяют как разность наступления соответственных уровней на верхнем и нижнем створах. Затем строят графики связи соответственных уровней верхнего и нижнего створов и времени добегания между ними в зависимости от уровней воды в верхнем створе. Если закономерность изменения времени добегания от уровня воды установить не удается, то вычисляют его среднее значение, которое и определяет заблаговременность прогноза. Существуют и другие способы определения времени добегания воды: по средней скорости течения на участке, на основе принципа наименьших погрешностей, с помощью кривых расходов [8, 52], с использованием коэффициентов взаимной корреляции, рассчитываемых по формуле

$$R_{H_н H_{в(\delta)}} = \frac{1}{N-\delta} \frac{\sum_{j=1}^{N-\delta} (H_{н,j+\delta} - \overline{H}_н)(H_{в,j} - \overline{H}_в)}{\sigma_{н_н} \sigma_{н_в}}, \qquad (3.48)$$

где δ – задаваемый временной сдвиг; N – длина используемых рядов наблюдений за уровнями воды на нижнем $H_н$ и верхнем $H_в$ створах; $\sigma_{н_н}$ и $\sigma_{н_в}$ – средние квадратические отклонения уровней воды в нижнем и верхних створах от соответствующих норм $\overline{H_н}$ и $\overline{H_в}$. Величина δ, соответствующая максимальному значению R, и будет соответствовать искомому времени добегания.

При значительном распластывании паводочных волн вместо (3.40) и (3.45) строятся зависимости вида

$$Q_{н,t} = f\left(Q_{в,t-\tau} + \Delta Q_р\right), \qquad (3.49)$$

$$H_{н,t} = f\left(H_{в,t-\tau}, \Delta H_р\right), \qquad (3.50)$$

где $\Delta Q_р$ и $\Delta H_р$ – соответственно поправки расхода и уровня воды на распластывание волны паводка.

Приближенно эти поправки могут быть учтены через значения расходов и уровней воды в верхнем и нижнем створах за некоторый промежуток времени:

$$\Delta Q_в = f(Q_{в,t}, Q_{н,t}),$$

$$\Delta H_в = f(H_{в,t}, H_{н,t}).$$

Учет колебаний боковой приточности производится косвенно путем построения графиков связи соответственных уровней и осадков, выпадающих на площади водосбора.

3.4. Способы прогноза на приточных участках рек

Приточными участками обычно считаются такие, на которых доля промежуточного притока составляет не менее 20 %. При разработке способов прогноза уровней (расходов) воды для приточного участка используется карта изохрон* руслового времени добегания воды в бассейне до замыкающего створа. Время добегания на

* Изохроны - линии с одинаковыми значениями времени руслового добегания.

приточном участке, кроме перечисленных факторов (п. 3.3), зависит от интерференции паводочных волн, проходящих по притокам и главной реке. В зависимости от условий формирования стока в различных частях бассейна могут встречаться различные варианты наложения паводочных волн. Неодновременность прохождения волн паводков на главной реке и ее притоках значительно затрудняет определение времени добегания. На рис. 3.2 представлены три варианта интерференции паводочных волн для участка с одним притоком.

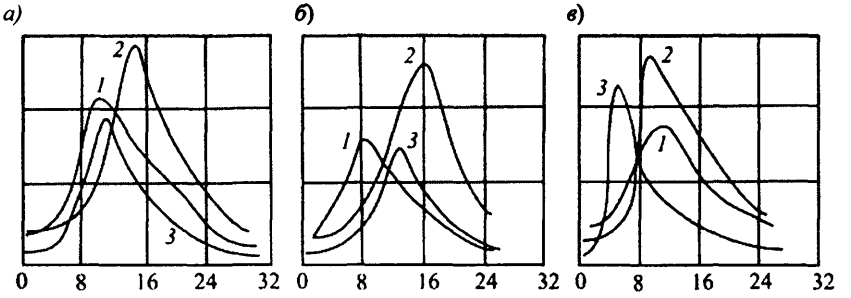


Рис. 3.2. Схема наложения паводочных волн:
1 - верхний створ, *2* - нижний створ, *3* створ на притоке.

Варианту «*а*» соответствует случай, когда время добегания не искажено влиянием притока, на схеме «*б*» видно, что время добегания завышено, и, наконец, схема «*в*» иллюстрирует, что расчетное время добегания может принять даже отрицательное значение при неучете передвижения паводочной волны по притоку. В связи с этим при определении времени добегания необходимо учитывать ход уровней (расходов) воды на притоках. На практике определение времени добегания обычно производится по средней скорости движения паводков на бесприточных или слабоприточных участках. Рассмотрим пример определения времени добегания для участка реки с одним притоком (рис. 3.3).

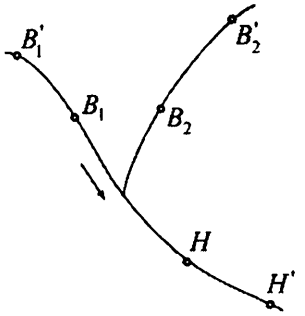


Рис. 3.3. Схема приточного участка реки.

Необходимо определить время добегания воды от постов B_1 и B_2 до нижнего створа H. Выберем промежуточные бесприточные (слабоприточные) участки $B_1' - B_1$, $B_2' - B_2$, $H - H'$, и для каждого из них время добегания определим по соответственным уровням. Зная время добегания $\tau_{B_1'-B_1}$, $\tau_{B_2'-B_2}$, $\tau_{H-H'}$ и длину каждого участка $l_{B_1'-B_1}$, $l_{B_2'-B_2}$, $l_{H-H'}$, определяем среднюю скорость движения паводков на участках $v_{B_1'-B_1} = \dfrac{l_{B_1' B_1}}{\tau_{B_1' B_1}}$, $v_{B_2'-B_2} = \dfrac{l_{B_2' B_2}}{\tau_{B_2'- B_2}}$, $v_{H-H'} = \dfrac{l_{H-H'}}{\tau_{H-H'}}$. После этого определяем среднюю скорость пробега воды для участков $B_1 - H$ и $B_2 - H$:

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

Время добегания воды от верхних створов до нижнего определяется как

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

Данные о времени добегания по отдельным участкам рек наносят на карту (схему) речной сети и проводят *изохроны*. Карты изохрон можно строить для периодов разной водности рек. На практике используется два основных способа прогнозов по методу соответственных уровней: графический и аналитический.

Графические связи применяются для участков с одним притоком. Наиболее простые из них имеют вид

$$H_{н,t} = f(H_{в_1,t-\tau_1}, H_{в_2,t-\tau_2}), \qquad (3.51)$$

где $H_{н,t}$ – уровень воды в нижнем створе участка в момент времени t; $H_{в_1,t-\tau_1}$, – уровень воды в верхнем створе главной реки в момент $t - \tau_1$; $H_{в_2,t-\tau_2}$ уровень воды на протоке в момент $t - \tau_2$.

Заблаговременность прогноза будет равна минимальному времени добегания воды. Для построения графиков используются два приема.

В первом случае на осях координат откладывают уровни воды верхних створов, а у точек пишут соответствующие им уровни нижнего створа, по значениям которых на поле графика проводят изолинии (рис. 3.4). Прогнозируемый уровень в нижнем створе определяют путем интерполяции между изолиниями в зависимости от значений соответственных уровней в верхних створах.

Прогнозируемый уровень воды в нижнем створе определяется путем интерполяции. Второй вариант отличается от первого тем, что на оси абсцисс откладываются уровни верхнего створа на главной реке, а на оси ординат – уровни нижнего. У точек выписываются значения уровней на притоке, по которым проводятся изолинии (рис. 3.5).

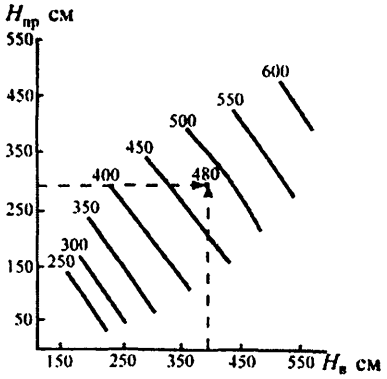


Рис. 3.4. Связь соответственных уровней трех постов.
У изолиний уровни нижнего створа

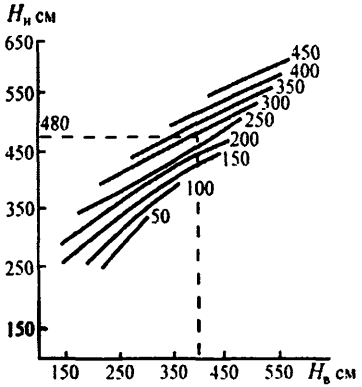


Рис. 3.5. Связь соответственных уровней трех постов.
Цифры у изолиний – уровень воды на притоке

В том случае, когда во входных створах имеются данные о расходах воды, число створов можно не ограничивать. Такие связи имеют вид (рис. 3.6)

$$Q_{н,t} = f(\sum_{i=1}^{n} Q_{в,t-\tau}), \tag{3.52}$$

$$H_{н,t} = f(\sum_{i=1}^{n} H_{в,t-\tau}), \tag{3.53}$$

где n – число входных створов.

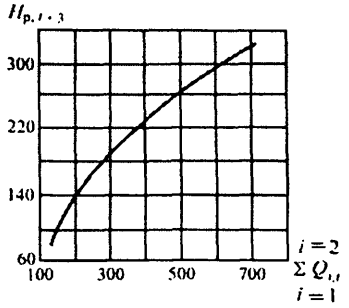


Рис. 3.6. Связь уровней р. Днепра у с. Речица ($H_{p,(t+3)}$) с суммой соответственных расходов воды р. Днепра у г. Жлобина и р. Березины у г. Светлогорска $\left(\sum_{i=1}^{i=2} Q_{i,t}\right)$ *при заблаговременности 3 сут.*

Зависимость (3.53) используется, когда в пункте прогноза нет данных о расходах. Использование в качестве предиктора суммы соответственных расходов позволяет ввести и третью переменную, например неучтенный входными створами боковой приток. Косвенно его можно учесть с помощью метеорологических факторов. Тогда устанавливается зависимость вида

$$Q_{н,t} = f\left[\sum_{i=1}^{n} Q_{в_i,t-\tau}, \left(\eta_1 X + \eta_2 h_т\right)\right], \quad (3.54)$$

где η_1 – коэффициент стока осадков X, обусловливающих промежуточный сток; η_2 – коэффициент стока талых вод $h_т$, участвующих в формировании этого притока.

Входные (верхние) створы выбираются таким образом, чтобы время добегания от каждого из них до нижнего створа было примерно одинаковым. В том случае, когда выбрать такие створы не удается, соответственные расходы находятся либо с учетом времени добегания от каждого входного створа, либо интерполяцией расходов по рекам, на которых гидрометрические створы расположены выше и ниже изохроны, определяющей принятую заблаговременность прогноза. Для интерполяции удобно пользоваться графиками нарастания площади водосбора между гидрометрическими створами

$$Q_i = Q_2 - \frac{f_i}{f}(Q_2 - Q_1), \quad (3.55)$$

где Q_i – расход воды на заданной изохроне; Q_1 и Q_2 – расходы в створах, расположенных выше и ниже данной изохроны; f_i – приращение площади водосбора на участке между изохроной и нижним створом; f – приращение площади водосбора на участке между верхним и нижним створами. Иногда для учета формы паводочной волны используют данные об уровне воды в нижнем створе в момент выпуска прогноза (рис. 3.7):

$$H_{н,t} = f\left(\sum_{i=1}^{n} Q_{в\,i,t-\tau}, H_{н\,t-\tau}\right). \quad (3.56)$$

Аналитический способ прогноза по методу соответственных уровней заключается в построении уравнений множественной линейной регрессии, где в качестве аргументов используются соответственные расходы или уровни воды на верхних створах речной системы:

$$H_{н,t} = \sum_{i=1}^{n} a_i, Q_{в\,i,t-\tau_i} + b, \quad (3.57)$$

$$H_{н,t} = \sum_{i=1}^{n} a'_i, H_{в\,i,t-\tau_i} + b', \quad (3.58)$$

где a_i, a'_i, b, b' – коэффициенты уравнений регрессии.

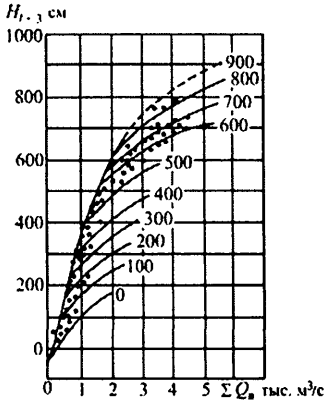


Рис. 3.7. Связь для прогноза уровня воды в нижнем пункте реки по сумме расходов в верхних пунктах. Цифры у изолиний - уровень воды в нижнем пункте на дату выпуска прогноза.

В тех случаях, когда продольный уклон реки и время добегания значительно изменяются при различных уровнях, используют несколько уравнений для определенных диапазонов высоты уровней или характерных фаз режима.

3.5. Прогнозы уровней и расходов воды, основанные на приближенных уравнениях трансформации волн паводка

При перемещении паводочной волны вниз по течению на относительно длинных участках рек отмечается ее трансформация. При этом наблюдается снижение высоты паводка и увеличение его продолжительности.

Основными причинами распластывания паводочной волны являются:

– различие между уклонами в лобовой и тыловой частях волны, приводящее к возрастанию скорости в период подъема паводка и обусловленное добавочным уклоном;

– регулирующее влияние русла и поймы, приводящее к аккумуляции части воды в фазе подъема и отдачи ее на спаде паводка;

– аккумуляция воды в устьях впадающих рек в пределах зон подпора.

Помимо перечисленных факторов на распластывание паводочной волны оказывают влияние морфометрические, гидравлические характеристики, наличие переменного подпора, конфигурация русла в плане (частота сужений, расширений), боковая приточность и др.

Сложность процесса неустановившегося движения воды в разнообразных условиях естественных русел, отсутствие или ограниченность данных по морфометрии и гидравлике исследуемых участков рек обусловливают необходимость идти по пути существенной схематизации расчета распластывания паводочной волны.

Рассмотрим перемещение одиночной волны, без боковой приточности, при определенной заданной закономерности изменения характеристик русла по длине реки.

В основе расчета неустановившегося, плавно изменяющегося движения воды в открытом русле лежит использование уравнений динамического равновесия (3.12) и неразрывности (3.7), впервые полученных Сен-Венаном. Решение этой системы дифференциальных уравнений гиперболического типа сопряжено с большими трудностями. Необходимо располагать сведениями о распределении расходов и уровней воды и о целом ряде морфометрических, гидравлических характеристик по длине реки. В условиях ограниченного числа пунктов наблюдений эти данные естественно отсутствуют или могут быть установлены весьма приближенно.

Кроме того, система дифференциальных уравнений выведена при ряде допущений: рассматривается одномерное неустановившееся движение, скорость течения принимается одинаковой во всем поперечном сечении. Поскольку при резких изменениях площади сечения и крутых изгибах русла скорость потока по ширине реки существенно различается, движение принимается плавно изменяющимся, что позволяет не учитывать местные потери напора. Силы сопротивления вводятся в уравнение в таком же виде, что и для равномерного движения, так как отсутствуют данные, которые позволили бы их определить иным путем.

Все вышеизложенное объясняет причину того, что система уравнений (3.12) и (3.7) непосредственно не используется, а заменяется приближенными методами расчета трансформации паводочной волны. Эти методы основаны на применении линейных дифферен-

циальных уравнений. Простота расчетов связана с отказом от детального задания некоторых характеристик исходной информации.

Большинство приближенных методов основано на совместном решении уравнения водного баланса участка реки (уравнения неразрывности) и уравнения динамического равновесия (движения) чаще всего в форме кривой объемов – зависимости объема воды W от расхода Q. Используется средний, средневзвешенный расход воды или расход воды в нижнем створе определенного участка.

Кривая объемов $W = f(Q)$ является обобщенной характеристикой, отражающей особенности морфометрии и гидравлического сопротивления участка реки.

Зависимость между осредненной для участка площадью поперечного сечения реки ω и наибольшей глубиной H_{max} можно записать для широкого русла параболической формы в виде:

$$\omega = a H_{max}^{m}, \tag{3.59}$$

где $m > 0$.

Подобное выражение описывает связь между расходом воды Q и наибольшей глубиной H_{max}:

$$Q = b H_{max}^{n}. \tag{3.60}$$

Из формулы Шези нетрудно установить, что n всегда больше единицы.

Из выражений (3.59) и (3.60) имеем:

$$\omega = \frac{a}{b^{m/n}} Q^{m/n}. \tag{3.61}$$

Умножив обе части на длину участка L, получим зависимость объема воды от расхода:

$$W = \frac{a}{b^{m/n}} Q^{m/n} L. \tag{3.62}$$

При $m/n = 1$ кривая объемов будет представлена прямой, что означает постоянство скорости течения, а следовательно, и времени добегания на участке. Отмеченное свойство кривой объемов позволило использовать ее при расчетах перемещения волн попусков и паводков на реках.

Кривая объемов может использоваться и в неявном виде.

Характер медленно изменяющегося неустановившегося движения воды в открытых потоках определяется максимальным значением отношения абсолютной величины добавочного уклона $i_д$ к уклону при установившемся движении $i_у$, т.е. параметром $\gamma = \max |i_д| / i_у$.

Если $\gamma > 0{,}03 - 0{,}05$, т.е. добавочный уклон соизмерим с начальным уклоном, то имеет место неоднозначность кривой расходов и распластывание волны паводка. Такие условия наблюдаются при резких кратковременных паводках, попусках и на сравнительно длинных участках равнинных рек в период половодья.

Изменение скоростей течения по длине реки обычно невелико и может быть значительным лишь на участках резкого изменения поперечного сечения. Также незначительно изменение скоростей во времени при переходе от створа к створу. Это позволяет не учитывать инерционные члены в уравнении динамического равновесия и при расчете трансформации паводочной волны по длине реки использовать уравнение Шези.

Отдельно можно выделить зоны резкого неустановившегося движения вблизи ГЭС при попусках суточного регулирования; участки рек со значительными изменениями сечения (особенно в случае наличия широкой поймы); участки рек, находящиеся под влиянием переменного подпора. Во всех этих случаях нельзя пренебрегать инерционными членами. При попусках из водохранилища в нижнем бьефе ГЭС начальный уклон водной поверхности близок к нулю и отношение $\max |i_д| / i_у$ может быть значительным.

В практике прогнозов расходов и уровней воды для учета трансформации паводочной волны чаще всего используются приближенные аналитические, графоаналитические и графические методы. Эти методы основаны на совместном решении уравнения водного баланса участка реки и уравнения динамического равновесия в форме кривой объемов или какого-либо иного выражения.

Приближенные методы расчета основаны на использовании как линейной, так и нелинейной модели трансформации паводочной волны. Используется уравнение неразрывности, проинтегрированное по длине реки, и динамическое уравнение без инерционных членов:

$$dW/dt + Q - q = 0, \qquad (3.63)$$

$$W = f(\widetilde{Q}), \tag{3.64}$$

где W – объем воды на участке длиной L; Q и q – расходы воды во входном и выходном створах участка; $\widetilde{Q}$ – взвешенный на участке реки расход воды.

Линейные модели трансформации для бесприточных участков

Метод Маскингам. Разработан в службе гидрологических прогнозов США и впервые применен для р. Маскингам, от которой и получил свое название. В основе метода лежит совместное решение уравнения водного баланса в конечных разностях и зависимости объема воды от взвешенного расхода:

$$\frac{Q_{\text{н}} + Q_{\text{к}}}{2}\Delta t - \frac{q_{\text{н}} + q_{\text{к}}}{2}\Delta t = W_{\text{к}} - W_{\text{н}}, \tag{3.65}$$

$$W = \tau\ \widetilde{Q} = \tau\ [kQ + (1 - k)q], \tag{3.66}$$

где $Q_{\text{н}}$ и $Q_{\text{к}}$, $q_{\text{н}}$ и $q_{\text{к}}$, $W_{\text{н}}$ и $W_{\text{к}}$ – соответственно расходы воды в верхнем и нижнем створах и объемы воды на бесприточном участке на начало и конец расчетного интервала времени Δt; τ – параметр, имеющий размерность времени, близкий по своему значению к времени добегания на участке; k – коэффициент, отражающий относительное влияние расходов Q и q на объем воды при неустановившемся режиме. Значение коэффициента k лежит в пределах $0{,}25 \le k \le 0{,}4$.

Параметры k и τ определяются путем построения графика зависимости объема воды на участке от средневзвешенного расхода (3.66) при различных значениях коэффициента k. Значение k, при котором связь близка к однозначной и линейной, принимается за расчетное для данного участка. Если при любом значении k зависимость (3.66) остается нелинейной, то последнюю делят на части, в пределах которых криволинейные отрезки можно заменить прямыми. Тангенс угла наклона этой прямой представляет собой величину τ.

Подставляя в уравнение (3.65) вместо W выражение (3.66) и решая относительно $q_{\text{к}}$, получаем:

$$q_{\text{к}} = c_0 Q_{\text{к}} + c_1 Q_{\text{н}} + c_2 q_{\text{н}}, \tag{3.67}$$

где $c_0 = -\dfrac{\tau k - 0{,}5\Delta t}{\tau - \tau k + 0{,}5\Delta t}$, $c_1 = \dfrac{\tau k + 0{,}5\Delta t}{\tau - \tau k + 0{,}5\Delta t}$, $c_2 = \dfrac{\tau - \tau k - 0{,}5\Delta t}{\tau - \tau k + 0{,}5\Delta t}$.

Необходимо соблюдение условия $c_0 + c_1 + c_2 = 1$.

Расчетный интервал времени рекомендуется подбирать в пределах $2\tau k \le \Delta t < 2\tau(1 - k)$, если $\Delta t < 2\tau k$, то параметр $c_0 < 0$, а при $\Delta t > 2\tau(1 - k)$ $c_2 < 0$. Ограничение по выбору интервала времени является недостатком метода, поскольку для большинства рек имеются данные по стоку лишь за сутки.

Размеры участков, на которые разбивается русловая сеть, не могут быть одинаковыми. Отсюда и разным должен быть шаг по времени, а это усложняет расчеты. При больших значениях Δt нарушается предпосылка линейного изменения расхода воды в верхнем створе за расчетный интервал времени.

Метод Маскингам рекомендуется применять на коротких бесприточных участках рек со сравнительно плавным изменением расходов воды в период их возрастания. При резком увеличении расходов воды в верхнем створе вычисленные расходы воды нижнего створа могут быть отрицательными.

При использовании выражения (3.67) для прогноза значение конечного расхода воды в верхнем створе за период заблаговременности прогноза принимается за начальный расход.

В Государственном гидрологическом институте [40] с целью предсказания расхода воды в нижнем створе бесприточного участка предложено линейное уравнение, аналогичное уравнению метода Маскингам.

На трансформацию паводочной волны учитывается влияние следующих факторов:

– значительного изменения расхода воды в верхнем створе за интервал времени T, равный времени добегания на участке τ;

– различного объема воды в пределах участка при одном и том же расходе воды в верхнем створе.

При выводе расчетного уравнения также использовались уравнение неразрывности и динамическое уравнение.

Уравнение имеет вид:

$$q_к = k_1 Q_н + k_2 Q_к + k_3 q_н, \qquad (3.68)$$

здесь k_1, k_2, k_3 – коэффициенты, остальные обозначения прежние.

Заблаговременность прогноза – интервал времени T – принимается равным времени добегания на участке $\tau = L/v$ (L – длина участка, v – средняя скорость течения в поперечном сечении и по длине участка). По отношению T/τ устанавливают величину коэффициента k_2 [40]. Коэффициент k_3 определяется по данным наблюдений с помощью графика связи:

$$\Delta q - k_2 \Delta Q = f(Q_н - q_н), \tag{3.69}$$

где $\Delta q = q_к - q_н$, а $\Delta Q = Q_к - Q_н$. Тангенс угла наклона средней линии связи (3.69) равен $1 - k_3$, а коэффициент k_1 вычисляется по выражению $k_1 = 1 - (k_2 + k_3)$.

Метод Калинина–Милюкова разработан в Гидрометцентре России. При его разработке было принято, что кривая расходов воды в створе неоднозначна: расход воды является функцией не только уровня, но и уклона водной поверхности. Для расчета трансформации паводочной волны река разбивается на характерные участки. Каждый участок должен иметь такую длину L_x, чтобы уровень воды в створе на середине участка был бы однозначно связан с расходом воды в нижнем створе, ограничивающем участок. На этом участке имеется также однозначная связь между объемом и расходом воды в нижнем створе, т.е. $W = f(Q_н)$.

Длина характерного участка определяется по формуле:

$$L_x = \frac{Q_y \Delta H}{i_y \Delta Q}, \tag{3.70}$$

где Q, i_y – соответственно расход воды и уклон водной поверхности при установившемся движении речного потока; $\Delta H/\Delta Q$ – отношение приращений уровней и расходов воды, снятых с кривой расходов.

Зависимость объема воды на характерном участке от расхода воды в нижнем его створе принимается линейной. Она имеет вид

$$W = \tau q, \tag{3.71}$$

где τ – время добегания на характерном участке.

Подставив значение q из формулы (3.71) в уравнение баланса воды на участке (неразрывности)

$$(Q - q)\, dt = dW, \tag{3.72}$$

получим

$$Q = \frac{1}{\tau} W + \frac{dW}{dt}. \qquad (3.73)$$

Выражение (3.73) представляет собой линейное дифференциальное уравнение первого порядка. Его решение при τ = const имеет вид

$$W_t = e^{-t/\tau}\left(\int_0^t Q e^{t/\tau} dt + C\right), \qquad (3.74)$$

где W_t – объем воды на участке в момент времени t; Q – приток воды на участок (расход воды в верхнем створе); e – основание натуральных логарифмов; τ – время добегания на участке; C – постоянная интегрирования (если интегрирование осуществляется в пределах от 0 до t, то C – объем воды $W_н$ в начальный момент времени $t = 0$).

Совместное решение уравнений (3.71) и (3.74) приводит к формуле для расчета расхода воды в нижнем створе характерного участка в момент времени t:

$$q_t = \frac{1}{\tau} e^{-t/\tau} \int_0^t Q_н e^{t/\tau} + Q_{н_н} e^{-t/\tau}, \qquad (3.75)$$

здесь $Q_{н_н}$ – расход воды в нижнем створе участка в начале расчетного интервала времени $\Delta t = t$; остальные обозначения прежние.

При постоянном притоке Q = const за выбранный расчетный интервал времени уравнение (3.75) принимает вид:

$$q_к = Q_н\left(1 - e^{-\Delta t/\tau}\right) + q_н e^{\Delta t/\tau}, \qquad (3.76)$$

или

$$q_к = q_н + \left(Q_н - q_н\right)\left(1 - e^{-\Delta t/\tau}\right), \qquad (3.77)$$

здесь $Q_н$ – начальный расход воды в верхнем створе участка (обычно определяют средний расход воды за расчетный интервал времени).

Первое слагаемое выражения (3.76) есть функция притока с верхнего створа участка, а второе – закон истощения в случае отсутствия притока.

Поскольку продолжительность расчетного интервала времени Δt и время добегания τ принимаются постоянными, то $\left(1-e^{-\Delta t/\tau}\right) = k = \text{const}$ и расчетное уравнение упрощается

$$q_к = q_н + (Q_н - q_н)k. \tag{3.78}$$

В практических расчетах трансформации волны паводка на характерном участке реки приток воды задается в табличной или в графической форме. Вычисленный по формуле (3.78) расход воды для конца первого интервала времени в нижнем створе принимается за начальный расход воды для следующего интервала времени и т.д. Расчеты выполняются последовательно от одного характерного участка к другому. Необходимо, чтобы время добегания на всех участках было одинаковым и эти участки были слабоприточными.

При наличии нескольких характерных участков расход воды в конце последнего из этих участков (n-го) можно рассчитать по формуле:

$$q = Q\frac{\Delta t}{\tau(n-1)!}\left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} e^{-t/\tau} = Qp(\tau), \tag{3.79}$$

где Q – расход воды в верхнем створе первого характерного участка; Δt – расчетный интервал времени; n – число характерных участков; τ – время добегания воды на характерном участке; t – порядковый номер единицы времени для кривой добегания.

Выражение, стоящее множителем при Q, называется трансформационной функцией (функцией влияния), или кривой добегания, и обозначается $p(\tau)$. Кривая добегания показывает последовательность добегания до нижнего створа долей расхода воды, прошедшей через верхний створ за расчетный интервал времени.

Функция $p(\tau)$ определяется двумя параметрами n и τ и называется *двухпараметрической*. Эти параметры чаще всего устанавливают подбором с использованием данных о расходах воды в верхнем (входном) и нижнем (выходном) створах для нескольких паводков или половодий. Начальное значение параметра n устанавливается по выражению:

$$n = \frac{L}{L_x}, \tag{3.80}$$

где L – длина рассматриваемого участка; L_x – длина характерного участка, определяемая по формуле (3.70).

Значение τ вычисляется по формуле:

$$\tau = \Delta t' / (n - 1), \tag{3.81}$$

где $\Delta t'$ – сдвиг в сроках наступления максимальных расходов верхнего и нижнего створов, выраженный в принятых расчетных единицах времени.

Оптимальные значения параметров кривой добегания устанавливаются из условия наилучшего совпадения рассчитанных и наблюденных гидрографов.

При отсутствии кривых расходов воды в верхнем и нижнем створах параметр n вычисляется по зависимости [52]:

$$n = 2Li_y / \overline{h} \approx 2\Delta H_L / \overline{h}\,, \tag{3.82}$$

где L – длина участка реки; i_y – уклон водной поверхности при установившемся режиме; $\overline{h}$ – средняя глубина на участке; ΔH_L – падение уровня на участке длиной L при установившемся режиме с глубиной $\overline{h}$.

Значение параметра τ можно определить по приближенной формуле:

$$\tau = L / (1{,}3\bar{v}n)\,, \tag{3.83}$$

где $\bar{v}$ – средняя скорость течения на участке.

Определяемая по формуле (3.70) длина характерного участка зависит от расхода воды и при значительных колебаниях расходов может отличаться в 2–3 раза. Рекомендуется принимать среднюю длину характерного участка, что, естественно, скажется на результатах расчета.

Метод Калинина–Милюкова исходит из условия наличия линейной связи между объемом и расходом воды, и ему присущи те же трудности, что и методу Маскингам в случае криволинейной формы кривой объемов.

В. И. Корень предложил следующий алгоритм определения параметров кривой добегания (n и τ) при отсутствии измерений расхода воды в нижнем створе [33].

Предполагается существование однозначной связи между расходами и уровнями воды в период открытого русла в виде

$$Q = a\,(H - H_0)^m, \tag{3.84}$$

где H_0 – уровень воды, при котором расход равен нулю, или отметка дна в замыкающем створе; a и m – параметры связи.

Прологарифмировав выражение (3.84) после ряда преобразований, он получил формулу для расчета средней квадратической ошибки определения уровня воды по рассчитанным расходам воды:

$$S = D_h - K_{hq}^2 / D_q, \tag{3.85}$$

где K_{hq} – взаимный корреляционный момент рядов; $h = \ln(H - H_0)$ и $q = \ln Q$; D_h и D_q – дисперсия значений h и q соответственно.

Расходы воды замыкающего створа определяются по данным о расходах верхнего входного створа и кривой добегания, параметры n и τ задаются. По полученным расходам устанавливаются уровни воды замыкающего створа. Процедура установления оптимального значения параметров n^* и τ^* основана на нахождении минимума функции (3.85).

Расчеты показали, что рассмотренный прием позволяет достаточно надежно определять параметры кривых добегания.

Метод кривых добегания для модели, представляющей собой линейную стационарную систему с сосредоточенными параметрами.

Связь между характеристиками входа в эту систему Q и выхода из нее q можно представить в виде условных операторов [8]:

$$L_1(q) = L_2(Q), \tag{3.86}$$

где операторы

$$L_1 = a_n(t)\frac{d^n}{dt^n} + a_{n-1}(t)\frac{d^{n-1}}{dt^{n-1}} + \ldots + a_0(t);$$

$$L_2 = b_m(t)\frac{d^m}{dt^m} + b_{m-1}(t)\frac{d^{m-1}}{dt^{m-1}} + \ldots + b_0(t), \tag{3.87}$$

$a_i(t)$ и $b_i(t)$ – постоянные во времени коэффициенты, не зависящие от Q и q.

Решением уравнения (3.86) при нулевых начальных условиях является интеграл Дюамеля:

$$q(t) = \int_0^t Q(\tau) p(t-\tau) d\tau , \qquad (3.88)$$

где $q(t)$ – расход воды в нижнем (выходном) створе; $Q(\tau)$ – расход воды в верхнем (входном) створе; $p(\tau)$ – кривая добегания (функция влияния).

Кривая добегания одномодальна (рис. 3.8) и с увеличением времени стремится к нулю. Площадь равна единице, этим самым отражается условие сохранения объема воды на участке.

Рис. 3.8. Общий вид кривой добегания.

При выводе формулы (3.81) полагают, что боковой приток на участке практически отсутствует, а начальный расход воды на всем протяжении участка равен нулю. Интеграл Дюамеля не учитывает руслопойменный водообмен и применяется при расчетах неустановившегося движения на участках со слаборазвитой поймой.

Прогноз расходов воды в нижнем створе слабоприточного участка сводится к трансформации расхода воды, проходящего через верхний створ, с помощью кривой добегания по (3.88).

Выражение (3.88) в конечных разностях известно под названием «генетическая формула стока»:

$$q_t = \sum_{j=1}^{\tau} p_j Q_{t-j+1} . \qquad (3.89)$$

Если принять в выражении для $p(\tau)$ расчетный интервал времени равным времени добегания на характерном участке, т.е. $\Delta t = \tau$, а отношение t/τ обозначить через m, то получим выражение «стандартной кривой добегания» в виде формулы Пуассона

$$p(\tau) = \frac{m^{n-1} e^{-m}}{(n-1)!} . \qquad (3.90)$$

Линейные модели трансформации для приточных участков

Под приточным участком понимается участок, на котором боковой приток составляет не менее 10 % от стока входного (верхнего) створа. Боковой приток может быть сосредоточенным в случае, если приток от впадающей на участок реки составляет более 25 % суммарного притока и не менее 15 % от стока входного створа. Опытные расчеты показали, что нецелесообразно использовать более двух крупных притоков. В противном случае сток некоторых притоков рекомендуется суммировать с расходами в верхнем или нижнем створах участка с учетом близости расположения их к одному из этих створов. Если же створы на притоках расположены далеко от места впадения в главную реку, то учитывать их вклад можно по соотношению площадей их водосборов.

Методы прогноза и расчета трансформации паводочной волны при сосредоточенном боковом притоке основаны на использовании частных кривых добегания от каждого входного створа на притоке [52].

Расчет расхода воды в замыкающем створе выполняется по выражению:

$$q_t = \sum_{i=1}^{m} K_i \sum_{d=1}^{l} \sum_{j=1}^{r_{id}} p_{idj} Q_{\text{в},i,t-j+1}, \qquad (3.91)$$

где m – число учитываемых входных створов; K_i – коэффициент стоковой приводки каждого входного створа; p_{idj} – ординаты частной кривой добегания для i-го входного створа; $Q_{в,i}$ – расход воды i-го входного створа; l – число отрезков кривой связи $W = f(Q)$; r_{id} – максимальное число значимых ординат кривой добегания для i-го отрезка кривой объемов.

Коэффициент стоковой приводки определяется для каждого входного створа путем сопоставления объемов паводков (волн половодья) входных и выходных створов.

Промежуточную площадь водосбора, не освещенную данными наблюдений за стоком, распределяют между всеми входными створами, определяя для каждого входного створа соответствующие коэффициенты по площадям:

$$K_{f,i} = 1 + f_{y,i}/f_i \; (i = 1, 2, \ldots, m), \qquad (3.92)$$

где $f_{y,i}$ – площадь водосбора, не освещенная данными наблюдений, отнесенная к i-му входному створу; f_i – площадь водосбора до i-го входного створа.

Для каждого паводка определяют коэффициент невязки баланса с учетом установленных коэффициентов по площадям водосбора:

$$K_{н,j} = W_j \Big/ \sum_{i=1}^{m} K_{f,i} W_{i,j} \quad (j = 1, 2, \ldots, N), \tag{3.93}$$

где W_j – объем стока в замыкающем створе для j-го паводка; $W_{i,j}$ – объем стока i-го входа для j-го паводка; N – число паводков.

В случае большой изменчивости значений коэффициента $K_{н,j}$ от паводка к паводку подбираются те значения $K_{f,i}$, которые дают наименьший разброс значений коэффициента невязки баланса.

Коэффициент стоковой приводки равен

$$K_i = K_{f,i} \overline{K_н}, \tag{3.94}$$

здесь $\overline{K_н}$ – среднее арифметическое значение коэффициента невязки баланса по всем паводкам.

Кривая добегания для каждого входного створа определяется так же, как и для бесприточных участков. С этой целью используют аналитическое уравнение кривой добегания Калинина–Милюкова.

При распределенном притоке значительная его часть поступает со склонов и по небольшим рекам. Распределенный приток учитывается, если он составляет 50 % и больше суммарного бокового притока и не меньше 25 % стока в входном створе.

Расчет трансформации паводочной волны в этом случае осуществляется с помощью кривых добегания для расходов во входном (верхнем) створе участка $p_в(\tau')$ и для расходов бокового притока $p_б(\tau')$:

$$q(t) = \int_0^t Q_в(t-\tau') p_в(\tau') d\tau' + \int_0^t q_б(t-\tau') p_б(\tau') d\tau'. \tag{3.95}$$

Координаты кривых добегания бокового притока для четырех типов его распределения по длине участка (равномерное, линейно возрастающее, линейно убывающее, описываемое симметричной параболой) приводятся в работе [52]. Тип распределения бокового притока устанавливается по характеру строения русловой сети на площади водосбора.

Боковой приток на участке реки чаще всего определяется по данным о стоке малых рек. Для малых рек с близким временем добегания и однородными условиями формирования стока суммарный боковой приток на участке реки равен

$$q_б = \frac{F}{n}\sum_{i=1}^{n}(Q_i / f_i), \tag{3.96}$$

где F – общая промежуточная площадь; f_i – площадь малых рек; n – число малых рек; Q_i – расход воды i-й малой реки.

При почти одинаковых площадях малых рек формула (3.96) имеет вид

$$q_б = \left[F/(f_1 + f_2 + \ldots + f_n)\right]\sum_{i=1}^{n} Q_i . \tag{3.97}$$

Боковой приток может быть установлен путем отнесения модуля расхода малой реки к тяготеющей (однородной по физико-географическим условиям) части площади бассейна

$$q_б = \frac{Q_1}{f_1}F_1 + \frac{Q_2}{f_2}F_2 + \ldots + \frac{Q_n}{f_n}F_n , \tag{3.98}$$

где F_1, F_2,..., F_n – площади, тяготеющие к створу 1-й, 2-й и т. д. малой реки.

Формула применятся при расчсте бокового притока воды при редкой сети пунктов наблюдений за большие интервалы времени (пентада, декада), когда неравномерность распределения стока по площади связана с неодинаковым количеством выпадающих осадков.

Расчет бокового притока по рассматриваемым формулам является приближенным, что может привести к невязке баланса за период паводка. В связи с этим величина бокового притока умножается на среднее значение коэффициента невязки баланса $\overline{K}$, который для каждого паводка вычисляется по выражению

$$K_i = W_{б,ф,i} / W_{б,i} , \tag{3.99}$$

где $W_{б,ф,i}$ и $W_{б,i}$ – соответственно фактическое и рассчитанное значение бокового притока за паводок.

Точность расчета притока воды зависит от выбора рек-аналогов. Четкие рекомендации по установлению необходимого числа

малых рек, их репрезентативности и размещения по площади отсутствуют. Предполагается большой бассейн (или его часть) разделить на несколько однородных по условиям формирования стока частей: равнинную и полугорную, залесенную и открытую и т. д. На каждой из выделенных частей приток подсчитывается отдельно. Признаком репрезентативности является наличие тесной связи между значениями средних многолетних слоев стока за паводок (половодье) реки-аналога $\overline{Y_i}$ и большой реки $\overline{Y}$.

Более тщательный анализ осуществляется по средним суточным модулям стока рек-аналогов. Подробно этот способ изложен в работе [40].

Определение притока воды в русловую сеть осуществляется также по уравнению водного баланса участка реки с использованием кривой объемов:

$$Q_б(t) = 0{,}5[q(t) + q(t-\Delta t)] - 0{,}5[Q(t) + Q(t-\Delta t)] + \\ + [W(t) - W(t-\Delta t)]/\Delta t, \qquad (3.100)$$

$$W(t) = f[Q_{взв.}(t)], \qquad (3.101)$$

где $q(t)$ и $Q(t)$ – расход воды в замыкающем и входном створах соответственно; Δt – интервал времени; $W(t)$ – объем воды в русловой сети участка реки на дату t; $Q_{взв.}$ – взвешенный расход воды на участке реки.

Использование уравнений водного баланса для определения притока воды целесообразно при соизмеримости расходов бокового притока с расходом в верхнем створе и в случае, если интервал времени превышает или равен времени добегания на участке.

Нелинейные модели трансформации паводочной волны

Нелинейные модели также основаны на совместном решении уравнения неразрывности и динамического уравнения в случае нелинейной зависимости $W = f(\widetilde{Q})$.

Достаточно простой графоаналитический способ, предложенный Р. Д. Гудричем, основан на использовании уравнения водного баланса бесприточного участка, преобразованного к виду:

$$Q_{н} + Q_{к} + \left(\frac{2W_{н}}{\Delta t} - q_{н}\right) = \frac{2W_{к}}{\Delta t} + q_{к}. \qquad (3.102)$$

Для решения этого уравнения заранее строится вспомогательная зависимость

$$2W / \Delta t + q = f(q). \qquad (3.103)$$

Подобную зависимость несложно построить, определив левую часть уравнения (3.102).

Пример расчета трансформации волны паводка графоаналитическим способом заимствован из работы [46].

Таблица 3.1

Графоаналитический способ расчета трансформации волны паводка

Расчетный интервал	Q	$\frac{2W_{н}}{\Delta t} - q_{н}$	$\frac{2W_{к}}{\Delta t} - q_{к}$	$q_{к}$
1	2	3	4	5
1-й	50	920	1000	(40)
2-й	80	962	1050	44
3-й и т.д.	160	1082	1202	60

В первой графе табл. 3.1 приводятся порядковые номера расчетных интервалов времени. В примере принят полусуточный интервал за 8 и 20 ч. Значения расходов воды в верхнем створе участка в эти сроки помещены в графу 2, а фактический расход в нижнем створе на конец расчетного интервала (40 м^3/с) дан в графе 5. По значению этого расхода с помощью зависимости (3.103) определяется значение $\frac{2W_{к}}{\Delta t} + q_{к} = 1000$ м^3/с (записано в графу 4). Значение $\frac{2W_{н}}{\Delta t} - q_{н}$, приведеннос в графе 3, установлено по выражению $\left(\frac{2W_{к}}{\Delta t} + q_{к}\right) - 2q_{к} = 1000 - 2 \cdot 40 = 920$ м^3/с. Суммируем расходы притока на начало и конец расчетного интервала и значение, помещеннос в графу 3; определяем значение $\frac{2W_{к}}{\Delta t} + q_{к}$ к концу первого интервала времени (50 + 80 + 920) = 1050 м^3/с.

Затем по этому значению и вспомогательной зависимости находим расход воды нижнего створа (44 м^3/с). После этого вычисляем $\frac{2W_н}{\Delta t} - q_н$ для второго интервала времени (1050 – 2 · 44) = 962 м^3/с. Аналогичным путем определяем значения $\frac{2W_к}{\Delta t} + q_к$ равное (80 + 160 + 962 = 1202) м^3/с, а затем расход нижнего створа (60 м^3/с) и т. д.

Систему уравнений баланса и зависимости объема от средневзвешенного расхода воды на участке реки можно записать в следующем виде:

$$q_к = Q_н + Q_к - q_н - \frac{2(W_к - W_н)}{\Delta t}, \qquad (3.104)$$

$$W = f(\tilde{Q}). \qquad (3.105)$$

Кривую объемов задают в табличной форме. Решение этой системы методом итераций заключается в следующем. На первом этапе значение искомого расхода $q_{к,0}$ принимают равным значению расхода в начальный момент времени $q_н$. По значению этого расхода с кривой объемов определяют $W_н$ и вычисляют правую часть выражения (3.104). Это позволяет установить приближенное значение $q_{к,1}$. Если разности $q_{к,0} - q_{к,1}$ меньше заданной точности вычислений α, то значение $q_{к,1}$ принимают за окончательное, в противном случае $q_{к,0}$ заменяют $q_{к,1}$, и расчет повторяется. Значение α рекомендуется принимать равным 0,001 Q_{max}.

3.6. Расчет (прогноз) расходов и уровней воды на зарегулированных участках рек

На крупных зарегулированных реках с большой изменчивостью морфометрических и гидравлических характеристик русла по длине реки приближенные методы расчета неустановившегося движения воды часто не дают надежных результатов. Возникает необходимость использования уравнений Сен-Венана.

Численное интегрирование этих уравнений основано на использовании конечно-разностных методов [33, 34]. Применение их возможно лишь при наличии данных наблюдений по длине реки за уровнями и расходами воды. При этом требуется:

а) разработать эффективную конечно-разностную схему численного интегрирования системы уравнений (3.12) и (3.7);

б) разработать способы определения морфометрических и гидравлических характеристик русла;

в) установить соответствующие начальные и граничные условия при условии ограниченности данных наблюдений.

При численном интегрировании уравнений Сен-Венана чаще всего используется дискретная сетка точек, в которой длина реки x и время t заменяется шагами Δx и Δt (рис. 3.9), а производные – разностными отношениями.

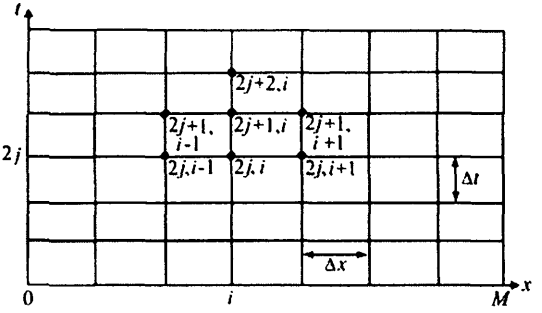


Рис. 3.9. Прямоугольная сеточная область.

Подставив разностные отношения в дифференциальные уравнения, получим систему алгебраических уравнений. Решение этой системы дает возможность найти значение Q, H в узлах сетки в каждый момент времени t.

При использовании разностных схем применяют явные и неявные схемы решений. В явной схеме последовательно вычисляют значения для каждого узла сетки. Ее преимущества в простоте расчета и возможности программирования. Существенным недостатком явной схемы является необходимость расчета за интервалы времени не более нескольких минут. Устойчивость схемы выполняется при определенном соотношении между шагами сетки:

$$c\Delta t / \Delta x \le 1, \qquad (3.106)$$

где $c = v + \sqrt{gh}$ – скорость перемещения волны (v – скорость течения, h – средняя глубина потока).

В неявной схеме решение системы уравнений осуществляется для всех узлов в определенный момент времени. Возможна неустойчивость, если не выполняется условие

$$\Delta t \le \frac{c}{g}\sqrt{\frac{h}{i_y}}. \qquad (3.107)$$

Отметим, что система разностных уравнений в этом случае нелинейна и возникает необходимость прибегать к ее линеаризации, что снижает эффективность применения неявных схем.

Возникновение неустойчивости возможно вследствие появления новых волн, не существующих в начальных условиях.

Для краткосрочного прогнозирования расходов и уровней воды на реках Волге и Иртыше использовалась явная схема Лакса–Вендрофа. В этой схеме использовались разностные отношения (см. рис. 3.9) для нечетных шагов по времени:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{y(2j+1,i) - \frac{1}{2}[y(2j,i+1) - y(2j,i-1)]}{\Delta t}, \qquad (3.108)$$

$$\frac{\partial y}{\partial x} = \frac{y(2j,i+1) - y(2j,i-1)}{2\Delta x}; \qquad (3.109)$$

для четных шагов по времени:

$$\frac{\partial y}{\partial t} = \frac{y(2j+2i) - y(2j,i)}{2\Delta t}, \qquad (3.110)$$

$$\frac{\partial y}{\partial x} = \frac{y(2j+1,i+1) - y(2j+1,i-1)}{2\Delta x}, \qquad (3.111)$$

где i, j – номера точек сетки по осям x и t соответственно; y – условное обозначение искомых функций H, Q.

Устойчивость схемы отмечается при выполнении неравенств (3.106) и (3.107).

Важной задачей при численном интегрировании уравнений Сен-Венана является задание начальных и граничных условий. Обычно задают расходы и уровни воды по длине исследуемого участка в начальный момент времени:

$$H(0,i) = H_\phi(i)|_{t=0},\ Q(0,i) = Q_\phi(i)|_{t=0}\ (i = 0, 1, 2, \ldots, M), \qquad (3.112)$$

где $H_\phi(i)$ и $Q_\phi(i)$ – измеренные уровни и расходы воды по длине участка. Шаг интегрирования по длине принимают равным от 1 до 10

км, в связи с чем для установления значений H и Q в узлах сетки необходимо производить интерполяцию. При ограниченности данных об измеренных расходах их определяют по формуле Шези, используя полученные значения уровней воды $H(0, i)$.

В качестве граничного условия в верхнем (начальном) створе задается гидрограф стока или график хода уровней воды. Нижняя граница ($i = M$) выбирается на значительном расстоянии, где процесс трансформации волны закончился и можно использовать однозначную кривую расходов. Это условие можно записать в виде

$$Q(j, M) = f[H(j, M)]. \qquad (3.113)$$

Решение разностных уравнений при соблюдении условий (3.112) и (3.113) для каждого момента времени j приводит к вычислению расходов и уровней в каждой точке i рассматриваемого участка.

Заблаговременность прогноза оценивается по соотношению:

$$\delta \approx 0{,}185 \Delta x i / v, \qquad (3.114)$$

где δ – заблаговременность в ч при Δx в км, а v – в м/с.

Несложно установить, что при скорости течения 1–2 м/с только на расстоянии 130 – 150 км от верхней границы может быть достигнута суточная заблаговременность.

Задание морфометрических и гидравлических характеристик русел

Решение разностных алгебраических уравнений требует задания функций $\omega(H, x)$ и $K(H, x)$, где ω – площадь поперечного сечения, K – модуль расхода (стока) ($K = \omega c\sqrt{R}$). Редкая сеть наблюдений ограничивает возможность установления значений ω и особенно K. Приходится определять их значения путем интерполяции, что приводит к явно недостаточной точности расчета расходов и уровней воды.

В работах [33, 34] функции $\omega(H, x)$ и $K(H, x)$ определялись путем решения обратных задач для уравнений Сен-Венана. При наличии данных измерений расходов воды во входном и выходном створах и более частых наблюдений за уровнем воды по длине рассматриваемого участка модуль расхода заменяется коэффициентом шероховатости n в формуле Шези–Маннинга.

Функции $\omega(H, x)$ и $n^2(H, x)$ представляют в виде разложений по полиномам Чебышева:

$$\omega(H,x)=\sum_{S=0}^{m} D_S(x)\psi_S(H), \tag{3.115}$$

$$n^2(H,x)=\sum_{S=0}^{d} P_S(x)\psi_S(H), \tag{3.116}$$

где $D_S(x)$, $P_S(x)$ – коэффициенты разложения; $\psi_S(H)$ – полиномы Чебышева s-го порядка.

Коэффициенты разложения определяются для N створов, соответствующих местам измерения уровня воды. Соотношения (3.115) и (3.116) подставляют в уравнения, полученные путем интегрирования дифференциальных уравнений (3.12) и (3.7) без инерционных членов:

$$\int_0^l \{\omega[H,x(x,T_{i-1})]-\omega[xH(x,T_i)]\}dt=\int_{T_1}^{T_{i+}}[Q(0,t)-Q(L,t)-\Delta Q(t)]\,dt, \tag{3.117}$$

$$\int_0^L \frac{Q|Q|}{\omega^2\left(\omega/B^{4/3}\right)}-n^2(x,H)\,dx=H(0,t)-H(L,t), \tag{3.118}$$

где $\Delta Q(t)$ – потери на расчетном участке реки, ($\Delta Q(t) = (1 - K)\, Q\,(0, t)$; K – отношение объемов воды в замыкающем и входных створах); $Q(0, t)$, $H(0, t)$ – расходы и уровни воды во входном створе; $Q\,(L, t)$, $H(L, t)$ – расходы и уровни воды в замыкающем створе; B – ширина русла; $n(x, H)$ – коэффициент шероховатости Шези–Маннинга. После замены интегралов суммами получают две системы линейных алгебраических уравнений, соответствующих уравнениям (3.7) и (3.12), записанным для M моментов времени.

С целью получения устойчивых решений используются регуляризирующий алгоритм А. Н. Тихонова. Более детальное изложение этого способа можно найти в работах [33, 34].

Глава 4
ПРОГНОЗЫ СТОКА ПО ДАННЫМ О ЗАПАСЕ (ОБЪЕМЕ) ВОДЫ В РУСЛОВОЙ СЕТИ БАССЕЙНА И ПРИТОКЕ ВОДЫ В РЕЧНУЮ СЕТЬ

4.1. Общие положения. Теоретические предпосылки метода

Запасы воды в русловой сети бассейна существенно изменяются во времени под влиянием в основном метеорологических условий. Они резко возрастают в периоды снеготаяния и выпадения значительного количества жидких осадков. Ход колебания объема воды в русловой сети крупной реки сходен с гидрографом стока: небольшой объем воды в начале половодья, его возрастание в период снеготаяния до максимального значения и последующее плавное снижение русловых запасов. На территории небольших бассейнов объем воды в русловой сети за период половодья изменяется не так плавно, но и здесь он в основном повторяет ход стока в замыкающем створе.

В момент наибольшего заполнения русловая сеть в бассейнах площадью более 100 000 км^2 вмещает до 60 – 80 % суммарного стока половодья. На малых реках с площадью водосбора 3000 – 5000 км^2 наибольшие русловые запасы составляют от 10 до 15 % от общего весеннего стока. На наибольшее заполнение русловой емкости влияют также скорость течения, наличие поймы и ее размеры. При прочих равных условиях на реках с меньшей скоростью течения наблюдаются более значительные русловые запасы воды.

Между максимальным объемом воды в русловой сети и наибольшим расходом в замыкающем створе отмечается прямая связь. Максимальный объем воды в русловой сети наступает раньше максимума стока. Эта закономерность используется при прогнозе наибольшего расхода весеннего стока по русловым запасам.

Объем воды в русловой сети в значительной степени определяет последующие расходы воды замыкающего створа, что и позволяет использовать данные о запасах воды при прогнозе стока. Однако при одном и том же объеме воды его распределение по русловой

сети бассейна может быть различным, и это отразится на ожидаемых расходах в замыкающем створе.

Распределение объема воды в русловой сети подчинено определенной закономерности, связанной с условиями поступления и стекания талой или дождевой воды в водотоки разного порядка. В исследованиях Государственного гидрологического института (ГГИ) в качестве характеристики распределения объема воды в период половодья принималось отношение объема в одной – трех основных реках W_1 к общему объему воды во всей русловой сети бассейна W.

Эти данные представляют значительный интерес, поскольку из-за ограниченности числа пунктов гидрометрических наблюдений подчас приходится учитывать объемы воды только главной реки и основных притоков.

В период формирования весеннего половодья наблюдается стекание талой воды со склонов во все водотоки русловой сети бассейна. В последующем малые реки в связи с небольшим временем добегания быстро опорожняются и происходит концентрация воды сначала в средней, а затем и в крупной русловой сети.

В начальный период половодья, когда талая вода поступает во все водотоки, отношение W_1/W небольшое, минимальное его значение наблюдается в день наибольшего притока воды в русловую сеть. По мере уменьшения притока и концентрации воды в более крупных водотоках это отношение увеличивается до момента наступления максимального стока в замыкающем створе. В период спада половодья отношение W_1/W сохраняется почти постоянным. Амплитуда колебаний W_1/W в период половодья тем больше, чем крупнее бассейн и чем шире поймы на основных реках. Отмеченные закономерности показывают, что в период спада половодья на крупных реках можно ограничиться данными об объеме воды только главной реки и основных притоков.

Рассмотрим теоретические предпосылки метода.

Выделим в бассейне реки участок, ограниченный нижним (прогнозным) створом и верхними створами, время добегания воды от которых до нижнего створа равно τ. В основу прогноза среднего расхода воды нижнего створа положено приближенное уравнение водного баланса:

$$\sum_{T}^{T+\tau} Q_{н} \Delta t = W_T + \sum_{T}^{T+\tau} q \Delta t, \qquad (4.1)$$

где $\sum_{T}^{T+\tau} Q_{н} \Delta t$ – сток через нижний створ выбранного участка реки от момента времени T (дата выпуска прогноза) до момента времени $T + \tau$; W_T – запас (объем) воды в русловой сети выбранного участка реки в момент выпуска прогноза; $\sum_{T}^{T+\tau} q \Delta t$ – приток воды в русловую сеть в пределах данного участка реки за период от T до $T + \tau$.

Предполагая, что подземный сток мало изменяется, а приток поверхностных вод за период заблаговременности прогноза незначителен по сравнению с объемом воды в русловой сети, выражение (4.1) можем записать в виде

$$\sum_{T}^{T+\tau} Q_{н} \Delta t \approx f(W_T). \qquad (4.2)$$

Эта зависимость используется для прогноза среднего расхода воды за время τ (пентада, декада) путем установления связи:

$$\overline{Q}_{н_{T+\tau}} \approx f(W_T), \qquad (4.3)$$

здесь $Q_{н_{T+\tau}}$ – средний расход воды в нижнем створе за период $T + \tau$.

Заблаговременность прогноза по этой зависимости равна половине среднего времени добегания ($\tau/2$) руслового стока от верхних створов до нижнего. Использование выражения (4.3) возможно лишь в условиях небольшого по сравнению с запасом воды в русловой сети притока воды за период заблаговременности прогноза. Подобные условия отмечаются в периоды летней и зимней межени. Наилучшие результаты прогнозирования получены на реках лесостепной и степной зоны. В этих бассейнах после окончания непродолжительного снеготаяния приток воды в речную сеть незначительный.

Зависимость (4.3) может быть использована и в случае существенного притока, но малой его изменчивости из года в год.

В периоды весеннего половодья и дождевых паводков имеет место интенсивный приток воды. Его значение за период заблаговременности изменяется в больших пределах. В таких случаях не-

обходимо учитывать влияние притока путем построения зависимости вида

$$\overline{Q}_{\text{н}_{T+\tau}} = f\left(W_T, q_{T+\tau}\right), \tag{4.4}$$

здесь $q_{T+\tau}$ – приток воды в русловую сеть за период заблаговременности прогноза.

С увеличением периода, на который выпускается прогноз, роль запасов воды уменьшается и возрастает значение притока.

4.2. Определение запасов воды в русловой сети

Объем воды в русловой сети бассейна на дату выпуска прогноза обычно определяется как сумма объемов воды на отдельных участках:

$$W = W_1 + W_2 + \ldots + W_n = \sum_{i-1}^{i-n} W_i, \tag{4.5}$$

где W_1 – объем воды на i-м участке; n – число участков.

На каждом i-м участке реки объем воды может быть вычислен по гидрометрическим данным или по кривым объемов. Объем воды на бесприточном участке реки при наличии ограничивающих этот участок створов определяется по среднему расходу нижнего $Q_{\text{н}}$ и верхнего $Q_{\text{в}}$ створов и времени добегания между ними, т.е.

$$W = \overline{Q}\tau \cdot 86\,400 = \frac{Q_{\text{н}} + Q_{\text{в}}}{2}\tau \cdot 86\,400, \tag{4.6}$$

где расход воды – в м^3/с, время добегания – в сут., а объем – в м^3.

Средний расход воды определяется исходя из предпосылки линейного распределения расходов воды по длине участка. Эта предпосылка справедлива для участков с временем добегания не более 5 сут.

На приточном участке реки объем воды вычисляется по формуле

$$W = \frac{Q_{\text{н}} + \sum Q_{\text{в}}}{2}\overline{\tau} \cdot 86\,400, \tag{4.7}$$

где $\sum Q_{\text{в}}$ – сумма расходов верхних створов участка; τ – среднее время добегания от верхних створов до нижнего.

Значение $\overline{\tau}$ определяется как среднее арифметическое, если водность рек в верхних створах участка примерно одинакова; в про-

тивном случае среднее время добегания определяется как средневзвешенное по выражению:

$$\widetilde{\tau} = \frac{\sum_{k=1}^{k=m} \tau_k \overline{Q}_k}{\sum_{k=1}^{k=m} \overline{Q}_{ik}}, \qquad (4.8)$$

где m – число верхних створов участка; τ_k – время руслового добегания от k-го верхнего створа участка до нижнего створа; $\overline{Q}_k$ – среднемноголетний расход в верхнем k-м створе участка.

Вычислив объем воды на участке, можно построить кривую объемов $W = f(\widetilde{Q})$.

Рассмотрим несколько способов построения кривой объемов. В основе одного из способов построения кривой объемов лежит использование средневзвешенного на участке реки расхода воды $\widetilde{Q}$. При незначительной кривизне линии расходов воды по длине применяют зависимость вида

$$W = \tau \widetilde{Q}. \qquad (4.9)$$

Время добегания τ определяется по средней скорости течения $\tau = L / \overline{v}$, где

$$\overline{v} = a \widetilde{Q}^{0,25} i^{0,38}, \qquad (4.10)$$

здесь a – параметр, определяемый по данным Р. А. Нежиховского [40] в зависимости от отношения средней ширины реки в половодье к средней ширине в межень или от отношения средней ширины реки B к средней максимальной глубине $\overline{h}_{max}$ на участке при данном расходе $\widetilde{Q}$; i – средний уклон водной поверхности на участке в межень, ‰.

Средневзвешенный расход на приточном участке реки определяется с учетом типа приточности (рис. 4.1).

В случае рассредоточенного бокового притока при нарастании площади бассейна большей частью в нижней половине участка (рис. 4.1, *а*) расход вычисляется по выражению:

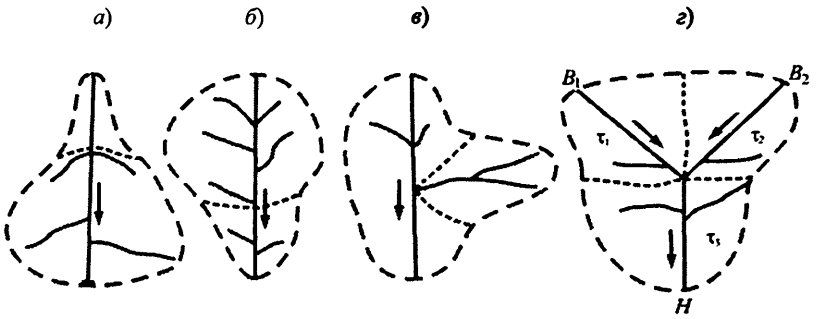


Рис. 4.1. Схема приточных участков рек.

$$\tilde{Q} = rQ_{\text{в}} + (1-r)Q_{\text{н}}, \tag{4.11}$$

где r – коэффициент, отражающий удельное влияние расходов верхнего и нижнего створов участка, равный

$$r = \frac{1}{2}\left[\frac{L_1}{L} + \left(1 - \frac{F_1}{F}\right)\right], \tag{4.12}$$

где L_1 и F_1 – длина и площадь водосбора верхнего подучастка соответственно; L и F – то же для всего участка.

Из выражения (4.12) видно, что на приточном участке реки, в отличие от бесприточного, влияние нижнего створа может быть не только больше, чем верхнего, но и меньше. Так, при преимущественном увеличении расхода воды в нижней половине участка коэффициент при $Q_{\text{в}}$ больше, чем при $Q_{\text{н}}$, и наоборот, при нарастании площади бассейна, в основном в верхней части участка (рис. 4.1, *б*), коэффициент r меньше при $Q_{\text{в}}$.

Если на долю впадающей на участке одной реки приходится более половины притока (рис. 4.1, *в*), коэффициент рассчитывается по формуле:

$$r = \frac{1}{2} - \left(\frac{1}{2} - \frac{L_1}{L}\right)\frac{Q'_{\text{б}}}{Q_{\text{б}}}, \tag{4.13}$$

где $Q_{\text{б}}$ и $Q'_{\text{б}}$ – общий и сосредоточенный расход бокового притока на участке; L – длина всего участка (рис. 4.2).

В однородных условиях формирования стока отношение расходов $Q'_б/Q_б$ можно заменить отношением площадей водосборов F_1/F, где F_1 – площадь водосбора впадающего крупного притока. В этом случае при впадении притока в верхней половине участка удельное влияние расхода $Q_в$ меньше, расхода $Q_н$, а при впадении в нижней половине – наоборот.

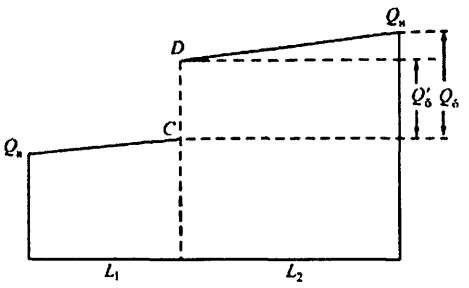


Рис. 4.2. Изменения расходов воды на участке реки при сосредоточенном боковом притоке. L_1 – длина верхнего подучастка до устья впадающей реки; L_2 расстояние доустья впадающей реки до нихнего створа участка; C D – сосредоточенный боковой приток $Q'_б$.

В случае слияния рек примерно одного размера (рис. 4.1, *г*) при определении средневзвешенного расхода учитывается время добегания на отдельных подучастках и площади их бассейнов. Уже в окончательном виде формула для вычисления объема воды на участке рассматриваемого типа имеет вид:

$$W = (\tau_1 + \tau_3)Q_{в1} + (\tau_2 + \tau_3)Q_{в2} + b(Q_н - Q_{в1} - Q_{в2}), \qquad (4.14)$$

где

$$b = \frac{\tau_3}{2} + \frac{1}{2}\left[(\tau_1 + \tau_2)\frac{F_1}{F} + (\tau_2 + \tau_3)\frac{F_2}{F}\right], \qquad (4.15)$$

здесь τ_1, τ_2, τ_3 – время добегания на подучастках; F – общая площадь частного бассейна; F_1 и F_2 – площади бассейнов двух верхних подучастков.

На небольших реках, ограниченных одним створом, удаленным от истока на 80 – 100 км, кривую объемов рекомендуется устанавливать по ветви спада паводка. Это допустимо в случае, если приток воды в русловую сеть в период спада отсутствует или из года в год сохраняется примерно постоянным. При этих условиях после прекращения притока воды в русловую сеть объем стока, проходящий через замыкающий створ до конца паводка (за вычетом объема притока грунтовых вод), равен объему воды в русловой сети.

В реальных условиях в период спада половодья в русловую сеть могут поступать талые и дождевые воды. Тогда объем воды в русловой сети будет включать и объем притока в русловую сеть. С целью исключения влияния притока используется следующий способ. Выбирается несколько устойчивых кривых спада в годы с дружным и высоким весенним половодьем. За время спада половодья строят график связи средних суточных расходов воды смежных дней $Q_{t+1} = f(Q_t)$. На графике со стороны оси Q_t проводится огибающая кривая. Эта огибающая в нижней части ориентируется на точку, соответствующую расходу устойчивого грунтового питания $Q_{гр}$ (рис. 4.3).

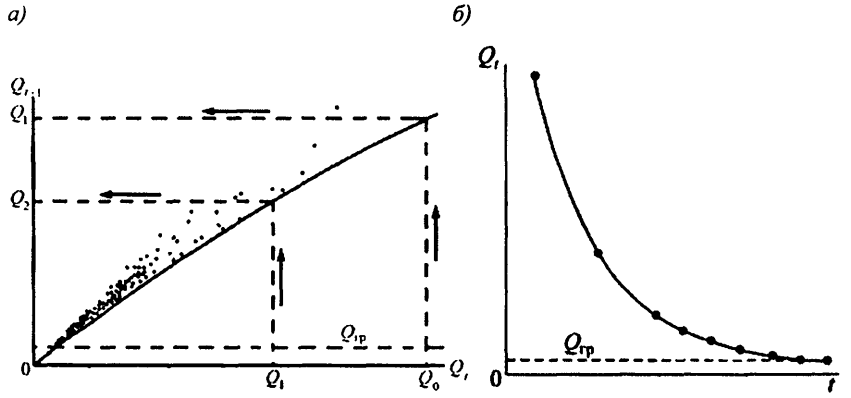


Рис. 4.3. Схема перестроения нижней огибающей кривой на графике связи $Q_{t+1} = f(Q_t)$ (*а*) в кривую спада паводка Q_t (*б*).

С помощью этой кривой производится построение кривой спада. Для этого, используя наибольшее начальное значение расхода Q_0, определяем по огибающей кривой на оси ординат соответствующее ему значение Q_1. Таким же образом по Q_1 устанавливаем Q_2 и т. д. Установив значение Q_0, Q_1, Q_2,..., $Q_{гр}$, строим кривую спада. Отсчет времени ведется от дня наступления расхода Q_0.

Сумма разностей ежедневных расходов $\sum_{t_k}^{t}(Q_t - Q_{гр})$ от конца спада t_k до момента t (ход назад) представляет разность объемов

$W_t - W_{гр}$, соответствующую расходу Q_t. Отсюда объем воды на дату t равен

$$W_t = 86400\sum_{t_k}^{t}\left(Q_t - Q_{гр}\right) + W_{гр} = f\left(Q_t\right). \qquad (4.16)$$

Построим зависимость $W_t = f\left(Q_t\right)$ за ряд лет и установим среднюю кривую объемов.

На участках рек, ограниченных гидрометрическими створами, кривая объемов устанавливается с использованием уравнения водного баланса:

$$\Delta W = Q_в \Delta t + q_б \Delta t - Q_н \Delta t\,, \qquad (4.17)$$

где ΔW – изменение объема воды на участке за период между начальным и конечным моментом времени; $Q_в$ и $Q_н$ – средний расход воды соответственно в верхнем и нижнем створах за этот же период; $q_б$ – средний боковой приток или сток в реку на участке между верхним и нижним створами.

Боковой приток определяется по данным о расходах воды, впадающих на участке рек. Если на участке, кроме притока, на котором измеряются расходы, впадают небольшие реки, где не ведутся наблюдения, общий расход бокового притока вычисляется по выражению:

$$q_б = (1 + K)\, Q_{пр}, \qquad (4.18)$$

где $Q_{пр}$ – расход воды, впадающего на участке притока; K – коэффициент, определяемый из условия баланса за паводок:

$$K = (W_н - W_в - W_{пр})/W_{пр}, \qquad (4.19)$$

где $W_н$, $W_в$ и $W_{пр}$ – объем воды за период паводка соответственно в нижнем, верхнем створах и на притоке.

Последовательно суммируя изменения объема воды по выражению (4.17) на моменты времени t_1, t_2, t_3 и т. д. и отнеся вычисленные объемы к среднему расходу воды на участке $\overline{Q}$ или к значению расхода нижнего створа $Q_н$ за эти же даты, можем построить кривую объемов $W = f(\overline{Q})$ или $W = f(Q_н)$.

При установлении этих зависимостей используются паводки с интенсивным подъемом и спадом и разными максимумами. Расчеты могут выполняться за весь паводок или только за время его спа-

да. В последнем случае суммирование объема ведется ходом назад от конца спада паводка к его началу. Этим самым удается уменьшить ошибку определения объема воды на участке при неточном определении бокового притока.

Кривые объемов за ряд характерных лет наносят на один график, приводя их к одному произвольно выбранному расходу. Затем проводят огибающую по наиболее наклонным участкам кривой к оси расходов. Эта кривая отвечает условиям отсутствия или незначительного притока воды в русловую сеть.

Подробнее способы определения объема воды в русловой сети бассейна и построения кривой объемов приводятся в работах [8, 52].

Рассмотренные способы позволяют определять запасы воды только в той части русловой сети, которая освещена данными пунктов гидрометрических наблюдений. Объем воды в мелкой, а частично и в средней русловой сети практически не учитывается.

С целью оценки полных запасов воды используется ряд моделей строения речной сети. В их основе лежит деление речной сети на потоки определенного порядка. Элементарные неразветвленные русла, получающие воду непосредственно со склонов, относятся к водотокам первого порядка. Сток на этих водотоках наблюдается периодически во время весеннего снеготаяния и при формировании значительных паводков ливневого происхождения. Сливаясь, эти водотоки дают начало водотокам второго порядка, которые образуют реки третьего порядка и т. д.

Водотоки одного порядка имеют близкие гидравлические и морфометрические характеристики, которые взаимосвязаны и отражают присущие им особенности.

Объем воды в речной сети определяется по следующей формуле:

$$W = l_1 N_1 \omega_1 + l_2 N_2 \omega_2 + \ldots + l_n N_n \omega_n, \qquad (4.20)$$

где l, N, ω – соответственно средняя длина, число и средняя площадь живого сечения водотоков соответствующего порядка (индекс указывает на порядок водотока).

При расчете объема воды по выражению (4.20) средние характеристики потоков одного порядка и их число для рек, начиная с 6-го порядка, определяются по справочнику «Гидрологическая изученность», а для потоков меньшего порядка – на основе соотношений

между характеристиками потоков разного порядка, установленных Н. А. Ржаницыным и обобщенных Ю. В. Горбуновым [49, 52].

Эти соотношения имеют следующий вид:

$$l_n = l_{n+a} / K_1^a, \tag{4.21}$$

$$N_n = \{(2{,}077 - 0{,}077n)/[2{,}077 - 0{,}077(n+a)]\} N_{n+a} K_2^a, \tag{4.22}$$

$$\omega_n = \omega_{n+a} \cdot 0{,}013^{0{,}83^n - 0{,}83^{n+a}} / 2{,}1^a, \tag{4.23}$$

здесь l_n и l_{n+a}, N_n и N_{n+a}, ω_n и ω_{n+a} – соответственно средняя длина, число и средняя площадь живого сечения водотоков n-го и $(n+a)$-го порядков; K_1 – соотношение между длинами потоков смежных порядков.

Параметр K_1 равен 1,83 для рек степной и лесостепной зоны, 1,41 – лесной зоны и 1,26 – заболоченных бассейнов; K_2 – соотношение между числом потоков смежных порядков. Этот коэффициент изменяется в зависимости от местоположения бассейнов от 2,5 до 4.

Зависимости (4.21) – (4.23) приближенные, поскольку получены для периода межени и при высокой водности могут изменяться.

Р.А. Нежиховский для определения полных русловых запасов воды выделяет крупную, среднюю и мелкую русловую сеть бассейна [40].

Выделение крупной русловой сети производится с учетом размера бассейна. В бассейнах площадью в пределах 15 000 – 100 000 км^2 в качестве верхних граничных створов избираются створы, удаленные от истоков на 100 км. Для рек с $F > 100\,000$ км^2 верхние створы удалены от истока на 150 км; для небольших рек с $F < 15\,000$ км^2 рекомендуется использовать граничные створы, удаленные от истока на 50 км. Нижним створом является замыкающий створ рассматриваемого бассейна.

Под средней русловой сетью понимаются все отрезки русловой системы, ограниченный сверху створами, удаленными от истока на 10 км, а снизу, в зависимости от площади бассейна, – на 50, 100 или 150 км.

К мелкой русловой сети отнесены малые реки с длиной менее 10 км и 10-километровые вершины средних и больших рек. Схема расчленения русловой сети показана на рис. 4.4.

Выделенная крупная русловая сеть разбивается на участки, для каждого из которых объем воды определяется по среднему расходу и кривой объемов, но чаще по среднему расходу и времени добегания (4.6), (4.7).

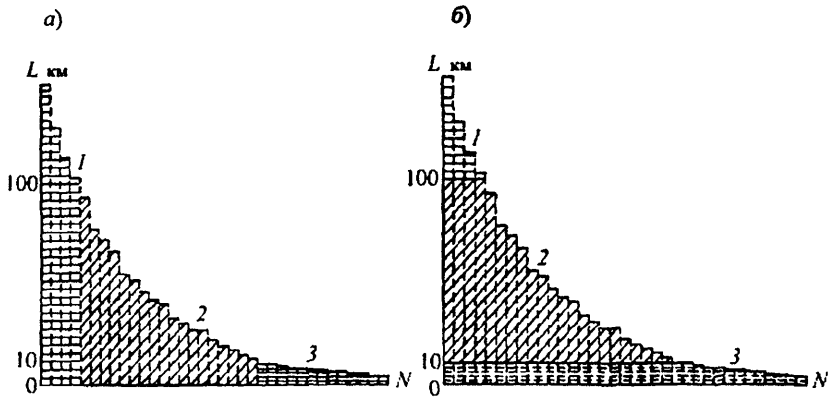


Рис. 4.4. Схема расчленения русловой сети бассейна:
а на большие (*1*), средние (*2*) и малые(*3*) реки; *б* - на крупную (*1*), среднюю (*2*) и мелкую (*3*) русловую сеть.
L – длина реки. *N* – число рек.

На приточном участке средний взвешенный расход $\tilde{Q}$ определяется в зависимости от типа боковой приточности – рассредоточенного или сосредоточенного. Этим самым учитывается возможность нелинейного изменения расхода по длине реки, особенно на приточных участках в случае, если расход бокового притока превышает расход в верхнем створе участка.

При отсутствии пунктов гидрометрических наблюдений на участках крупной русловой сети средний расход устанавливается одним из следующих способов:

– линейной интерполяцией расходов по длине реки при незначительном боковом притоке;

– линейной интерполяцией модулей расхода по длине реки или по площади водосбора при незначительном боковом притоке на участке;

– по расходу воды на реке-аналоге с учетом соотношения площадей водосборов;

– по среднему модулю расхода нескольких рек-аналогов для концевых участков рек.

В средней и мелкой русловой сети объем воды (10^6 м^3) определяется по формуле:

$$W_{\text{ср.м}} = A\overline{M}/\bar{v}\,, \qquad (4.24)$$

где A – параметр, вычисляемый по выражению

$$A = 0{,}01(0{,}5n_0 f_0 + n_{10} f_{10} + \ldots + n_{90} f_{90} + 0{,}5n_{100} f_{100})\,, \qquad (4.25)$$

здесь n_0 – число истоков или общее число русел в системе; n_{10}, n_{20}, …, n_{100} – число створов, удаленных от истоков рек на 10, 20, …, 100 км; $f_0, f_{10}, \ldots, f_{100}$ – средняя площадь водосборов до этих створов; M – средний модуль расхода [м^3/(с·км^2)] небольших рек-аналогов, площади водосбора которых зависят от удаленности граничных створов от истоков; v – средняя скорость течения (м/с), определяемая по формуле (4.10).

При подсчете числа рек длиной более 10 км используют справочник «Гидрологическая изученность», а для определения числа рек с длиной менее 10 км используются рекомендации Р.А. Нежиховского о числе этих рек на 1000 км^2 площади в различных природных зонах (тундровая, лесная, лесостепная, степная, полупустынная).

Параметр A для рек равнинных районов площадью ≥ 25 000 км^2 можно приближенно установить по формуле:

$$A = C\,F + D, \qquad (4.26)$$

где C и D – параметры, определяемые в зависимости от природной зоны и диапазона средней и мелкой русловой сети; F – общая площадь, соответствующая средней и мелкой русловой сети.

Следует отметить, что объем воды, вычисленный на основе модели строения речной сети, по существу представляет собой индекс русловых запасов. Необходимо определить коэффициент перехода от этого индекса к запасам воды в русловой сети, установленным по уравнению водного баланса.

4.3. Прогнозы стока по данным о русловых запасах и притоке воды в речную сеть

В основе прогноза стока в условиях отсутствия или незначительного притока поверхностных вод лежит зависимость вида (4.3). Подобная зависимость используется в периоды летней и зимней межени для прогноза среднего расхода воды за интервал времени от 5 до 15 сут. Заблаговременность прогноза среднего расхода по дан-

ным исследований несколько меньше времени добегания воды от верхних створов до замыкающего створа, но больше времени добегания от центра тяжести бассейна. На практике заблаговременность прогноза часто принимается равной общему времени добегания руслового стока.

В период весеннего половодья и дождевых паводков приток воды в речную сеть в последующий после выпуска прогноза период весьма существенный, и в этом случае для прогноза используется зависимость вида (4.4).

С увеличением заблаговременности прогноза уменьшается роль запасов воды с русловой сети W_T и возрастает влияние последующего притока $q_{T+\tau}$. Прогнозирование среднего расхода воды в этом случае чаще всего осуществляется по уравнению вида

$$\overline{Q_{T+\tau}} = \gamma W_T + \beta q_T, \qquad (4.27)$$

где γ – угловой коэффициент нижней огибающей прямой линии на графике связи $\overline{Q_{T+\tau}} = f(W_T)$; q_T – приток воды в русловую сеть, вычисляемый по уравнению водного баланса или по данным о стоке малых рек на момент выпуска прогноза; β – угловой коэффициент средней линии на графике связи $\overline{Q_{T+\tau}} - \gamma W_T = f(q_T)$.

Зависимость (4.27) основана на предположении, что предсказываемый средний расход воды определяется, с одной стороны, начальным запасом воды в русловой сети, а с другой – последующим суммарным притоком за период заблаговременности прогноза $\sum_{T}^{T+\tau} q$, который зависит от значения притока q_T, т.е. имеется связь

$$\sum_{T}^{T+\tau} q = f(q_T). \qquad (4.28)$$

Если же связь вида (4.28) отсутствует, для прогноза среднего расхода применяется другое уравнение:

$$\overline{Q_{T+\tau}} = \gamma W_T + q_{T+\tau}, \qquad (4.29)$$

где $q_{T+\tau}$ – последующий приток воды в русловую сеть, который вычисляется по разности между фактическим $\bar{Q}_{T+\tau}$ и установленным по графику связи $Q_{T+\tau} = f(W_T)$. По полученным данным стро-

ят график связи смежных значений $q_{T+\tau} = f(q_{T-\tau})$. Уравнение для прогноза среднего расхода тогда имеет вид

$$\overline{Q}_{T+\tau} = \gamma W_T + f(q_{T-\tau}). \qquad (4.30)$$

Определение притока воды в русловую сеть может быть осуществлено на основе экстраполяции значения q_T на период действия прогноза способом линейной или нелинейной тенденции (см. п. 4.4).

Данные о запасах воды в русловой сети используются также при прогнозе максимального расхода воды и времени его наступления. Дата выпуска прогноза относится к моменту наступления максимального стока малых рек.

Пик половодья на малых реках наступает неодновременно, что вызывает неопределенность в выборе даты выпуска прогноза. В этом случае определяют среднюю дату наступления максимального стока малых рек. Наиболее показательными являются малые реки, расположенные в южных частях крупных бассейнов. На этих реках пик половодья наступает раньше и заблаговременность прогноза увеличивается.

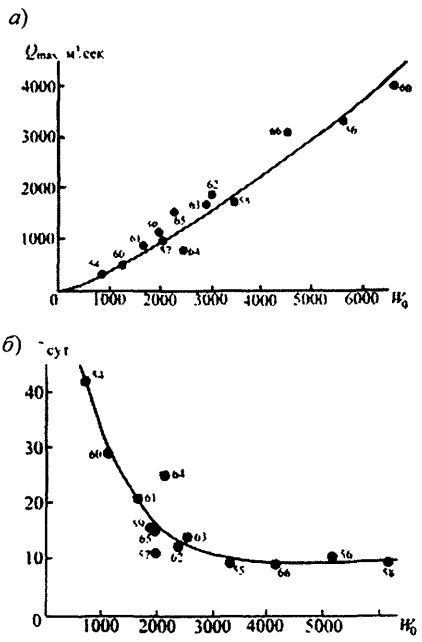


Рис. 4.5. Река Припять - г. Мозырь. Зависимости $Q_{max} = f(W_0)$ и $\Delta T = f(W_0)$. Цифры у точек годы.

По русловым запасам, вычисленным на среднюю дату наступления наибольшего стока W_{T_0} малых рек, максимальным расходам Q_{max} и разности в датах наступления пика половодья расчетной реки и на малых реках ΔT устанавливаются зависимости (рис. 4.5):

$$Q_{max} = f(W_0), \tag{4.31}$$

$$\Delta T = f(W_0). \tag{4.32}$$

Зависимость (4.32) не всегда достаточно тесная. В этом случае заблаговременность прогноза принимается равной среднему значению сдвига ΔT.

Максимальный приток для всей речной сети, разделенной на N участков, может быть вычислен по уравнению:

$$q\Delta t = Q_н \Delta t \pm \sum_{i=1}^{n} \Delta W, \tag{4.33}$$

где q и $Q_н$ – соответственно средний приток воды и сток через нижний створ за время Δt; ΔW – изменение объема воды в речной сети за то же время, определяемое по гидрометрическим данным.

Приток воды на бесприточных участках вычисляется по формуле:

$$q\Delta t = Q_н \Delta t - Q_в \Delta t + \Delta W, \tag{4.34}$$

а на приточном участке расчет притока осуществляется по выражению:

$$q\Delta t = Q_н \Delta t - \sum_{1}^{n} Q_в \Delta t + \Delta W, \tag{4.35}$$

где n – число верхних створов на выбранном участке реки.

4.4. Прогнозы уровней и расходов воды способом тенденции и по кривым спада

В основе способа тенденции лежит экстраполяция хода уровней или расходов воды на некоторый период времени, исходя из учета закономерностей изменения стока за период, предшествующий моменту выпуска прогноза. Способ учитывает инерционные свойства гидрологических явлений сохранять тенденцию стока в течение последующего времени. Это свойство особенно присуще крупным рекам, а также водотокам, вытекающим из озер. В ходе уровней (расходов) таких рек при незначительном притоке воды отмечаются продолжительные периоды однонаправленного изменения стока. Линейная экстраполяция основана на предположении постоянства градиента рассматриваемой величины во времени, т.е. $\Delta H/\Delta t$ = const или $\Delta Q/\Delta t$ = const. На основе этой предпосылки уста-

навливаются связи между изменениями прогнозируемой величины за короткий (предшествующий) и более длительный (последующий) периоды времени, например, $\Delta H_{T+\tau} = f(\Delta H_T)$. Подобные связи строятся отдельно для весеннего половодья и периода межени. Заблаговременность прогноза определяется устойчивостью изменений прогнозируемой величины во времени и обычно не превышает 3 – 5 сут. На малых реках с короткими по продолжительности колебаниями стока прогноз способом линейной тенденции неэффективен.

Прогноз стока в период спада весеннего половодья или дождевых паводков в условиях отсутствия или незначительного притока в русловую сеть осуществляется с помощью кривых спада. Сток рек в это время определяется закономерностями истощения русловых и подземных запасов воды. Режим стока в период спада половодья (паводка) зависит от многих факторов: суммарных запасов воды в русловой сети на момент начала спада, характера их распределения, количества осадков в период спада. Косвенным показателем общего запаса воды в русловой сети является максимальный расход (уровень) воды. В ряде способов прогнозирования учитывается только этот показатель.

Используемые для прогноза зависимости могут быть графического и аналитического вида. Чаще всего применяются графические способы, основанные на осреднении или типизации кривых спада.

К.П. Воскресенский для прогноза стока на спаде половодья Северной Двины, Вычегды, Камы, Вятки, Ветлуги и других рек предложил строить типовую кривую спада каждой реки по ежегодным относительным кривым. Расходы воды выражаются в долях от максимального, а время от начала спада – в долях от общей продолжительности спада. По этим данным строится семейство относительных кривых спада вида:

$$Q_t / Q_{\max} = f(t / t_{\text{сп}}). \qquad (4.36)$$

В поле этих относительных кривых устанавливается типовая или средняя многолетняя кривая спада.

Использование типовой кривой спада основано на известных данных о максимальном расходе и расходе воды через несколько суток t после начала спада. По отношению $Q_t/Q_{\max}$ с типовой кривой спада снимается значение $t/t_{\text{сп}}$ и определяется продолжительность спада. Затем по вычисленным значениям $t/t_{\text{сп}}$ устанавливаются со-

ответствующие величины Q_t/Q_{max} и вычисляются расходы воды на спаде половодья (паводка). Способ учитывает тенденцию изменения расхода воды в начальный период спада.

А.В. Огиевский предложил устанавливать несколько типовых кривых спада для определенных значений максимальных расходов воды. Этим самым косвенно учитывается различие в запасах воды в русловой сети и интенсивность их разгрузки.

Аналитические способы прогноза основаны также на использовании уравнений кривых спада:

$$Q_t = Q_{max} \exp(-at), \tag{4.37}$$

$$Q_t = Q_{max} /(1+\beta t)^2, \tag{4.38}$$

$$Q_t = Q_{max} \exp(-kt^2), \tag{4.39}$$

где t – число дней от начала спада; a, β, k – параметры, зависящие от строения речной сети, распределения в ней запасов воды и условий их пополнения.

В связи с ежегодным изменением запасов воды меняются и значения средних за период спада параметров. Для их определения устанавливаются связи вида

$$\overline{a} = f(W) \text{ или } \overline{\beta} = f(W), \tag{4.40}$$

где W – запас воды в русловой сети на дату прохождения максимального расхода.

При наличии связи между W и Q_{max} используются зависимости

$$\overline{a} = f(Q_{max}) \text{ или } \overline{\beta} = f(Q_{max}, \Delta X), \tag{4.41}$$

где ΔX – количество осадков в период спада половодья в отклонениях от нормы.

Для учета изменчивости параметров a, β, k в период спада строят за ряд лет графики связи

$$a_t / \overline{a} = f(t) \text{ или } \beta_t / \overline{\beta} = f(t). \tag{4.42}$$

Устанавливается средняя кривая вида (4.42), по которой определяется значение параметров за период спада. Затем по одной из формул (4.37) – (4.39) рассчитываются ожидаемые расходы воды в период спада половодья.

Глава 5
МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗАХ

Традиционные методы гидрологических прогнозов, базирующиеся на достаточно простых аналитических или графических зависимостях, несовершенны и не способствуют дальнейшему развитию методов прогнозирования.

Теоретические и экспериментальные исследования условий формирования талого и дождевого стоков, процессов снеготаяния, водоотдачи из снежного покрова, продвижения влаги в почве, перемещения паводочных волн, их трансформации свидетельствуют о широком применении математических методов в гидрологии. Простейшая теоретическая схема (модель) формирования склонового стока была разработана М. А. Великановым в 30-х годах прошлого столетия. На ее основе установлена генетическая формула стока, до сего времени используемая в области гидрологических расчетов и прогнозов. Однако математическое моделирование в широком смысле этого понятия стало развиваться лишь в 70-х годах, чему способствовал главным образом накопленный гидрологией обширный фактический материал. Этот материал послужил своего рода фундаментом для разработки математических моделей формирования стока. Кроме того, немаловажное значение имело появление вычислительных машин, способных обрабатывать огромные объемы информации.

В эти годы постепенно осуществляется переход от описания отдельных процессов стокообразования к созданию замкнутых моделей, описывающих весь цикл формирования стока от поступления воды на водосбор до прохождения стока в замыкающем створе.

Математической моделью называется совокупность математических и логических соотношений, с помощью которых устанавливаются количественные и качественные характеристики изучаемого процесса. Математические модели стали, с одной стороны, средством описания и воспроизведения естественного процесса, а с другой – средством объединения отдельных результатов исследований в целостную картину формирования стока. Изучение гидрологических явлений с помощью моделирования позволяет относительно быстро осуществить проверку модели на основе сопоставления

с натурными данными. В процессе моделирования выявляется необходимость постановки новых экспериментов, уточняется программа проведения специализированных гидрологических наблюдений. В свою очередь, результаты экспериментирования способствуют развитию и совершенствованию моделей.

Математические модели позволяют решать как диагностические, так и прогностические задачи; точность выходной информации в первую очередь определяется качеством исходных данных и степенью детализации физических процессов, описываемых самой моделью. Уровень схематизации реальных процессов, описываемых уравнениями математической физики и гидродинамики, определяется целым рядом факторов, важнейшим из которых является возможность использования разработанной модели в оперативной практике. Совершенно очевидно, что характер развития процессов на водосборе зависит от множества гидрофизических характеристик подстилающей поверхности, которым свойственна явная пространственная изменчивость. Подробное описание физических закономерностей процессов формирования стока в отдельных точках речного бассейна часто не представляется возможным из-за отсутствия данных измерений. Это препятствует реализации строгих методов и заставляет идти по пути разработки концептуальных моделей, учитывающих пространственные неоднородности в интегральном виде. Конструируя математическую модель, исследователь, с одной стороны, старается достаточно подробно описать процессы формирования стока на водосборе, с другой – не переусложнить модель, памятуя о требованиях к ее практической реализуемости.

При использовании моделирования для решения прогностических задач необходимо иметь в виду следующее:

– качество прогностических рекомендаций во многом зависит от метеорологической обстановки, которая сложится уже после даты выпуска прогноза;

– точность этих методик не должна уступать точности простых методик, основанных на принципах инерционности (способ тенденций);

– значимый с точки зрения заблаговременности прогноз может быть дан для средних и крупных водосборов.

Данные специфические особенности определяют концепции, на основе которых конструируются математические модели: относительная простота и невысокая требовательность к исходной информации.

Обычно методика состоит из комплекса математических моделей (подмоделей), которые характеризуют процессы, происходящие в бассейне реки и в ее русле. Очевидное стремление более подробно описать важные процессы и схематично представить менее значимые не всегда находит практическое воплощение как в силу специфики решаемой задачи, так и по причине ограниченного информационного обеспечения. Кроме того, совмещение подробнейших моделей частных процессов в единую систему в итоге часто приводит к неудовлетворительным результатам. В свою очередь, чрезмерное упрощение приводит к утрате эффективности применения методологии математического описания. Важным моментом следует считать согласование степени схематизации модели и самих данных, осуществляемое с использованием методов оптимизации.

В любой математической модели формирования стока присутствует целый ряд параметров, призванных отображать объективные характеристики водосборов. Желательно, чтобы большая их часть имела конкретный физический смысл и была задана априори. Число оптимизируемых параметров должно быть минимальным. Надежное решение задачи обеспечивается при правильно выбранных начальных оценках параметров, когда диапазон их изменения физически обоснован.

В значительный степени успех гидрологических прогнозов зависит от качества прогнозов погоды. Некоторые прогностические методы, в основу которых положены математические модели, предусматривают использование прогнозов метеовеличин. Это дает возможность увеличивать заблаговременность гидрологических прогнозов. В частности, для прогноза дождевых паводков могут быть использованы сведения о предстоящих осадках, температуре воздуха и т.д. Однако надо иметь в виду, что с увеличением заблаговременности резко снижается эффективность прогнозов погоды. Этим во многом объясняется тот факт, что математические модели применяются в основном при разработке краткосрочных прогнозов.

Реализация математических моделей для решения прогностических задач должна осуществляться с учетом ряда специфических особенностей:

– в реальных условиях приходится иметь дело с достаточно ограниченным информационным обеспечением;

– используемая оперативная информация, как правило, по точности и полноте значительно уступает режимной;

– необходима высокая точность метода, так как его эффективность оценивается относительно инерционного прогноза;

– практический результат наиболее значим, когда прогноз дается для достаточно крупных речных водосборов;

– на момент выпуска прогноза не известны будущие метеорологические условия, от которых в большой степени зависит успешность прогноза.

Все сказанное влияет как на концепции, положенные в основу математических моделей, так и на их структуру. Надо отметить, что успешное функционирование модели не может быть обеспечено без наличия хорошо отработанной процедуры *идентификации*, под которой чаще всего подразумевается установление структуры модели и определение ее параметров.

Окончательный выбор модели для решения задачи для конкретного водосбора может быть сделан лишь после сравнительных расчетов с использованием различных моделей (подмоделей).

В краткосрочных прогнозах используются преимущественно *детерминистические модели*, в которых постулируется однозначная связь входных и выходных данных.

В настоящее время существует достаточно большое количество исследований, посвященных как собственно разработке математических моделей, так и их применению в гидрологических прогнозах [10, 13, 16, 17, 28, 31, 33, 34, 38, 45].

В области математического моделирования формирования речного стока можно выделить три основных направления, отличающихся используемой исходной (априорной) и экспериментальной (апостериорной) информацией:

1) модели, при конструировании которых априорная информация о структуре и параметрах гидрологической системы практически не используется (гидрологическая система рассматривается как «черный ящик»);

2) концептуальные модели, создаваемые в условиях, когда физические представления о гидрологической системе (физическая модель) неопределены и неполны, однако имеется ряд априорных зависимостей или гипотетических связей, которые могут быть применены при определении структуры модели и ее параметров;

3) физико-математические модели, основанные на достаточно полных физических представлениях и опирающиеся на измеряемые характеристики водосбора (использующие главным образом априорную информацию).

Такое деление является достаточно условным, поскольку многие реальные модели построены с использованием нескольких подходов.

В модели типа «черного ящика» в явном виде отсутствует описание элементарных процессов на водосборе. Структура модели определяется видом оператора, обеспечивающего соответствие фактических и рассчитанных данных на выходе. Используемые в модели коэффициенты редко имеют физическую интерпретацию. К этому типу моделей можно отнести и так называемые *емкостные модели*. Считают, что бассейн обладает некоторым объемом, регулирующим сток. Этот объем представляют состоящим из отдельных последовательно-параллельно соединенных емкостей. Процесс истекания воды из емкостей описывается линейными или нелинейными зависимостями.

Концептуальные модели конструируются с учетом различных представлений о стокообразующих процессах и эмпирических связях между элементами модели. Это принципиально важно, так как большинство параметров имеет конкретный физический смысл, что позволяет определить диапазон их изменения. Еще одной важной особенностью концептуальных моделей является то, что состоят они из подмоделей, число и вид которых может быть определен по результатам анализа условий формирования стока в данном регионе. Обычно дается описание процесса водоподачи, потерь, перераспределения влаги в почве, поверхностного и внутрипочвенного притока к русловой сети, трансформации притока в гидрограф расчетного створа. Степень детализации и способы описания физических процессов определяет довольно широкий спектр разработанных к настоящему времени моделей.

В зависимости от способов учета неравномерности исходной информации и характеристик самого водосбора выделяют концептуальные модели с сосредоточенными и распределенными параметрами. В моделях с сосредоточенными параметрами реальный водосбор заменяется неким гипотетическим водосбором с постоянными интегральными характеристиками. В этом случае неоднородность входной информации в явном виде не учитывается. Очевидно, такое

допущение справедливо лишь для небольших водосборов. Применение моделей с сосредоточенными параметрами для крупных водосборов предполагает их реализацию для частных бассейнов (предварительно выделенных и относительно однородных). Затем сток с этих бассейнов одним из способов трансформации преобразуется в гидрограф в замыкающем створе. Такой подход возможен лишь при наличии гидрометрических створов на частных бассейнах. В противном случае неравномерность учитывается путем введения в концептуальную модель элементов моделей с распределенными параметрами. Однако такой подход при создании концептуальных моделей приводит к значительному увеличению числа параметров, которые обычно приходится определять по весьма ограниченным исходным данным. В практике прогнозирования зачастую предпочтение отдается моделям с сосредоточенными параметрами, как более простым и во многих случаях дающим вполне приемлемые результаты. В физико-математических моделях процессы описываются дифференциальными уравнениями в частных производных. Вследствие этого такие модели в принципе являются моделями с распределенными параметрами. Они используются как для описания процессов, протекающих на водосборе, так и для процессов перемещения воды по руслу. Большинство параметров физико-математических моделей имеет явную физическую интерпретацию. В сравнении с моделями с сосредоточенными параметрами *модели с распределенными параметрами* содержат меньше допущений и обладают большей априорной информацией. В данном случае удается получить более качественное описание всего гидрологического цикла. К сожалению, сложности, связанные с детальными измерениями пространственного распределения характеристик водосбора и русла, делают модели с распределенными параметрами недостаточно конкурентоспособными в прогнозах (по сравнению с моделями с сосредоточенными параметрами).

Как уже говорилось, математические модели, описывающие гидрологический цикл, включают определенное число параметров. Практическая реализация любой модели невозможна без ее идентификации. Оптимальная структура моделей типа «черного ящика» определяется в процессе идентификации. Структура концептуальных и физико-математических моделей часто задается априори, а идентификация сводится по сути к оцениванию параметров. Ввви-

ду ограниченности и низкой точности исходных данных для определения параметров широко используются методы оптимизации. Устойчивость параметров может быть повышена за счет привлечения априорной информации, которая определяется качеством и количеством данных, особенностями модели, квалификацией исследователя.

При правильной идентификации систем расхождение между фактическими и прогнозными данными должно быть минимальным. Последнее имеет место в случае максимального приближения структуры и параметров модели к фактическим данным. Выполнение этих условий может привести к усложнению модели, появлению неточно определяемых параметров, возрастанию случайных ошибок. Возникает проблема установления оптимальной сложности модели и оптимальных значений параметров, при которых заданная функция, зависящая от сходимости фактических и рассчитанных данных, достигает минимума. Такую функцию называют *критерием оптимизации*, или *критерием качества*.

В качестве критерия оптимизации чаще всего используют сумму квадратов отклонения фактических и рассчитанных значений:

$$K(a) = \int_0^{\max} \left[X(t) - X_{\text{р}}(t)\right]^2 dt, \qquad (5.1)$$

где $X(t)$ и $X_{\text{р}}(t)$ – фактические и рассчитанные значения X соответственно.

Возможные пределы изменения параметров устанавливают исходя из физических соображений, натурных, экспериментальных данных и балансовых соотношений.

Методы оптимизации при достаточном объеме информации позволяют находить значения параметров, близких к фактическим.

Для концептуальных моделей можно выделить некоторые общие принципы параметризации:

1) часть параметров определяют методами гидрологического анализа непосредственно по данным измерений основных составляющих водного баланса, характеристик почвы и т. д.;

2) производят приблизительную оценку оставшихся параметров и возможные границы их изменения;

3) используя входные и выходные данные, приближенные оценки, уточняют методом проб и ошибок;

4) проверяют устойчивость полученных оценок на независимых данных.

Методы оптимизации, реализуемые в автоматизированных процедурах, позволяют находить минимум функции многих переменных (целевой функции – критерия качества). Обычно минимизируется средняя квадратическая погрешность расчетных (прогнозных) значений расходов воды в замыкающем створе. Процедура определения параметров методами оптимизации при идентификации физико-математических моделей заметно усложняется в основном из-за большой трудности расчетов для продолжительных периодов времени.

В силу ряда объективных и субъективных причин точность расчетов по математическим моделям может быть недостаточной для обеспечения эффективности прогнозов. Определенное повышение эффективности прогнозов достигается за счет применения некоторых процедур их корректировки. Так, оперативный анализ погрешностей прогноза позволяет осуществлять корректировку параметров (калибровку модели). Положительный эффект дает и явный учет начальных условий, основанный на использовании интеграла Дюамеля для случая ненулевых начальных условий.

На V Всесоюзном гидрологическом съезде [17] были сформулированы основные требования к математическим моделям гидрологических процессов [17]:

– необходимость отображения основных закономерностей формирования стока, учета пространственно-временной изменчивости метеорологических факторов и стокообразующих свойств подстилающей поверхности;

– определение оптимальной сложности модели, исключение ее усложнения и возможности появления неопределенных параметров;

– учет редкого сочетания факторов, определяющих сток или другие характеристики;

– использование в качестве входных данных в основном материалов стандартных наблюдений;

– блоки модели по возможности должны описываться с одинаковой подробностью и точностью;

– возможность дальнейшего совершенствования модели.

Общая модель формирования стока должна описывать следующие основные гидрометеорологические процессы:

– снеготаяние и водоотдачу из снега, динамику тепло- и влагопереноса в снежном покрове;

– инфильтрацию воды в мерзлую и талую почвы, перенос тепла и влаги в почвогрунтах;

– взаимодействие поверхностных и подземных вод;

– трансформацию жидких осадков в почвогрунтах и на поверхности бассейна;

– испарение и транспирацию на водосборе;

– трансформацию поверхностного и внутрипочвенного стока в речной сток.

В последние годы в нашей стране и за рубежом разработано несколько математических моделей формирования талого и дождевого стока. На их основе предложены методы автоматизированных краткосрочных прогнозов ежедневных расходов. Анализ результатов прогнозирования по 10 моделям, разработанным в России, США, Японии, подтвердил возможность использования большинства из них. Успешность прогнозирования во многом зависит от точности исходных данных и возможности учета вновь поступающей информации.

Процесс математического моделирования на уровне современных знаний включает следующие этапы [17]:

– постановку задачи и выбор типа модели;

– формулирование структуры модели на основе анализа законов, связывающих основные параметры;

– подготовку исходной информации и представление ее в соответствующей форме;

– программирование;

– проверку применимости модели на основе сопоставления результатов моделирования с фактическими данными;

– планирование и осуществление численных экспериментов с использованием имитационных расчетов;

– интерпретацию результатов имитационного моделирования;

– практическое использование результатов моделирования.

Развитие методов математического моделирования требует наличия банков данных гидрологической, метеорологической и агрофизической информации. Создание подобных банков невозможно без автоматизации сбора и обработки гидрометеорологической информации. На базе математических моделей создаются возможности внедрения в практику автоматизированных систем выпуска оперативных гидрологических прогнозов.

Глава 6
КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ РАСХОДОВ И УРОВНЕЙ ВОДЫ ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ

6.1. Закономерности формирования дождевого стока

Прогноз дождевых паводков является одним из важнейших направлений гидрологических прогнозов. Если рассматривать земной шар в целом, то почти на 70 % его территории максимальные расходы воды отмечаются именно во время прохождения дождевых паводков. Вторым важным моментом является тот факт, что, как правило, дождевые паводки возникают внезапно, поэтому даже небольшая заблаговременность их предсказания во многих случаях позволяет сохранить значительные материальные ценности и жизни людей. На территории России прогноз дождевых паводков особенно актуален для ливнеопасных районов, к которым в первую очередь можно отнести Дальний Восток и Черноморское побережье Кавказа.

Расчет и прогноз дождевых паводков принято считать одной из труднейших проблем гидрологии, которая вполне удовлетворительного решения не получила и до настоящего времени. Формирование дождевого стока на водосборе является сложным многофакторным процессом. Более того, он может быть дифференцирован на ряд частных процессов, в свою очередь регулируемых взаимообусловленными причинно-следственными связями в границах речного бассейна. Формализация этих процессов с целью представления физически достоверной картины формирования стока может быть получена путем составления системы дифференциальных уравнений, описывающих условия движения воды по склонам и русловую трансформацию, уравнения турбулентного теплообмена и теплового баланса для оценки испарения, уравнений характеризующих явления инфильтрации и т. д. Однако совместное решение столь сложной системы дифференциальных уравнений в частных производных затруднено как в силу чисто математических трудностей, так и из-за недостаточно репрезентативной информации об осадках (количестве, интенсивности, распределении по времени и пространству), а также крайне ограниченных и низких по точности данных о водопоглотительной способности речных бассейнов. Такое поло-

жение приводит к необходимости принять ряд допущений при решении систем дифференциальных уравнений, при реализации математических моделей с сосредоточенными параметрами и при выработке прогностических решений на основе построения коаксиальной (соосной) системы графиков, позволяющей учесть основные стокоформирующие факторы.

Существует достаточно большое количество способов прогноза дождевых паводков, которые с некоторой долей условности можно подразделить на три основные группы:

– способы, основанные на применении эмпирических зависимостей дождевого стока от осадков и факторов водопоглощения;

– способы, основанные на использовании данных о притоке воды в русловую сеть бассейна, вычисленном по гидрометрическим данным;

– физико-математические модели, описывающие процессы формирования стока на водосборе и трансформацию его по руслу.

Реализация того или иного подхода при решении прогностической задачи во многом определяется объемом и качеством имеющейся информации, а также особенностями формирования стока в конкретной физико-географической зоне.

Формирование стока дождевых паводков определяется следующими основными процессами:

– поступлением воды на поверхность почвы;

– потерями дождевых вод на впитывание в почву, поверхностное задержание и испарение при стекании воды по склонам;

– стеканием воды с поверхности водосбора;

– стеканием воды по руслам рек.

Характерной особенностью дождевых паводков является их генетическая неоднородность, под которой подразумеваются различные условия их формирования, динамики развития и режима стекания.

6.1.1. Генезис дождевых паводков

Наиболее полная генетическая классификация видов склонового стока, предложенная А. Н. Бефани [7], выглядит следующим образом:

1) сток равнин при глубоком залегании грунтовых вод, возникающий от дождей более интенсивных, чем поверхностная фильтрация («подвешенный» сток);

2) поверхностный сток с равнин, возникающий при подъеме грунтовых вод к поверхности («подпертый» равнинный сток);

3) надмерзлотный сток болотно-тундровых вод (преимущественно поверхностный) и смешанный болотный сток;

4) «подвешенный» поверхностный сток горных районов;

5) «подпертый» поверхностный сток с горных склонов, возникающий после насыщения рыхлых отложений, лежащих на относительном водоупоре коренных пород (или на мерзлоте);

6) «контактный» сток в слое рыхлых отложений, имеющий различные формы (дренажный, жильный, пластовый и т. д.);

7) внутрипочвенный сток равнин.

Отдельные виды стекания часто сочетаются, переходят из одного вида в другой. К настоящему времени для перечисленных генетических типов разработаны приближенные теории формирования стока, общим недостатком которых следует считать неучет временного задержания воды на водосборе.

Наибольшей сложностью генезиса стока отличаются бассейны горных рек. Здесь наиболее часто встречается *контактный сток*, когда дождевая вода, легко проникая через рыхлые породы, стекает по контакту с малопроницаемым слоем со скоростью, во много превышающей скорость грунтовых вод. Вместе с тем, на горных склонах образуется и *поверхностный сток*. Это происходит тогда, когда интенсивность дождя превосходит интенсивность впитывания и в случае насыщения рыхлых почвогрунтов. Скорости поверхностного стока существенно выше, чем контактного, причем его максимум наступает позднее максимума дождя, как правило, на интервал, равный половине времени добегания воды, в то время как максимум второго – лишь с окончанием дождя. В общем виде гидрограф поверхностного стока имеет вогнутые очертания, а гидрограф подповерхностного характеризуется более равномерным подъемом и практически линейной ветвью спада. Можно выделить три основных типа горных склонов [7]:

– залесенные участки с провальным впитыванием, где дождевые воды образуют контактный сток;

– залесенные участки, где интенсивность ливневых осадков может превышать интенсивность впитывания, в результате чего помимо «подвешенного» стока образуется и поверхностный;

– открытые малопроницаемые горные склоны, где преобладает «подвешенный» поверхностный сток.

На безлесных равнинных водосборах с глубоким залеганием грунтовых вод формирование паводков происходит за счет «подвешенного» поверхностного водообразования. Несоизмеримо мал внутрипочвенный сток, который по данным экспериментальных исследований составляет сотые доли процента от общего. В зоне степей формирование дождевого стока во многом определяется спецификой процесса потерь. На тяжелых почвах слаборасчлененных плоских равнин величина потерь определяется поверхностным задержанием, в результате чего гидрографы паводков характеризуются распластанностью и сглаженной верхней частью. В условиях значительных уклонов и выраженной расчлененности основной причиной потерь является поверхностное впитывание.

На равнинах лесной зоны, согласно классификации А. Н. Бефани, встречается пять типов стока: поверхностный («подвешенный» и «подпертый»), внутрипочвенный («подвешенный» и «подпертый») и болотный.

В связи с неглубоким залеганием грунтовых вод в этой зоне преобладающим является *«подпертый» поверхностный сток*, и водообразование определяется не столько разностью осадков и впитывания, сколько особенностями пространственного распределения емкости зоны аэрации и слоем дождя в период подтопления. На небольших открытых водосборах формируется и *«подвешенный» ливневой сток*. Даже гидрографы ливневых осадков распластаны, а «острые пики» отмечаются лишь на малых водотоках.

На залесенных водосборах поверхностный приток сопровождается внутрипочвенным, а ливневой – подвешенным внутрипочвенным, однако обычно максимумы формируются водами поверхностного притока.

Простейший механизм формирования паводков может быть представлен в виде так называемой генетической формулы стока (метода изохрон).

6.1.2. Генетическая формула стока

Данная схема формирования дождевого стока предполагает ряд существенных допущений.

Считается, что на водосбор площадью F непрерывно, начиная с момента t, равномерным слоем выпадают осадки.

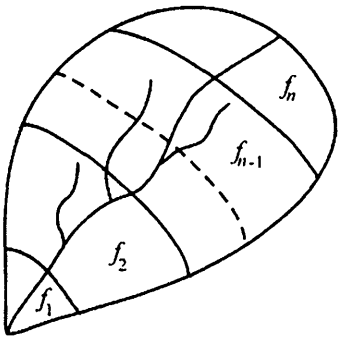


Рис. 6.1. Расчленение водосбора на единичные площади стекания.

Время, за которое стокообразующая часть осадков от наиболее удаленной точки водосбора добегает до замыкающего створа, называется *бассейновым (суммарным) временем добегания* τ.

Выбирается расчетная единица времени $\Delta t < \tau$ и площадь бассейна расчленяется на единичные площади, сток с которых происходит за интервал Δt (рис. 6.1).

Количество единичных площадей стекания определяется по формуле $n = \tau / \Delta t$. Границами каждой из них являются линии, соединяющие точки с одинаковым временем добегания (изохронами). Метод позволяющий получить как качественную, так и количественную картину расчета и прогноза стока называется *методом изохрон*.

Сток в первую единицу времени после начала выпадения осадков происходит лишь с площади f_1:

$$Q_t = f_1(x - p)_t, \qquad (6.1)$$

где $(x - p)$ – эффективный слой осадков (слой осадков с учетом потерь, которые, как и осадки, считаются равномерно распределенными по площади); Q_t – расход в замыкающем створе бассейна в момент времени t.

Во вторую единицу времени сток осуществляется уже с площадей f_1 и f_2 соответственно, поэтому

$$Q_{t+\Delta t} = f_1(x - p)_{t+\Delta t} + f_2(x - p)_t. \qquad (6.2)$$

Если сток происходит с площади всего водосбора, то для его оценки после элементарных преобразований можно получить формулу:

$$Q_t = f_1(x - p)_t + f_2(x - p)_{t-\Delta t} + \ldots + f_n(x - p)_{t-(n-1)\Delta t}$$

или

$$Q_t = \sum_{i=1}^{i=n} f_1(x-p)_{t-(i-1)\Delta t} \cdot \qquad (6.3)$$

Уравнение (6.3) называется *генетической формулой стока.*

Выделяют две основные фазы стока с площади бассейна – склоновое стекание и русловой сток.

Склоновое время добегания τ_1 определяется через среднюю скорость склонового стекания (по поверхности и внутрипочвенным путем) v_1 и наибольшую длину склона l:

$$\tau_1 = \frac{l}{v_1} \cdot \qquad (6.4)$$

Аналогично определяется среднее время руслового добегания τ_2

$$\tau_2 = \frac{L}{v}, \qquad (6.5)$$

где v – средняя скорость движения паводка в русловой сети; L – наибольшая длина русла до замыкающего створа.

Тогда бассейновое время добегания τ равно сумме τ_1 и τ_2 (за вычетом одной расчетной единицы времени Δt):

$$\tau = \tau_1 + \tau_2 - \Delta t. \qquad (6.6)$$

Способ вывода формулы (6.3) является упрощенным. Пути движения элементарных объемов воды даже с соседних межизохронных площадей могут значительно отличаться. В процессе формирования стока положение изохрон не остается постоянным, а изменяется как во времени, так и по площади. Непрерывно меняются размеры площади, покрытые водой, а в условиях превышения интенсивности впитывания над интенсивностью дождя часть бассейна может не иметь поверхностного стока. Вследствие этого построение изохрон встречает большие трудности.

Существенным недостатком рассмотренной схематизации процесса формирования стока является тот факт, что рассматриваются потери только во время дождя, в то время как инфильтрация продолжается и при его прекращении (на фазе спада стока).

Формула (6.3) по сути является генетической формулой бассейнового стока и описывает весь процесс стока от момента выпадения осадков до момента стока через замыкающий створ. Однако

при одинаковой величине бассейнового времени добегания τ величины склонового и руслового времени добегания могут быть различны. Раздельный вывод генетических формул для склонового и руслового стоков был выполнен Ю.М. Алехиным [2], однако он носит скорее чисто теоретический интерес, так как существенно усложняет решение задачи.

Большое распространение получила генетическая формула М.А. Великанова [3], рекомендованная для описания формирования склонового стока:

$$q = \int_0^{\tau} (x - p) \frac{\partial \omega}{\partial \tau} d\tau , \qquad (6.7)$$

где q – расход через склоновую изохрону ($\tau = 0$); τ – время добегания; ω – площадь, ограниченная изохроной τ и бровкой русла; $(x - p)$ – разность осадков и потерь за единицу времени; $\frac{\partial \omega}{\partial \tau}$ – функция добегания, выражающая изменение межизохронных (единичных) площадей по времени добегания.

Таким образом, расход склонового стока q – сумма одновременно добегающих объемов воды с разноудаленных единичных площадей стекания. Для генетически неоднородного склонового стока, например, в горных условиях, следует учитывать механизм формирования не только поверхностного стока, но и дренажного [7]:

$$q = \int_{\tau_п} (X - P_п) \frac{\partial \omega}{\partial \tau_п} d\tau_п + \int_{\tau_к} (P_п - P_в) \frac{\partial \omega_к}{\partial \tau_к} d\tau_к , \qquad (6.8)$$

где $\tau_п$ и $\tau_к$ – поверхностное и контактное время добегания; $\frac{\partial \omega}{\partial \tau_п}$ и $\frac{\partial \omega_к}{\partial \tau_к}$ – функции добегания поверхностных и контактных вод; $P_п$ и $P_в$ – инфильтрация поверхностная и в относительный водоупор (в единицу времени).

Первый интеграл дает возможность оценить склоновый приток поверхностного стока, второй – контактного. Следует отметить, что генетическая формула (6.8) справедлива для формирования склонового стока для умеренного поверхностного впитывания, в противном случае имеет место лишь контактный сток (первый интеграл

в (6.8) становиться равным нулю). Кроме того, выражение (6.8) справедливо для условий отсутствия подпертого стока.

Схема изохрон не отражает и физический процесс временной аккумуляции с последующей водоотдачей. Н. Ф. Бефани рекомендует в применении к контактному стоку понятие «изохроны» заменить понятием «*изохронные поверхности*», конфигурации которых определяются множеством локальных особенностей почвенно-геологического строения склонов. В свое время М. А. Великанов не рекомендовал использование метода изохрон для руслового стока, считая в этом случае необходимым учитывать закономерности перемещения паводочной волны по руслу. Однако впоследствии структура генетической формулы была применена и для описания механизма формирования руслового стока:

$$Q_t = \int_0^t \frac{\partial f}{\partial \tau_р} \left(X_{t-\tau_р} - P_{t-\tau_р} \right) d\tau_р . \qquad (6.9)$$

Здесь кривая склонового добегания заменена кривой руслового добегания, причем считается, что время склонового добегания равно нулю. В реальных условиях продолжительность склонового стока может достигать нескольких суток. В этом случае правомерен следующий вид генетической формулы руслового стока:

$$Q_t = \int_0^t \frac{\partial f}{\partial \tau_р} q_{t-\tau_р} d\tau_р , \qquad (6.10)$$

где $q_{t\ \tau_р}$ – величина притока в речную сеть в момент $t - \tau_р$; $\frac{\partial f}{\partial \tau_р}$ – функция добегания (f – площадь, ограниченная изохроной $\tau_р$; $\tau_р$ – время руслового добегания).

При учете аккумуляции (в фазе подъема паводка) и сработки (на спаде) целесообразно пользоваться формулой:

$$Q_t = \int_0^t \frac{\partial f}{\partial \tau_р} \gamma_в q_{t-\tau_р} d\tau_р , \qquad (6.11)$$

где $\gamma_в$ – функция водообмена (аккумуляции).

Произведение $\frac{\partial f}{\partial \tau_р} \gamma_в$ – функция, преобразующая склоновый приток в расходы в замыкающем створе. Формула (6.11) используется для рек с ярко выраженной широкой поймой, где велико влияние русло-пойменного водообмена.

Функция водообмена может быть определена весьма приближенно, поэтому в прогностической практике генетическая формула в редакции (6.11) не получила широкого распространения.

Строго говоря, скорости русло-пойменного потока в процессе прохождения паводка не остаются постоянными. По мере роста уровня происходит увеличение доли пойменных вод в общем расходе, что приводит к убыванию скоростей течения. Наибольшее же замедление скоростей наблюдается в период спада, после возвращения потока в русло. Учет непостоянства скоростей может осуществляться путем построения интегральных кривых добегания для паводочной и меженной скоростей с целью нахождения межизохронных площадей интерполяцией. Существуют и другие пути учета переменных скоростей.

Обобщение генетической формулы стока для описания процесса формирования расходов воды в замыкающем створе в результате выпавших на водосбор осадков приводит к выражению

$$Q_t = \int_0^t (x - p)_{t-\tau} r(t, \tau) d\tau, \qquad (6.12)$$

где $r(t, \tau) = \frac{\partial f}{\partial \tau}$.

Здесь кривые $r(t, \tau)$ являются характеристикой бассейна (см. рис. 6.1), которая отражает как морфометрические, так и гидравлические условия. Таким образом, задача расчета и предвычисления паводочного стока сводится к расчету осадков, потерь воды и кривых добегания стока.

Приемы вычисления слоя осадков, выпадающих на поверхность бассейна, подробно излагаются в курсе гидрологии, поэтому здесь об этом будет сказано очень кратко.

Наиболее употребимым для расчета среднего слоя осадков на водосборе является метод изогиет и способ взвешивания (придания некоторого «веса» на показания каждой станции). При построении

изогиет учитывается характер рельефа и конфигурация водосборов. С их помощью можно получить сведения о количестве осадков на лесной и полевой частях водосбора, на межизохронных площадях и т. д. Под весовым коэффициентом обычно понимается безразмерная характеристика, вычисляемая как отношение площади, для которой измерения данной станции являются репрезентативными, ко всей площади. Способ взвешивания основан на нанесении изолиний равного удаления от станции, однако в этом случае не учитываются географические особенности территории. Определение весовых коэффициентов может быть осуществлено по результатам корреляционного анализа показаний дождемерных пунктов с величиной стока. В этом случае требуется наличие станций, расположенных в бассейне более или менее равномерно. К сожалению, современная осадкомерная и плювиографическая сеть не дает достаточной информации о пространственно-временной структуре полей осадков. Улучшение ситуации можно ожидать в связи с развитием в последнее время одного из методов дистанционного зондирования – радиолокационного метода измерения осадков. В настоящее время в ряде паводкоопасных районов страны предполагается установить радиолокационные комплексы для измерения осадков с целью повышения надежности оперативных прогнозов дождевого стока.

6.1.3. Потери дождевых вод на поверхностное впитывание

Важнейшей проблемой при реализации прогнозов дождевого стока является расчет потерь. *Потери стока* – это суммарное (за некоторый интервал времени) количество воды, временно или безвозвратно задержанное в поверхностных и внутрипочвенных емкостях, а также испарившееся с площади водосбора.

Поверхностное задержание определяется в основном физико-географическими характеристиками водосбора: рельефом и растительностью, а также степенью водопроницаемости верхнего слоя грунта. Задержание внутри почвы зависит от водоудерживающей способности и влажности грунтов. Испарение с площади бассейна определяется как физико-географическими характеристиками водосбора (озерностью, заболоченностью, видом растительности), так и метеорологическими факторами: температурой и влажностью воздуха, скоростью ветра и солнечной радиацией. Из одного перечня

факторов можно сделать вывод о сложности проблемы расчета потерь на водосборе.

В практике расчетов и прогнозов дождевых паводков обычно пренебрегают такой составляющей потерь, как испарение. С одной стороны, это объясняется сравнительно малой долей испарения в величине суммарных потерь, с другой – чрезвычайной сложностью определения этой характеристики с учетом ее пространственно-временной изменчивости.

Общая величина потерь дождевого стока P может быть выражена как разность между осадками X и стоком Y:

$$P = X - Y. \tag{6.13}$$

Часто потери стока выражаются через коэффициент стока $\eta = Y/X$, однако, надо заметить, что допущение о пропорциональности осадков и стока в полной мере справедливо лишь в условиях наличия выраженных форм «подпертого стока».

Дождевой сток, формирующий паводок, определяется по построенным гидрографам путем вычленения грунтового питания и шлейфа кривых спада предыдущих паводков. Для первого паводка обычно применяется горизонтальная срезка по величине предпаводочного расхода. Это справедливо, так как гидравлически связанные грунтовые воды, находящиеся в подпоре на подъеме паводка, затем в фазе спада, срабатываются. Для дождливого периода с наложенными друг на друга паводками удается выделить лишь меженные расходы перед началом и в конце всего периода. В случае, если инфильтрационный поток только компенсирует сработку грунтовых вод, для всех паводков принимается постоянная величина расхода грунтового питания.

Как правило, основные потери дождевого стока связаны с инфильтрацией воды в почву, а потери на поверхностное задержание учитываются косвенно посредством параметров в эмпирических формулах. Под интенсивностью инфильтрации (скоростью впитывания воды) понимается количество воды, просочившейся в почву за единицу времени. Инфильтрация – это сложный процесс нисходящего движения воды в почвогрунтах под действием силы гравитации, сопротивления и молекулярных сил при наличии в порах почвы защемленного воздуха. Детальное представление о данном процессе может быть получено лишь при проведении работ по ис-

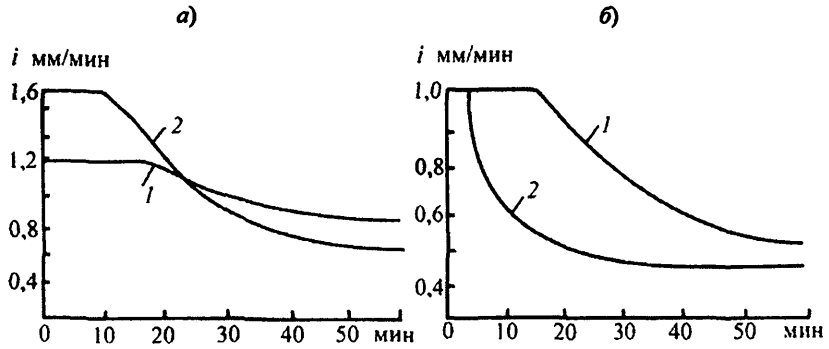


Рис. 6.2. Изменение интенсивности инфильтрации при различной интенсивности дождя (*а*) и начальной влажности почвы (*б*): *1* сухая почва; *2* влажная почва

кусственному дождеванию на опытных площадках. Можно выделить три основные фазы инфильтрации: полное поглощение дождевой воды, снижение интенсивности инфильтрации и относительно постоянной (установившейся) интенсивности фильтрации (рис. 6.2).

Важным фактором, определяющим форму кривой инфильтрации, являются степень предшествующего увлажнения почвы и интенсивность выпадения осадков. Вполне понятно, что чем меньше дефицит влажности почвы и чем больше интенсивность дождя, тем соответственно резче будет происходить снижение интенсивности инфильтрации. В значительной мере процесс инфильтрации зависит и от механических, и от водно-физических свойств почвы.

Теории инфильтрации посвящено большое количество исследований, в каждом из которых предложена та или иная схематизация почвогрунтов. Г.А. Алексеевым предложена модель грунта в виде тонкокапиллярных несообщающихся трубок постоянного диаметра при допущении, что поверхность почвы покрыта тонким слоем воды. Закономерность изменения скорости впитывания во времени рассматривалась на основе совместного решения уравнения водного баланса и уравнения движения воды в порах почвогрунтов.

Скорость впитывания воды описывается известной формулой Дарси:

$$i = K_0 J, \qquad (6.14)$$

где K_0 – коэффициент фильтрации; J – гидравлический уклон, равный $J = 1 + h/L$ (L – глубина колонки впитывания; h – капиллярный напор).

Тогда (6.14) принимает вид

$$i = K_0\left(1 + \frac{h}{L}\right). \tag{6.15}$$

Если записать уравнение водного баланса:

$$ddL = idt, \tag{6.16}$$

где d – дефицит влажности почвы, то для L получим

$$L = \frac{1}{d}\int_0^t idt. \tag{6.17}$$

Обозначив через $V = \int_0^t idt$ количество воды, впитавшейся в почву, получим

$$i = K_0 + \frac{K_0 hd}{V}. \tag{6.18}$$

Из (6.18) видно, что интенсивность инфильтрации прямо пропорциональна дефициту влажности почвы и обратно пропорциональна количеству впитавшейся воды.

Выражая скорость перемещения колонки впитывания i'

$$i' = \frac{dL}{dt} = \frac{i}{d} \tag{6.19}$$

и совместно решая (6.18) и (6.19), получаем:

$$\frac{dL}{dt} = \frac{K_0}{d}\left(1 + \frac{h}{L}\right), \tag{6.20}$$

а после интегрирования (6.20) будем иметь:

$$t = \frac{dh}{K_0}\left[\frac{L}{H} - \ln\left(1 + \frac{L}{H}\right)\right] \approx \frac{dh}{K_0}\left[\frac{1}{2}\left(\frac{L}{h}\right)^2\right]. \tag{6.21}$$

Совместное решение уравнений (6.18) и (6.21) приводит к известной формуле Г.А. Алексеева:

$$i = K_0 + \sqrt{\frac{0{,}5K_0hd}{t}}. \qquad (6.22)$$

Согласно этой формуле, *интенсивность инфильтрации* является функцией времени и зависит от свойств почвы (капиллярного напора и коэффициента фильтрации) и ее начального увлажнения.

Формула (6.22) справедлива для случая глубокого залегания грунтовых вод. Кроме того, при ее выводе не учитывалось изменение величины коэффициента фильтрации по глубине и влияние на него интенсивности выпадения дождя. А. Н. Бефани разработал теорию впитывания для модели порового пространства, представленного вертикальными микропорами с отходящими от них волосными капиллярами.

Полученные уравнения аппроксимируются с помощью двучленной степенной зависимости (причем для любого закона ветвления пор). Это позволяет принять

$$i = K_0 + \frac{A}{t^n}, \qquad (6.23)$$

где K_0 – установившаяся интенсивность инфильтрации; A – параметр инфильтрации, связанный с увлажнением; n – показатель редукции впитывания (обычно изменяется от 1/3 до 3/4 и в среднем близок к 1/2).

Австралийский ученый Д. Филип, рассмотрев диффузионную теорию инфильтрации, учел дополнительное гравитационное поле. Им предложена формула:

$$i = K_0 + \frac{S_c}{2t^{0,5}}, \qquad (6.24)$$

где S_c – коэффициент сорбции.

Автор рассматривал только два члена степенного ряда. Формула (6.24), так же как и формула Г.А. Алексеева, выведена при допущении, что поверхность почвы покрыта слоем воды. Другим видом эмпирических формул интенсивности инфильтрации являются формулы экспоненциального типа.

Американский гидролог Р. Хортон предложил формулу

$$i = K_0 + (i_0 - K_0)e^{-ct}, \qquad (6.25)$$

где i_0 – начальная интенсивность инфильтрации; c – коэффициент, зависящий от интенсивности дождя.

По Р. Хортону, значения i_0 и c зависят от характера почвы и дефицита влажности ее верхнего слоя. Общим недостатком приведенных выше формул является то, что они в явном виде не учитывают интенсивность дождя.

Е.Г. Поповым получена формула, исправляющая этот недостаток. На основе допущения, что изменение интенсивности инфильтрации пропорционально самой интенсивности и зависит от количества осадков и с учетом того, что начальная интенсивность инфильтрации равна интенсивности дождя, была получена формула

$$i = K_0 + (h - K_0)e^{\frac{-ht}{d}}, \qquad (6.26)$$

здесь h – интенсивность осадков; d – дефицит влажности почвы; t – время от начала дождя.

В (6.26) уже в явном виде входят интенсивность дождя и величина дефицита влажности слоя почвы, насыщение которого обеспечивает стабильную интенсивность инфильтрации.

Формула (6.26) справедлива в условиях постоянной интенсивности осадков. Для неравномерного во времени дождя интенсивность инфильтрации вычисляется по формуле:

$$i = K_0 + (h - K_0)e^{-\alpha(X - X_0)}, \qquad (6.27)$$

где h_0 – интенсивность дождя в момент окончания фазы полного поглощения осадков; X – количество осадков, выпавших к моменту времени t; X_0 – начальное поглощение осадков; α – параметр, зависящий от дефицита влажности почвы и ее свойств.

Слой начальных потерь определяется прямым расчетом по ходу осадков. Формула (6.27) представляется наиболее физически обоснованной, так как учитывает тот факт, что интенсивность впитывания в начале дождя может быть высокой как при сухой, так и при влажной почве.

6.1.4. Потери дождевых вод на поверхностное задержание

Под поверхностным задержанием $P_з$ понимается слой воды, расходующийся на заполнение бессточных депрессий рельефа и микрорельефа. С одной стороны, рельеф определяет продолжительность добегания воды, с другой – водозадерживающую способность бассейна. Как правило, потери на инфильтрацию превосходят таковые на поверхностное задержание, и только на плоских равнинах с тяжелыми почвами можно наблюдать обратную картину. Велика роль поверхностного задержания в лесной равнинной зоне избыточного увлажнения. Наименее существенна эта составляющая потерь при крутых склонах и большой расчлененности рельефа. Часть дождевой воды расходуется на смачивание растительного покрова. Величина задерживаемой воды может быть вычислена по формуле

$$P_з = (P_с + kEt)\left(1 - e^{-\frac{X}{P_с + kEt}}\right), \qquad (6.28)$$

где $P_з$ и $P_с$ – высота слоя задержания и собственно смачивания на единицу площади бассейна, покрытого растительностью; k – величина отношения площади поверхности растительного покрова к площади, покрытой растительностью; E – интенсивность испарения с поверхности растительного покрова (на единицу площади этой поверхности); t – продолжительность дождя; X – количество осадков.

Линейная схема схематизации микрорельефа позволила А.Н. Бефани получить уравнение для количества воды, задерживаемой на поверхности бассейна в зависимости от уклона:

$$P_з = P_{зm}(1 - ci)^2, \qquad (6.29)$$

где $P_{зm}$ – максимальная емкость задержания; i – уклон; $c = \dfrac{L}{2\Delta z}$; Δz – средняя глубина депрессий; L – расстояние между депрессиями.

Широкое распространение получила формула экспоненциального вида Е.Г. Попова:

$$P_з = P_0\left(1 - e^{-\frac{X-l}{P_0}}\right), \qquad (6.30)$$

где P_0 – некоторая геоморфологическая характеристика бассейна, определяемая как слой воды, задерживаемой на поверхности бассейна при полном заполнении всех бессточных углублений; X – слой осадков; I – количество воды, израсходованное на впитывание (инфильтрацию).

В основе формулы (6.30) лежит представление о функции, выражающей распределение действующих площадей стока. Объединение формул (6.29) и (6.30) приводит к получению уравнения:

$$P_з = P_{зт}(1-ci)^2\left[1-e^{-\frac{X-I}{P_{зт}(1-ci)^2}}\right]. \qquad (6.31)$$

Очевидно, что величина $P_{зт}$ при $i = 0$ равна P_0.

Из уравнения (6.31) можно определить интенсивность потерь на задержание:

$$K_з = \frac{dP_з}{dt} = e^{-\frac{X-I}{P_0}}\frac{d(X-I)}{dt}. \qquad (6.32)$$

При постоянной величине интенсивности водообразования $h_s = \dfrac{X-I}{t}$ из (6.32) получаем

$$K_з = h_s e^{-\frac{h_s}{P_0}t}. \qquad (6.33)$$

6.1.5. Потери стока на почвенное задержание.

Под почвенным задержанием $H_з$ понимают слой воды, расходуемый на увлажнение почвы от предпаводочной до наименьшей влагоемкости. С этого момента собственно и возникает *подповерхностный сток*. По результатам экспериментов была получена формула

$$H_з = (a_1 - a_2 I_W)H_n, \qquad (6.34)$$

где a_1 и a_2 – параметры почвы; H_n – мощность рыхлых отложений; I_W – индекс увлажнения.

Средний по площади слой задержания зависит как от степени предшествующего увлажнения почвогрунтов, так и от осадков.

Уменьшающееся влияние осадков на почвенное задержание можно описать уравнением

$$dH_з = e^{-m(I_{w0}+H_з)}, \qquad (6.35)$$

где $dH_з$ – приращение задержания в результате выпадения слоя дождя dX; I_{w0} – начальный индекс увлажнения; $(I_{w0} + H_з)$ – характеризует влажность почвы в расчетное время; m – параметр, зависящий от максимальной емкости задержания.

Интегрирование (6.35) при начальных условиях $H_з|_{t=0}$ и $X|_{t_0=0}$ приводит к формуле

$$H_з = \frac{\alpha}{m}\ln(mXe^{-mI_{w0}} + 1), \qquad (6.36)$$

где α – коэффициент, учитывающий характер растительности.

Величина почвенного задержания за интервал времени будет равна разности между значениями $H_з$ на конец и начало интервала.

6.1.6. Характеристики увлажнения бассейна

Важной характеристикой для оценки потерь и в конечном счете для предвычисления стока является степень увлажнения верхнего слоя почвы. Непосредственное определение влагозапаса и его изменения в почвогрунтах в целом для речных бассейнов весьма затруднительно из-за недостаточности данных измерений влажности. В связи с этим иногда прибегают к оценке влагозапасов по уравнению водного баланса метрового слоя почвогрунта:

$$W_2 = W_1 + X - Y_{пов} - P - E, \qquad (6.37)$$

где W_2 и W_1 – запас воды в метровом слое почвы соответственно на конец и начало расчетного интервала времени; X, $Y_{пов}$, E – осадки, сток и испарение (за этот же интервал); P – количество воды, просочившейся в нижележащие слои.

Часто величина P не учитывается, так как уравнение (6.37) применяется при $W_2 \le W_{нп}$, где $W_{нп}$ – наименьшая влагоемкость метрового слоя почвогрунтов.

Изменение влажности поверхностного слоя почвы в условиях отсутствия дождей может быть представлено функцией вида:

$$W_t = (W_0 - w)e^{-nt} + w, \qquad (6.38)$$

где W_t – запас влаги на момент времени t; W_0 – начальный запас влаги; w – предельная влажность иссушения; n – параметр, зависящий от температуры воздуха и характера почвы.

Формула (6.38) позволяет вести посуточный расчет запаса влаги в почве. Однако даже такой весьма приближенный способ расчета невозможен при отсутствии непосредственных наблюдений за влажностью.

В связи с этим в практике гидрологических прогнозов широкое распространение получили косвенные оценки степени увлажнения бассейнов, основанные на использовании сведений об осадках за достаточно длительный предшествующий период времени:

$$I_W = a_1x_1 + a_2x_2 + \ldots + a_nx_n, \qquad (6.39)$$

где I_W – индекс увлажнения; x_1, x_2, …, x_n – количество осадков, выпавших соответственно за первые, вторые и т.д. сутки до расчетного дня; a_1, a_2, …, a_n – коэффициенты, определяемые в зависимости от физико-географических условий бассейна и времени.

На основе водно-балансовых соображений и данных экспериментов Н.Ф. Бефани предложила выражение для индекса увлажнения в виде следующего многочлена:

$$I_W = a_1x_{0-1/12} + a_2x_{1/12-1/6} + a_3x_{1/6-1} + a_4x_{1-2} + a_5x_{3-5} +$$
$$+ a_6x_{6-10} + a_7x_{11-20} + a_8x_{21-30} + a_9x_{31-40} + a_{10}x_{41-50} +$$
$$+ a_{11}x_{51-60} + a_{12}x_{61-80} + a_{13}x_{81-100}. \qquad (6.40)$$

Реализация формулы (6.40) предполагает использование информации об осадках за 100-суточный интервал до расчетной даты.

Коэффициенты a_i берутся из табл. 6.1 по средней за i-й интервал времени температуре воздуха.

Для осеннего периода (при сухой почве) обычно вводятся поправки, учитывающие миграцию влаги снизу. При температуре воздуха более 10 ^{0}С индекс увлажнения рекомендуется рассчитывать по формуле

$$I_w = X_1 + 0{,}7\sum_{2}^{4} X_i + 0{,}5\sum_{5}^{9} X_i + 0{,}3\sum_{10}^{14} X_i + 0{,}2\sum_{15}^{30} X_i + 0{,}1\sum_{31}^{60} X_i, \qquad (6.41)$$

где X_1 – количество осадков за предшествующие сутки; $\sum X_i$ – сумма осадков, выпавших за соответствующий период.

Таблица 6.1

Коэффициенты a_i, определяемые по средней за i-й интервал времени температуре воздуха

№ п/п	Интервал, сут.	Температура воздуха, ^{0}C				
		0	5	10	15	20
1	0 1/12	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
2	1/12· 1/6	1,0	1,0	1,0	0,90	0,85
3	1/6 1	1,0	1,0	0,90	0,80	0,80
4	1 -2	1,0	0,9	0,70	0,60	0,58
5	3 5	0,72	0,65	0,60	0,50	0,45
6	6 10	0,62	0,56	0,50	0,40	0,34
7	11 20	0,55	0,45	0,38	0,30	0,17
8	21 30	0,50	0,38	0,27	0,17	0,06
9	31 40	0,46	0,33	0,19	0,09	0,01
10	41 ·50	0,41	0,27	0,13	0,05	0,00
11	51 60	0,37	0,23	0,09	0,03	—
12	61 80	—	0,17	0,04	0,00	—
13	81 100	—	0,11	0,01	—	—

Для упрощенных расчетов нашла применение формула

$$I_W = \sum K_i' X_t, \qquad (6.42)$$

где X_t – сумма осадков, выпавших за t предшествующих суток; K_i – коэффициент, значения которого изменяются в зависимости от температуры воздуха в интервале от 1,0 до 0,88.

Обычно расчет индексов увлажнения осуществляется по данным отдельных метеостанций с последующим осреднением по территории бассейна.

Косвенные характеристики предшествующего увлажнения используются как для определения начальных потерь осадков при расчете интенсивности инфильтрации, так и для решения основной задачи – прогноза дождевого стока на основе построения системы коаксиальных зависимостей.

6.2. Графоаналитические способы прогноза стока дождевых паводков

Наиболее простыми способами прогнозов дождевых паводков являются графоаналитические. Их разработка включает два основных этапа: построение зависимостей для определения стока за паводок и разработку метода предвычисления расходов (уровней) воды паводка.

Речной бассейн характеризуется большой пространственной неравномерностью осадков и потерь стока. В связи с этим успешное построение эмпирических зависимостей для определения объема стока за паводок может быть выполнено для относительно небольших по площади речных бассейнов.

В прогностической практике широко используются локальные зависимости суммарных потерь или слоя паводочного стока от определяющих факторов. В этом случае одно из наиболее употребляемых аналитических выражений записывается в виде [45]:

$$Y = X - P_0\left(1 - e^{\frac{X}{P_0}}\right), \qquad (6.43)$$

где X – слой осадков; P_0 – максимально возможные потери при данном увлажнении почвы.

Техника предвычисления слоя стока за паводок заключается в следующем. По данным многолетних наблюдений формируются временные ряды осадков и паводочного стока, причем известными в гидрологии методами осуществляется срезка стока на величину грунтового питания. Затем по (6.43) вычисляется значения P_0. Производится тщательный анализ для выявления факторов, определяющих потери.

Как показывает практика, главенствующим фактором потерь является степень предшествующего увлажнения почвы. Оценкой последней могут служить рассмотренные выше косвенные характеристики. Кроме того, это могут быть дефициты или запасы влаги в почве, рассчитанные по данным о предшествующих осадках и испарении, а в некоторых случаях – уровни грунтовых вод или предшествующие расходы воды в расчетном створе. Общий вид зависимости для прогноза паводочного стока Y от осадков X и индекса предшествующего увлажнения I_W (приведен на рис. 6.3).

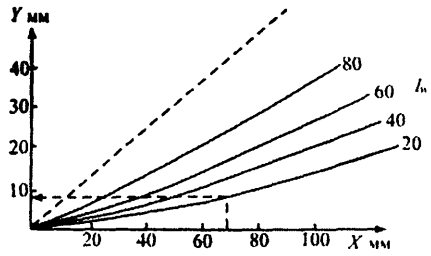


Рис. 6.3. Зависимость стока паводка Y от количества осадков X и индекса предшествующего увлажнения почвы I_W.

Другой способ графической корреляции основан на построении эмпирических многофакторных коаксиальных зависимостей. Прогнозы стока за период дождевого паводка с использованием коаксиальных графиков применяются и за рубежом. В качестве аргументов чаще всего используются индексы предшествующих осадков (характеризуют начальную влажность почвы), количество и продолжительность осадков, сезон и т. д.

Привязка по времени формирования паводка необходима для косвенного учета условий испарения, состояния растительного покрова и сельскохозяйственных угодий. Иногда используют теоретические предпосылки, обосновывающие вид зависимостей стока (или потерь) от действующих факторов. В целом же данный метод является все же эмпирическим. Построения производятся в плоскости четырех квадрантов (рис. 6.4).

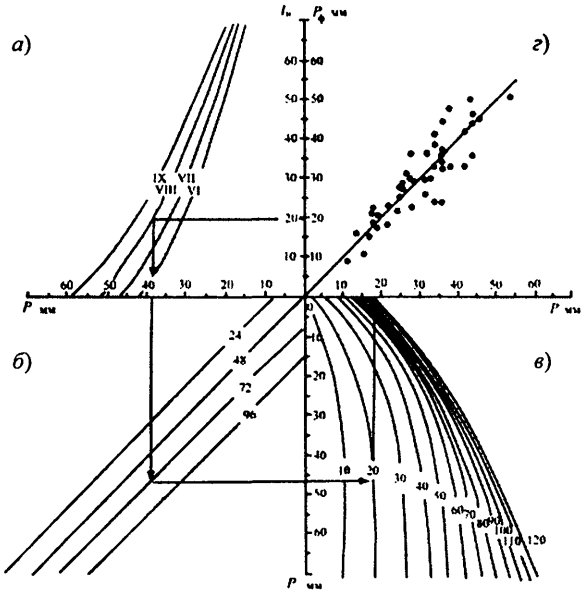


Рис. 6.4. Зависимость для расчета потерь стока за паводок.
В квадрантах приведены связи: *а*) потерь стока с индексом увлажнения I_W и временем прохождения паводка (цифры у линий – месяцы); *б*) потерь стока с продолжительностью дождя (цифры у линий – продолжительность дождя в часах); *в*) потерь стока с осадками (цифры у линий – осадки в миллиметрах); *г*) рассчитанных и фактических потерь стока.

Обычно вместо слоя стока используют потери, получаемые как разность слоя осадков и слоя стока за паводок, а затем переходят к стоку. Первоначально, потери стока связывают с индексом предшествующего увлажнения и сезоном года (месяц, номер недели от самой ранней даты паводка или от начала года). В поле точек строится семейство кривых (рис. 6.4, *а*). По этой зависимости определяют потери и соотносят их с фактическими значениями потерь на следующем графике. Возле точек на новом графике выписывают значения продолжительности осадков и проводят семейство кривых (рис. 6.4, *б*). Далее по двум графикам находят вычисленные значения потерь и снова связывают их с фактическими значениями и количеством осадков (рис. 6.4, *в*). В последнем квадранте строят связь вычисленных потерь P с фактическими $P_ф$ (рис. 6.4, *г*). Точки должны равномерно располагаться по обе стороны биссектрисы прямого угла.

В противном случае осуществляют проверку всех построений и, возможно, по-иному проводят линии связи. На следующем этапе строится новая система соосных графиков, где первые два графика остаются без изменений, а третий заменяется для получения непосредственно значений стока. Преобразование осуществляют исходя из условия баланса, при котором сток равен количеству осадков минус потери (рис. 6.5).

В том случае, когда зависимость потерь стока от времени прохождения паводка построить не удается, используют следующий прием. Сначала сток за период паводка связывают с наиболее важными факторами – слоем осадков и индексом увлажнения, а затем учитывают и остальные факторы. Сложность построения коаксиальных графиков заключается в том, что связь между стоком (или потерями) и каждым из рассматриваемых факторов в отдельности достаточно слабая. И здесь в первую очередь важно, чтобы расположение линий связи не противоречило общим представлениям о виде исследуемой зависимости, вытекающим из физических представлений о процессе формирования дождевого стока. Очевидно, что с увеличением индекса предшествующего увлажнения (осадков) потери стока должны убывать, причем зависимость эта обычно криволинейная. Учет сезона, в конечном счете, характеризует увлажненность почвы, и поэтому с ее ростом уменьшается влияние индекса предшествующих осадков. Таким образом, линии на соответствующем графике должны быть круче. Зависимость между сто-

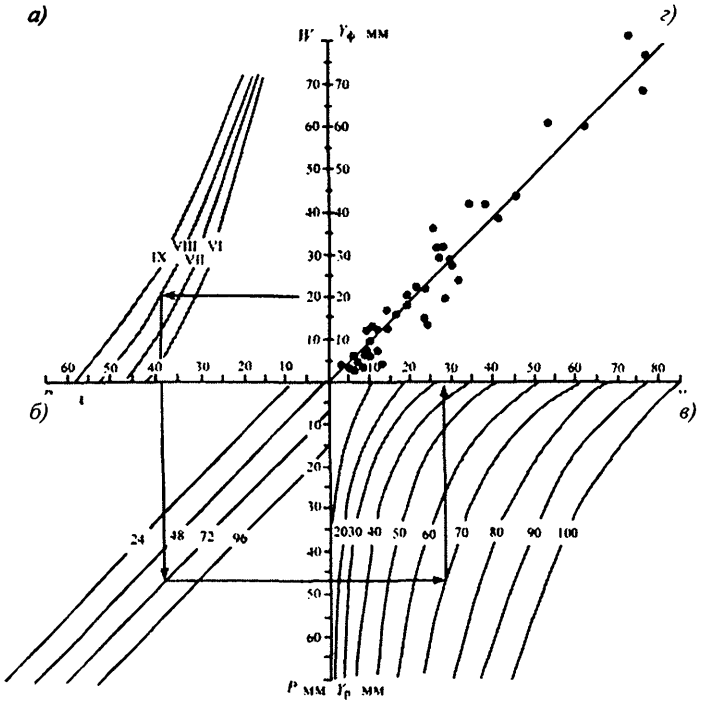


Рис. 6.5. Зависимость для расчета стока за паводок. В квадрантах приведены связи: *а*) потерь стока с индексом увлажнения I_W и временем прохождения паводка (цифры у линий — месяцы); *б*) потерь стока с продолжительностью дождя (цифры у линий — продолжительность дождя в часах); *в*) стока с осадками

ком и продолжительностью осадков обратная и обычно прямолинейная. При построении связи (рис. 6.4, *в*) исходят из вида зависимости стока от осадков. Линии обычно криволинейны, а расстояние между ними должно уменьшаться с увеличением осадков.

Принцип построения соосных графиков предполагает поочередный и независимый учет факторов стока, между тем эффект каждого из них неоднозначен и определяется сочетанием остальных. Графики строятся по средним для бассейна характеристикам и не учитывают ход дождя. Вследствие этого в реальных условиях при неравномерном распределении осадков значения стока часто получаются заниженными. После установления зависимости стока за паводок нетрудно перейти к прогнозу высоты паводка, представ-

ляющую график связи между слоем стока и наивысшим уровнем воды.

Надо отметить, что заблаговременность данного метода прогноза для небольших бассейнов невелика, так как в этом случае мало время добегания дождевой воды до замыкающего створа. Для увеличения заблаговременности пользуются прогнозными величинами ожидаемых осадков.

Для прогноза распределения стока дождевого паводка используется либо единичный паводок, либо кривая добегания. С этой целью на каждый расчетный интервал времени вычисляются интегральные суммы осадков, начиная с первого интервала времени, со стокообразующими осадками. Затем по графикам (6.4) и (6.5) определяются соответствующие им интегральные суммы стока, разности которых и являются слоями стока в каждую единицу времени. Далее осуществляется их преобразование с помощью единичного паводка (кривой добегания) в гидрограф, соответствующий осадкам, выпавшим к моменту выпуска прогноза. Данную процедуру повторяют с получением новой информации об осадках. Если в ходе осадков есть перерыв, то вычисляется новый индекс увлажнения, а суммирование осадков начинается с нового момента времени.

6.3. Прогнозы дождевого стока по суммарному притоку в речную сеть и по осадкам

Данный метод предложен М.И. Гуревичем [26] и может применяться для прогнозов дождевого стока с бассейнов больших и средних рек.

Широко известная генетическая формула стока учитывает лишь основную составляющую стока со всего бассейна – приток в речную сеть, происходящий на склонах бассейна на первом этапе процесса формирования стока. На втором этапе, при стекании по речной системе, приток под влиянием берегового и руслового регулирования трансформируется в сток. Таким образом, если величину притока оценивать по стоку малых рек (например, методом бассейнов-индикаторов), то для малых бассейнов величина суммарного притока будет включать характеристики водообмена (русловые потери и верхнегрунтовое питание) и регулирование руслами малых рек.

Тогда сток в замыкающем створе большой реки будет складываться из четырех составляющих:

$$Y_i = \sum y_{i-\tau} + Y_{\text{гтп}} - Y_{\text{рп}} + \Delta Y_{\text{т}}, \qquad (6.44)$$

где Y_i – величина стока большой реки за i-й интервал времени; $\Sigma y_{i-\tau}$ – суммарный приток с малых рек за i-й интервал, сдвинутый назад относительно стока в замыкающем створе на время добегания; $Y_{\text{гтп}}$ – глубокое грунтовое питание; $Y_{\text{рп}}$, $\Delta Y_{\text{т}}$ – русловые потери и русловая трансформация на большой реке.

Основная составляющая стока – приток в речную систему – может определяться двумя способами: *по стоку с бассейнов малых рек и по осадкам*. Результаты апробации первого способа показали, что при выраженной неравномерности выпадения осадков по бассейну необходимо использовать большое количество бассейнов-индикаторов (бассейнов малых рек). Сток с бассейна-индикатора распространяется на тяготеющую (сходную по условиям его формирования) к нему площадь, которая названа *стокооднородной*.

Сток с каждой из n стокооднородных площадей принят равным стоку с бассейна-индикатора y_i, умноженному на величину отношения стокооднородной площади F_i к площади бассейна- индикатора f_i:

$$k_i = \frac{F_i}{f_i}. \qquad (6.45)$$

Для всего бассейна суммарный приток, образовавший сток в замыкающем створе за i-й интервал времени, вычисляется по формуле

$$\sum y_{i-\tau} = k_1 y_{1,i-\tau_1} + k_2 y_{2,i-\tau_2} + \ldots + k_n y_{n,i-\tau_n}, \qquad (6.46)$$

где τ_1, τ_2, ..., τ_n – среднее время добегания от центра каждой стокооднородной площади до замыкающего створа.

При применении второго способа – расчета притока по осадкам – используется равенство

$$y_i = \varphi_1 h_i + \varphi_2 h_{i-1} + \ldots + \varphi_m h_{i-m+1}, \qquad (6.47)$$

где h – стокообразующая часть осадков; φ – ординаты графика элементарного притока в речную систему, определяемые на основе закономерности истощения стока; m – продолжительность притока.

Обычно стокообразующая часть осадков рассчитывается по формуле

$$h = X - p_{\text{с}} + y_{\text{впп}}, \qquad (6.48)$$

где X – осадки; p_c – суммарные потери; $y_{вгп}$ – возвратная часть потерь, характеризуемая верхнегрунтовым питанием.

Надо отметить, что h определяется с учетом задерживающего и регулирующего влияния склонов бассейна, проявляющегося как при стекании воды по поверхности, так и при ее движении в толще почвогрунтов. Вследствие этого приток воды в речную систему растягивается по времени, причем

$$\varphi_1 > \varphi_2 > \ldots > \varphi_m; \tag{6.49}$$

$$\varphi_1 + \varphi_2 + \ldots + \varphi_m = 1. \tag{6.50}$$

Условия трансформации осадков в приток, когда время добегания не превышает единицу времени ($\tau \le T$), что справедливо для склонов бассейнов малых рек (или межизохронной площади), могут быть учтены следующим образом.

Приток от осадков, выпавших за один i-й интервал времени (разновременный приток единовременных величин осадков), рассчитывается по следующей формуле:

$$y_{i,p} = \varphi_1 (X - p_c + y_{вгп})_{i,i} + \varphi_2 (x - p_c + y_{вгп})_{i,i+1} + \\ + \varphi_m (X - p_c + y_{вгп})_{i,i+m-1}. \tag{6.51}$$

Здесь и ниже индекс p до и после запятой означает соответственно, что осадки и потери или приток разновременны; индекс i перед запятой – интервал выпадения осадков, а после запятой – интервал притока. Если считать p_c и $y_{вгп}$ равными нулю, то слой эффективных осадков $X_{i,p}$ можно вычислить по выражению

$$x_{i,p} = \varphi_1 X_{i,i} + \varphi_2 X_{i,i+1} + \ldots + \varphi_m X_{i,i+m-1}. \tag{6.52}$$

Приток за один i-й интервал от осадков за ряд предшествующих интервалов (единовременный приток разновременных величин осадков) вычисляется по выражению

$$y_{p,i} = \varphi_1 \left(X - p_c + y_{вгп}\right)_{i,i} + \varphi_2 \left(X - p_c + y_{вгп}\right)_{i-1,i} + \\ + \varphi_m \left(X - p_c + y_{вгп}\right)_{i-m+1,i}, \tag{6.53}$$

а слой эффективных осадков – по аналогии с (6.52)

$$X_{p,i} = \varphi_1 X_{i,i} + \varphi_2 X_{i-1,i} + \ldots + \varphi_m X_{i-m+1,i}. \tag{6.54}$$

Приведем ряд равенств для случая, когда трансформация осадков в приток происходит на склонах большого бассейна, расчлененного на N частей с добеганием внутри каждой ($\tau \le T$). Суммарный с бассейна приток от осадков за один i-й интервал (суммарный разновременный приток единовременных величин осадков) будет

$$\sum y_{i,p} = k_1 y_{i,p} + k_2 y_{i,p} + \ldots + k_N y_{i,p}, \qquad (6.55)$$

а суммарный слой эффективных осадков

$$\sum X_{i,p} = k_1 X_{i,p} + k_2 X_{i,p} + \ldots + k_N X_{i,p}. \qquad (6.56)$$

В (6.55) и (6.56) приток $y_{i,p}$ и осадки $X_{i,p}$ вычисляются по формулам (6.51) и (6.52) соответственно.

Суммарный с бассейна приток за один i-й интервал времени от осадков за ряд предшествующих интервалов (суммарный единовременный приток разновременных величин осадков) рассчитывается по формуле

$$\sum y_{p,i} = k_1 y_{p,i} + k_2 y_{p,i} + \ldots + k_N y_{p,i}, \qquad (6.57)$$

а общий слой эффективных осадков – по формуле

$$\sum x_{p,i} = k_1 x_{p,i} + k_2 x_{p,i} + \ldots + k_N x_{p,i}, \qquad (6.58)$$

где $y_{p,i}$ и $x_{p,i}$ определяются по (6.53) и (6.54).

В итоге можно записать выражения для оценки эффективных осадков и притока с бассейна, образовавшего сток через замыкающий створ (единовременный сток суммарных разновременных величин притока и осадков)

$$\sum X_{i-\tau} = k_1 X_{p,i} + k_2 X_{p,i-1} + \ldots + k_N X_{p,i-N+1} \qquad (6.59)$$

и

$$\sum y_{i-\tau} = k_1 y_{p,i} + k_2 y_{p,i-1} + \ldots + k_N y_{p,i-N+1}. \qquad (6.60)$$

В последних двух равенствах индексы i, $i-1,\ldots$, $i-N+1$ означают, что по отношению к стоку через замыкающий створ величины притока с отдельных частей бассейна являются разновременными. Однако по отношению к осадкам каждой части бассейна они единовременны.

Задача учета потерь дождевого стока при прогнозе стока по осадкам является наиболее трудной. Обычно эти потери характери-

зуются величиной *коэффициента стока*, который вычисляется как отношение стока в замыкающем створе к осадкам, выпадающим на территорию бассейна. Такой коэффициент является характеристикой не только потерь стока, но и трансформации притока русловой системой, которая заключается в том, что на подъеме паводка часть воды затрачивается на заполнение русловых емкостей, и величина коэффициента стока оказывается заниженной, а на спаде при опорожнении русловых емкостей – завышенной. Таким образом, коэффициент стока дает неправильное представление о величине потерь. Для исключения влияния русловой трансформации М. И. Гуревичем предложена другая характеристика потерь – *коэффициент притока*. Он вычисляется как отношение притока в речную сеть, подсчитанного по суммарному стоку с бассейнов малых рек, к осадкам $\rho = \sum y / \sum X$.

Отношение

$$\rho_y = \frac{\sum y_{p,i}}{\sum X_{p,i}} \tag{6.61}$$

характеризует разновременные потери при формировании суммарного единовременного притока, а отношение

$$\rho_y = \frac{\sum y_{i,p}}{\sum X_{i,p}} \tag{6.62}$$

характеризует единовременные потери при формировании суммарного разновременного притока. Отношение

$$\rho_y = \frac{\sum y_{i-\tau}}{\sum X_{i-\tau}} \tag{6.63}$$

характеризует потери разновременного притока, сформировавшего единовременный (за i-й интервал) сток через замыкающий створ.

Глубокое грунтовое питание для больших бассейнов $Y_{\text{гтп}}$ равно разности между предельным минимумом стока $Y_{\min}$ и суммой предельных минимумов стока с бассейнов малых рек $\sum y_{\min}$, определяемой методом бассейнов-индикаторов.

Приняв $Y_{\text{гтп}} = \text{const}$, прогностическую зависимость можно представить как связь трех переменных

$$Y_i = f(\sum y_{i-\tau}, \Phi), \qquad (6.64)$$

где Ф – характеристика развития фазы притока и стока, отражающая русловое регулирование. Пример такой связи представлен на рис. 6.6.

Средняя линия системы при Ф = 0 соответствует ситуации, когда русловое регулирование практически отсутствует и описывается равенством

$$Y_i = k_{\text{рп}} \sum y_{i-\tau} + Y_{\text{гтп}}, \qquad (6.65)$$

где $k_{\text{рп}}$ – коэффициент русловых потерь (величина остатка после русловых потерь, приходящегося на единицу притока). В левой части рис. 6.6 отклонение от линии равных значений вверх ($Y_i > \sum y_{i-\tau}$) объясняется тем, что $Y_{\text{гтп}} > Y_{\text{рп}}$ и водообмен положительный, в правой ($Y_i < \sum y_{i-\tau}$) – вниз, так как $Y_{\text{рп}} > Y_{\text{гтп}}$ и водообмен отрицательный.

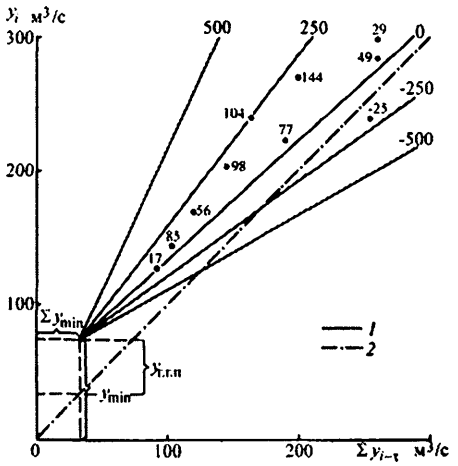


Рис. 6.6. Нижняя часть зависимости $Y_i = f[\Sigma y_{i-\tau}, (Y_j - \Sigma y_{i-\tau})]$ для бассейна р. Днепра до г. Речицы.
Цифры у точек – разности $Y_j - \Sigma y_{i-\tau}$; *1* – линии связи, *2* – линия равных значений.

Русловое регулирование характеризуется вертикальными отклонениями от средней линии связи. Интенсивность развития фазы притока описывается разностью:

$$\Delta\sum y = \sum y_{i-\tau-1} - \sum y_{i-\tau}. \qquad (6.66)$$

Как показали расчеты, существует достаточно тесная зависимость $\Delta Y_\tau = f(\Delta\sum y)$. В большинстве случаев имеет место и связь $\Delta Y_\tau = f(Y_j - \sum y_{i-\tau})$, где Y_j – сток в замыкающем створе в день составления прогноза. Последняя значительно лучше характеризует фазу, особенно при ее смене от подъема к спаду. С учетом сказанного, зависимость (6.64) можно представить в виде

$$Y_i = aY_j + (k_{\text{рп}} - a)\sum y_{i-\tau} + Y_{\text{гтп}}, \qquad (6.67)$$

где a – величина руслового регулирования, приходящаяся на единицу разности $Y_j - \sum y_{i-\tau}$.

Для многих бассейнов вполне приемлемыми могут оказаться и системы параллельных линий, удовлетворяющих уравнению

$$Y_i = a\sum y_{i-\tau-1} + (1-a)\sum y_{i-\tau} + Y_{\text{гтп}}, \qquad (6.68)$$

или даже зависимости вида

$$Y_i = aY_j + (1-a)\sum y_{i-\tau}. \qquad (6.69)$$

Изложенная схема формирования притока воды в речную сеть может быть использована для прогноза стока с больших и средних бассейнов (за пентаду, декаду и т.д.) по суммарному притоку в речную сеть и по осадкам.

В первом случае для прогноза стока используется равенство (6.67), где основным аргументом является суммарный сток малых рек (бассейнов-индикаторов), подсчитанный с учетом времени добегания до замыкающего створа ($\sum y_{i-\tau}$). Для вычисления суммарного стока малых рек бассейн крупной реки делится на ряд стокооднородных площадей.

При прогнозе среднего декадного стока формулу (6.46) для определения суммарного стока малых рек можно представить в следующем виде:

$$\sum y_{i-\tau} = k_1 y_{1\,j-\tau_1+1}^{\,j-\tau_1+10} + k_2 y_{2\,j-\tau_2+1}^{\,j-\tau_2+10} + \ldots + k_n y_{n\,j-\tau_n+1}^{\,j-\tau_n+10}, \qquad (6.70)$$

где j – дата выпуска прогноза (последние сутки предшествующей декады); $y_{l\,j-\tau_l+1}^{\,j-\tau_l+10}$ – сток с бассейна-индикатора l-й стокооднородной площади, подсчитанный за период от даты $j - \tau_1 + 1$ до даты $j - \tau_1 + 10$.

Стокооднородные площади для декадных интервалов обычно не превышают 6 – 8 тыс. км^2. В пределах каждой такой площади выбирается (желательно близко к ее центру) бассейн-индикатор площадью 100 – 500 км^2. Использовав схему изохрон, можно определить среднее время добегания от каждой стокооднородной площади до замыкающего створа.

При прогнозе по стоку с бассейнов-индикаторов полный сток по фактическим данным подсчитывается только с тех стокоодно-

родных площадей, время добегания от которых не менее заблаговременности прогноза. Со стокооднородных площадей, время добегания от которых меньше заблаговременности прогноза, сток подсчитывается за неполный расчетный интервал времени. Таким образом, суммарный сток малых рек, подсчитанный по фактическим данным в момент прогноза, составляет величину неполного суммарного стока. Для получения величины полного суммарного стока используются связи вида

$$\sum y_{i-\tau} = f(\sum y_{i-\tau}^{\text{неп}}). \quad (6.71)$$

Понятно, что чем меньше заблаговременность прогноза, тем подобные зависимости теснее. Зависимость (6.71) строится по данным о стоке малых рек за прошлые годы отдельно для каждой заблаговременности прогноза и может быть различной для фаз подъема и спада. Пример такой зависимости показан на рис. 6.7.

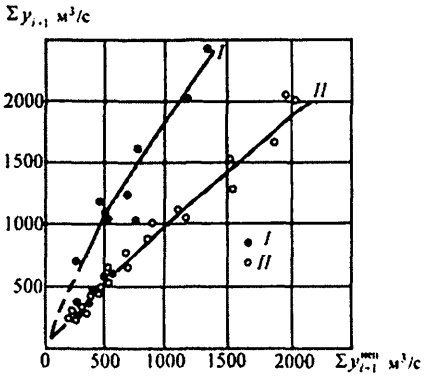


Рис. 6.7. Зависимость полного суммарного разновременного притока в речную систему бассейна р. Днепра до Киевской ГЭС за (i + 1)-ю декаду от неполной величины его и характеристики фазы режима: *I* – подъем, *II* – спад.

При прогнозе стока по стоку с бассейнов-индикаторов отпадает необходимость учета такого сложного для определения элемента, как потери осадков. К сожалению, в настоящее время сеть наблюдений за стоком малых рек явно недостаточна, что вызывает естественные затруднения при реализации данного метода прогноза. В связи с этим возникает необходимость разработки методов прогноза дождевого стока по осадкам.

Рассмотрим такой способ прогноза дождевого стока с использованием формулы (6.69). Коэффициент притока (ρ_y) рассчитывается по формуле (6.63). Приток в речную систему вычисляется и предсказывается по выражению:

$$\sum y_{i-\tau} = \rho_y \sum x_{i-\tau}. \quad (6.72)$$

С учетом (6.72) формула (6.69) принимает вид

$$Y_i = aY_j + (1 - a)\,\rho_y \sum x_{i-\tau}. \qquad (6.73)$$

Для прогноза декадных коэффициентов притока можно использовать зависимость их от суточного разновременного притока $\sum y_{j-\tau}$, вычисленного с учетом времени добегания:

$$\rho_y = f(\sum y_{j-\tau}). \qquad (6.74)$$

Для преодоления трудностей, связанных с оценкой суточного притока по недостаточной информации о стоке с бассейнов-индикаторов, целесообразно использовать равенство (6.69), которое для суточных интервалов времени принимает вид

$$Y_i = aY_{j-1} + (1 - a)\sum y_{j-\tau}, \qquad (6.75)$$

откуда

$$\sum y_{j-\tau} = \frac{Y_j - aY_{j-1}}{1 - a}. \qquad (6.76)$$

Ретрансформация суточного притока по данным о суточном стоке в замыкающем створе бассейна исключает необходимость использовать неполноценную информацию о суточном стоке с бассейнов-индикаторов. Более того, это дает возможность давать прогнозы в условиях редкой сети наблюдений на малых реках и даже при наличии всего 2–3-годичных наблюдений за дождевым стоком.

Второй аргумент прогностической зависимости – средние взвешенные по бассейну осадки ($\sum x_{i-\tau}$) учитываются лишь по фактическим данным. При разработке метода прогноза устанавливается связь неполных осадков, подсчитанных только по данным информационных станций (с учетом заблаговременности прогноза), с полными осадками по данным всех метеорологических пунктов бассейна:

$$\sum x_{i-\tau} = f(\sum x_{i-\tau}^{\text{неп}}), \qquad (6.77)$$

где $\sum x_{i-\tau}$ – полные осадки, подсчитанные по всем метеорологическим пунктам бассейна; $\sum x_{i-\tau}^{\text{неп}}$ – неполные осадки, подсчитанные лишь по данным информационных метеорологических пунктов. Практика показала, что даже, когда число информационных пунктов в несколько раз меньше, чем их общее число, связь (6.77) остается тесной и устойчивой.

Следует отметить, что данный метод прогноза дождевого стока по притоку и по осадкам можно применять к большим и средним равнинным рекам площадью более 10 000 км^2 при декадной, пентадной или суточной единицах времени.

6.4. Математические модели формирования дождевых паводков

В последние 30 лет в нашей стране и за рубежом велись исследования, направленные на разработку моделей стока, которые можно было бы использовать в оперативной практике прогнозирования. Первоначально была создана модель формирования дождевых паводков, в которой учитывались основные стокообразующие факторы и гидрофизические характеристики почвы. На основе этих моделей появилась возможность краткосрочного прогноза дождевого стока.

Дадим краткое описание моделей дождевых паводков, разработанных за рубежом. Наиболее известной является Стенфордская модель формирования дождевого стока, построенная Н. Г. Крауфордом и Р. К. Линслеем на основе детального описания элементарных процессов стокообразования на водосборе [34]. На рис. 6.8 представлена ее блок-схема.

Модель является общей, с сосредоточенными параметрами. В зависимости от модификации она включает от 20 до 34 параметров, большинство из которых задаются из физических соображений и уточняются путем подбора. Модель предназначена для расчета стока за часовые интервалы. В наиболее детальном варианте расчета на вход подаются часовые осадки, суточная температура, радиация, ветер, месячное или суточное испарение. Водосбор услов-

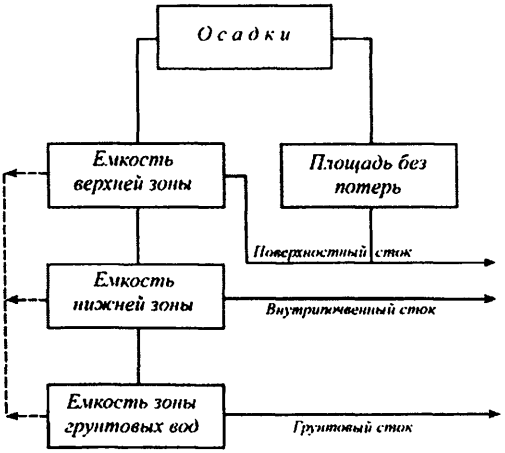


Рис. 6.8. Блок-схема Стенфордской модели формирования дождевого стока.

но делится на три регулирующие емкости: верхняя зона, нижняя зона и зона грунтовых вод. Считается, что поверхностный сток формируется на площади, где нет просачивания в верхней зоне. Внутрипочвенный сток образуется в нижней зоне и вместе с поверхностным и грунтовым формирует общий сток. Расчет испарения ведется с каждой емкости. В реальных условиях она трудно применима из-за излишней детализации, особенно при описании процессов, происходящих в почве, и скорее представляет теоретический интерес.

Моделью с сосредоточенными параметрами является и модель Д. Доуди и О'Доннела. Авторы упростили Стенфордскую модель и уменьшили количество параметров до тринадцати, девять из которых оптимизируется в автоматическом режиме. Модель предложена для малых и средних водосборов. На входе задаются осадки, испарение и сток (при режиме оптимизации) за одни и те же промежутки времени. Расчетный интервал времени варьирует от 3 ч до суток.

В модели Шэньси предполагалось, что при формировании дождевого стока в условиях влажного климата потери равны количеству воды, теряющемуся на увлажнение почвы до влажности, равной полевой влагоемкости. Оставшаяся часть осадков идет на образование поверхностного стока или, проникая в глубокие слои почвы, формирует грунтовый сток.

Для учета пространственной изменчивости дефицита влажности почвы строится связь

$$\frac{f}{F} = 1 - \left(1 - \frac{w_{\max}}{w'}\right)^b, \qquad (6.78)$$

где f – площадь, на которой максимальная влагоемкость равна $w_{\max}$; F – площадь всего водосбора; w' и b – эмпирические параметры.

Испарение E_1 из верхнего слоя почвы берется по данным испарителей с введением поправочного коэффициента; испарение из среднего слоя почвы E_2 вычисляется по формуле

$$E_2 = \frac{E_1 w}{w_{\max}}, \qquad (6.79)$$

где w – влажность почвы.

Испарение из глубоких слоев E_3 находится по выражению

$$E_3 = cE_1, \tag{6.80}$$

где $c = 0{,}10 - 0{,}20$.

В условиях сухого климата сток рассчитывается как разность между интенсивностью осадков и интенсивностью инфильтрации в верхнем слое почвы. Интенсивность инфильтрации считается постоянной.

Для расчета трансформации гидрографа в речном русле используется метод Маскингам. Общий вариант модели включает девять эмпирических параметров. Параметры, характеризующие климатические и физико-географические условия, берутся постоянными для больших районов, остальные – подбираются по данным наблюдений за осадками, испарением и стоком.

Модель Личи, Доуди и Бергмана специальная, с сосредоточенными параметрами, предназначена для малых водосборов (до 50 км^2), включает 8 оптимизируемых параметров. Вход – ливневые осадки и испарение, расчетный интервал – 5 мин. Инфильтрация рассчитывается по модели Филиппа:

$$I_t = k_f \left[1 + \frac{(m_t - m_0) p_s}{s} \right], \tag{6.81}$$

где I_t – интенсивность инфильтрации в момент времени t; k_f – гидравлическая проницаемость грунта (коэффициент фильтрации); s – суммарная инфильтрация до момента t; m_0 и m_t – влагоемкость начальная и в момент времени t; p_s – сосущая сила почвы вблизи фронта смачивания.

Для определения начальных значений $(m_t - m_0)$ и s расчет ведется от ближайшего предыдущего дождя. Учитывается изменение влажности в двух почвенных емкостях, причем первая из них (w_1) накапливает просочившуюся воду до полного насыщения, а вторая (w_2) характеризует ненасыщенный слой почвы, чем достигается возможность учета изменения величины $(m_t - m_0)$ и p_s. Считается, что максимальная величина второй емкости равна полевой влагоемкости почвы, а влажности завядания соответствует отсутствие воды в обеих емкостях. Тогда эффективную величину $(m_t - m_0)p_s$ можно найти следующим образом:

$$(m_t - m_0) p_s = -c(d-1) \frac{w_2}{w_{\max}} + cd, \tag{6.82}$$

где c и d – эмпирические параметры; w_2 – вторая емкость; w_{max} максимальная водоудерживающая емкость почвы.

В балансе емкости w_1 учитывается поступление воды в результате инфильтрации, потери на испарение и отток воды в емкость w_2. Когда емкость w_1 пересыхает, вода из w_2 расходуется на испарение. Испарение (вычисляемое по данным испарителей) корректируется путем введения поправочного коэффициента. Отток из w_1 в w_2 предполагается постоянным. Трансформация графика водоотдачи в гидрограф стока производится по линейной модели с сосредоточенными параметрами (интеграл Дюамеля), где функция влияния представляет собой произведение функции влияния линейного водохранилища на кривую распределений межизохронных площадей.

Модель Д.Е. Нэша, Д.В. Сатклифа, П.Е. О'Коннела, Д.П. Фэррера, А.Н. Мэндевиля и Г. Флеминга является моделью с сосредоточенными параметрами для малых водосборов. Из девяти параметров семь оптимизируются. Расчетный интервал времени – 3 ч, вход – осадки и испарение. Считается, что почва состоит из нескольких горизонтальных слоев, влажность в которых (после дождя) равна полевой влагоемкости. Максимальная величина влагоемкости каждого слоя принимается одинаковой и равной 2–3 см (самый нижний может иметь меньшую влагоемкость). Испарение с верхнего слоя берется равным испаряемости, из остальных слоев – испаряемости, умноженной на коэффициент B^n, где n – номер слоя (для второго слоя сверху n равно 1 и т. д.).

Испарение прекращается, когда его сумма достигает величины, общей для всей толщи максимальной влагоемкости. Предполагается, что сразу на сток идет некоторая часть разности осадков и испарения и из оставшейся части – только избыток над максимальной интенсивностью инфильтрации I_{max}.

Инфильтрация прекращается, когда вода последовательно насытит нижележащие слои до величины полевой влагоемкости (или в случае прекращения дождя). Величина потенциального испарения определяется перемножением данных испарителя на коэффициент, часто принимаемый равным 0,8. Пересчет графика водоотдачи бассейна в гидрограф стока в замыкающем створе осуществляется по линейной модели двух параллельно соединенных емкостей.

Наиболее приемлемой для оперативного выпуска прогнозов представляется математическая модель формирования дождевых паводков, разработанная в Гидрометцентре СССР (ныне Гидромет-

центр России) В.И. Корнем и Л.С. Кучментом [33, 34]. Остановимся на ней подробнее. Эта модель относится к классу моделей с сосредоточенными параметрами.

Модель, первоначально разработанная для равнинных бассейнов, с небольшими изменениями успешно используется и в методиках краткосрочных прогнозов дождевых паводков для водосборов, находящихся в различных физико-географических условиях. Как известно, реальный водосбор состоит из участков, заметно отличающихся почвенными, топографическими и гидравлическими характеристиками. В то же время для моделей с сосредоточенными параметрами необходимы единые осредненные стокообразующие факторы и характеристики водосбора. Переход от описания процессов, происходящих на элементарной площадке, к описанию процессов на водосборе может быть осуществлен с помощью теоретико-вероятностного осреднения.

При известном распределении вероятности некоторой величины z по водосбору (относительные площади, примыкающие к точке измерения, умноженные на весовые коэффициенты), ее математическое ожидание равно

$$M[z] = \sum_{i=1}^{n} z(x_i, y_i) f(x_i, y_i), \tag{6.83}$$

где x_i, y_i координаты точки измерения; $f(x_i, y_i)$ – распределение плотности вероятности z; n – число элементарных площадок.

В пределе при $n \to \infty$ получим

$$M[z] = \iint_F z(x, y) f_1(x, y) dx dy, \tag{6.84}$$

где F – площадь водосбора.

Можно записать и по-другому:

$$M[z] = \int_0^{\infty} z dz \iint_F f_2(z, x, y) dx dy, \tag{6.85}$$

где $f_2(z, x, y)$ – вероятность того, что входная величина имеет значение z в точке с координатами (x, y).

Такая запись, в частности, применяется, если известно распределение между изолиниями (расчет средних осадков по изогистам). Если для водосбора существует постоянная функция распределения входной величины z [тогда $f_2(z, x, y)$ не зависит от координат x и y], то

$$M[z] = \int_0^\infty z f_2(z) dz \,. \tag{6.86}$$

В расчетах рекомендуется принимать распределение $f_2(z)$ нормальным, тогда $M[z]$ тождественно среднему арифметическому значению z.

Модель включает описание следующих элементарных процессов: испарения, инфильтрации, поверхностного задержания, поверхностного и внутрипочвенного стока и их трансформации в гидрограф замыкающего створа.

Входными функциями модели являются интенсивность осадков, дефицит влажности воздуха и скорость ветра, а выходной функцией – гидрограф стока в замыкающем створе. Расчетный интервал времени от 3-х часов до одних суток.

Рассмотрим образование стока на элементарной площадке. Интенсивность водоотдачи с i-й площадки равна

$$q_i(t) = X_i(t) - E_i(t) - I_i(t), \tag{6.87}$$

где $X_i(t)$ – интенсивность осадков; $E_i(t)$ – интенсивность испарения; $I_i(t)$ – интенсивность инфильтрации.

При предположении, что испарение с увлажненной однородной почвы практически такое же, как испарение с водной поверхности, можно воспользоваться соотношением

$$E_i(t) = \begin{cases} [k_1 + k_2 U_i(t)] D_i(t) & \text{при} \quad d_i(t) < w_{\max}, \\ 0 & \text{при} \quad d_i(t) \geq w_{\max}, \end{cases} \tag{6.88}$$

здесь $U_i(t)$ – скорость ветра; $D_i(t)$ – дефицит влажности воздуха; $d_i(t)$ – дефицит влажности почвы; k_1, k_2 – эмпирические коэффициенты; $w_{\max}$ – максимальная влагоемкость почвы.

Интенсивность инфильтрации с i-й площадки принимаем пропорциональной дефициту влажности почвы:

$$I_i(t)=\begin{cases}\dfrac{d_i(t)}{k_3}+i_0 & \text{при} \quad X_i(t)-E_i(t)>I_i(t)\\ X_i(t)-E_i(t) & \text{при} \quad X_i(t)-E_i(t)\le I_i(t)\end{cases}, \tag{6.89}$$

где k_3 и i_0 – эмпирические параметры.

При расчетах по зависимости (6.89) не учитывается процесс убывания интенсивности инфильтрации во времени. В этом нет необходимости, так как расчетный интервал времени превосходит период, за который происходит стабилизация кривой инфильтрации.

Величина внутрипочвенного стока $[q_{I_i}(t)]$, образованного водой, которая сначала инфильтруется в почву согласно (6.89), а затем фильтруется под действием силы тяжести вдоль временного водоупора, зависит от коэффициента фильтрации и запасов влаги в почве:

$$q_{I_i}(t)=\begin{cases}i_0 & \text{при} \quad d_i(t)<\alpha w_{\max},\\ 0 & \text{при} \quad d_i(t)\ge\alpha w_{\max},\end{cases} \tag{6.90}$$

где $0<\alpha\le 1$ – эмпирический коэффициент, учитывающий возможность образования внутрипочвенного стока лишь при некоторой минимальной увлажненности почвы, отличной от максимально возможной влажности.

Для расчета дефицита влажности почвы справедливо следующее балансовое отношение:

$$d_i(t)=d_i(0)+\int_0^t\left[E_i(\tau)+\gamma i_0+q_{I_i}(\tau)-X_i(\tau)\right], \tag{6.91}$$

$$\gamma=\begin{cases}1 & \text{при} \quad d_i(t)<w_{\max},\\ 0 & \text{при} \quad d_i(t)\ge w_{\max},\end{cases}$$

где $d_i(0)$ – дефицит влажности почвы перед началом расчета.

Теперь осуществим переход от элементарной площадки к водосбору, используя теоретико-вероятностное осреднение. Строго говоря, для этого необходимо иметь характеристики статистической структуры полей входных величин и параметров k_1, k_2, k_3, i_0 и $w_{\max}$. Чтобы не увеличивать количество параметров, будем считать, что входные величины и уже имеющиеся параметры распределены по нормальному закону. Лишь распределение плотности вероятности

максимальных влагоемкостей по водосбору (w_{max}) опишем экспоненциальной зависимостью

$$f(w_{max}) = \frac{1}{k} e^{-\frac{w_{max}}{k}}, \qquad (6.92)$$

где k – параметр распределения.

Подставив (6.92) в (6.86), получим

$$k = M[w_{max}]. \qquad (6.93)$$

Допустив, что дефицит влажности почвы на всем водосборе равен его математическому ожиданию $M[d]$, запишем соотношение для определения математического ожидания испарения:

$$M[E] = \{(k_1 + k_2 M[U])\, M[D] + k_2 K_{DU}\} e^{-\frac{M[d]}{M[w_{max}]}}, \qquad (6.94)$$

где K_{DU} – корреляционный момент влажности воздуха и скорости ветра.

В связи с тем что в процессе испарения роль дефицита влажности воздуха значительно выше, чем роль ветра, величиной $k_2 K_{DU}$ можно пренебречь и тогда

$$M[E] = \{(k_1 + k_2 M[U])\, M[D]\} e^{-\frac{M[d]}{M[w_{max}]}}. \qquad (6.95)$$

Пользуясь правилами вычисления математического ожидания, из (6.89), получаем выражение для расчета осредненной по водосбору интенсивности инфильтрации:

$$M[I] = \left(\frac{M[d]}{k_3} + i_0\right) \times$$

$$\times \int_{M[I]}^{\infty} f(X-E)\,d(X-E) + M[X-E] \int_{0}^{M[I]} f(X-E)\,d(X-E), \qquad (6.96)$$

где $f(X-E)$ – плотность распределения вероятностей $(X-E)$. Если считать, что испарение в период выпадения осадков мало, сами осадки по бассейну не изменяются и их величина равна $M[X]$, то:

$$M[I] = \begin{cases} \dfrac{M[d]}{k_3} + i_0 & \text{при} \quad M[X] > M[I] \\ M[X] & \text{при} \quad M[X] \le M[I]. \end{cases} \qquad (6.97)$$

Учтя (6.86) и (6.91) и приурочив начало расчета к моменту, когда дефицит влажности почвы практически равен нулю, можно записать выражение для вычисления математического ожидания в любой момент времени t

$$M_t[d] = \int_0^t \left\{ M[E] + i_0 e^{-\frac{-M[d]}{M[w_{max}]}} + Q(\tau+\theta) - M[X] \right\} d\tau, \quad (6.98)$$

где $Q(t+0)$ – слой стока в единицу времени; θ – сдвиг центров тяжести гиетографа и гидрографа в замыкающем створе.

Математическое ожидание интенсивности водоотдачи всего водосбора:

$$M[q] = M[X] - M[E] - M[I]. \quad (6.99)$$

Для перехода от водоотдачи к поверхностному стоку следует ввести распределение действующей площади, под которой подразумевается часть водосбора, с которой происходит поверхностный сток. По модели Е.Г. Попова, относительная величина действующей площади $F_д$ равна:

$$F_д = 1 - e^{-m\int_0^t M[q]d\tau}. \quad (6.100)$$

Предполагая, что $(1-\eta)$-я часть водосбора бессточная, для расчета поверхностного стока на момент времени t справедливо соотношение

$$M_t[q_s] = M[q]\eta\left(1 - e^{-m\int_0^t M[d]d\tau}\right), \quad (6.101)$$

где η и m – эмпирические параметры.

Для учета внутрипочвенного стока со всего водосбора используется формула

$$M[q_I] = i_0 - k_5 \frac{M[d]}{M[w_{max}]}, \quad (6.102)$$

где k_5 – эмпирический параметр.

Опыт показал, что для большинства водосборов трансформация графиков водоотдачи в гидрограф замыкающего створа с приемле-

мой точностью описывается линейной моделью трансформации (интеграл Дюамеля). Трансформация поверхностного и внутрипочвенного стока осуществляется отдельно. Тогда суммарный гидрограф может быть рассчитан по уравнению

$$Q(t) = \int_0^t R_1(t-\tau) M_\tau[q_s] d\tau + \int_0^t R_2(t-\tau) M_\tau[q_I] d\tau, \qquad (6.103)$$

где $R_1(t)$ и $R_2(t)$ – соответственно функции влияния поверхностного и внутрипочвенного стоков.

Если аппроксимировать функции влияния гамма-распределением, то их расчет можно вести по формуле

$$R_i(t) = \frac{1}{\tau_i \Gamma(n_i)} \left(\frac{t}{\tau_i}\right)^{n_i - 1} e^{-\frac{t}{\tau_i}}, \qquad (6.104)$$

где τ_i и n_i – эмпирические параметры; $\Gamma(n_i)$ – гамма-функция; $i = 1, 2$.

Соотношения (6.94)–(6.104) полностью описывают процесс формирования гидрографа дождевого стока в бассейне и включают 12 осредненных для водосбора параметров. Если водосбор состоит из участков, резко отличающихся по физико-географическим и почвенным условиям, с большой пространственной неравномерностью распределения осадков, то модели строятся для отдельных, относительно однородных частей. Модель для всего водосбора получается при использовании схемы трансформации с несколькими входами.

Описанная модель является достаточно общей. В реальных условиях иногда представляется возможным использовать ее упрощенный вариант. Выбор структуры модели зависит как от физико-географических особенностей конкретного водосбора, так и от точности, репрезентативности и объема исходной информации. Оптимальная (в смысле точности определения параметров и описания стокоформирующих процессов на водосборе) модель должна устанавливаться путем поэтапного усложнения схемы расчета в рамках общей модели. Можно выделить четыре основных этапа. На первых трех этапах с той или иной степенью детализации описывается процесс формирования поверхностного стока q_s.

1. Вначале производится испытание наиболее простой модели, где для предвычисления q_s используется один параметр η (здесь имеющий смысл коэффициента стока):

$$q_{s(t)} = X(t)\eta. \tag{6.105}$$

2. Далее модель уточняется за счет учета динамики действующей площади (параметр m):

$$q_{s(t)} = X(t)\eta\left(1 - e^{-m\int_0^t X(\tau)d\tau}\right). \tag{6.106}$$

3. Затем модель усложняется благодаря учету предшествующего увлажнения почвы (параметры w_{max}, k_1, k_2 и k_3):

$$E(t) = \left[k_1 + k_2 U(t)\right] D(t) e^{-\frac{d(t)}{w_{max}}}, \tag{6.107}$$

$$I(t) = \begin{cases} \dfrac{d(t)}{k_3} + i_0 & \text{при} \quad X(t) - E(t) > I(t), \\ P(t) - E(t) & \text{при} \quad X(t) - E(t) \geq I(t), \end{cases} \tag{6.108}$$

$$d(t) = \int_0^t \left[E(\tau) + i_0 e^{-\frac{d(\tau)}{w_{max}}} + Q(\tau) - X(\tau)\right] d\tau, \tag{6.109}$$

$$q_s(t) = \left[X(t)\right] - E(t) - I(t)\eta\left(1 - e^{-m\int_0^t [X(\tau) - E(\tau) - I(\tau)]d\tau}\right). \tag{6.110}$$

На всех трех этапах трансформация водоотдачи q_s в гидрограф расчетного (прогнозного) створа осуществляется с использованием одной функции влияния R_1 (параметры τ_1 и n_1) по линейной модели стока:

$$Q(t) = \int_0^t R_1(t - \tau) q_{S(\tau)} d\tau. \tag{6.111}$$

На четвертом этапе реализуется модель общего вида. Это происходит за счет учета внутрипочвенного стока и интенсивности инфильтрации (параметры i_0, k_s):

$$q_{i(t)} = i_0 e^{-k_5 \frac{d(t)}{w_{max}}}. \tag{6.112}$$

В этом случае для получения гидрографа стока в замыкающем створе трансформация поверхностного и внутрипочвенного стоков (параметры τ_2 и n_2) ведется раздельно

$$Q(t) = \int_0^t R_1(t-\tau) q_{S(\tau)} d\tau + \int_0^t R_2(t-\tau) q_{I(\tau)} d\tau . \qquad (6.113)$$

Таким образом, на первом этапе используются три параметра (η, τ_1 и n_1), на втором – четыре (η, τ_1, n_1 и m), на третьем – восемь (η, τ_1, n_1, m, w_{max}, k_1, k_2 и k_3) и на четвертом – двенадцать (η, τ_1, n_1, m, k_1, k_2, k_3, w_{max}, i_0, k_5, τ_2, n_2).

Надо заметить, что простые модели, включающие четыре параметра, часто обеспечивают 70 - 80 % точности, достигаемой общей моделью.

В описании модели речной бассейн представляется состоящим из двух емкостей (поверхностной и внутрипочвенной). Для многих горных водосборов характерны условия для образования подповерхностного стока, формирующегося за счет воды, впитавшейся во время дождя и стекающей по относительному водоупору, расположенному вблизи поверхности. Скорости добегания этого стока в 3–5 раз меньше, чем поверхностного, но в сотни раз выше, чем внутрипочвенного. Таким образом, паводочная волна в замыкающем створе является результатом наложения волны поверхностного (быстросбрасываемого) и подповерхностного (замедленного) стока. Базисом ее служит внутрипочвенный сток. В этих условиях меняется и роль инфильтрации, так как часть впитавшейся в почву воды затем вновь дренируется в виде подповерхностного стока. В связи с этим в расчетной схеме водообразования речной бассейн принимается в виде трехслойной емкости.

В этом случае структура описанной выше модели несколько видоизменяется. Поверхностный сток $q_s(t)$ образуется тогда, когда интенсивность осадков $X(t)$ превышает интенсивность испарения $E(t)$, поверхностного задержания $h_n(t)$ и впитывания $I(t)$ в рыхлые отложения, расположенные над относительным водоупором – $q_s(t) = X(t) - E(t) - h_n(t) - I(t)$. Под поверхностным задержанием здесь подразумевается слой воды, расходуемый на заполнение бессточных углублений на поверхности почвы и на смачивание растительного покрова. Величина $h_n(t)$ учитывается через действующую площадь водосбора (площадь,

с которой происходит стекание поверхностным путем) и изменяется в зависимости от высоты сформировавшегося слоя воды. Предполагается, что подповерхностное водообразование $q_{1l}(t)$ зависит от наличия влаги в верхнем (действующем) слое почвогрунта $w_{max} - d(t)$. Оценить размеры этого слоя практически невозможно в силу большой изменчивости интенсивности его водно-физических свойств, структуры и мощности как по площади, так и по глубине. В связи с этим влияние этого слоя на регулирование стока определяется таким параметром, как максимальная влагоемкость w_{max}. Величина подповерхностного водообразования не может превышать доли от w_{max}, равной w_{max}/k_3, и в случае продолжительного интенсивного дождя остается на максимальном уровне. Для расчета интенсивности подповерхностного стока принимается зависимость

$$q_{1l}(t) = \frac{1}{k_3}\left[w_{max} - d(t)\right] e^{-k_5 d(t-\Delta t)}. \qquad (6.114)$$

Параметры k_3 и k_5 позволяют учесть степень насыщения действующего слоя почвы, при которой происходит подповерхностный сток и изымается часть просочившейся воды на изменение дефицита влажности почвы от $d(t - \Delta t)$ до $d(t)$. Просочившаяся вода $I(t)$ идет на насыщение почвы до наименьшей влагоемкости $h(t)$, подповерхностный сток $q_{1l}(t)$ и фильтрацию в нижележащие слои $i(t)$:

$$I(t) = h(t) + q_{1l}(t) + i(t). \qquad (6.115)$$

При этом делается допущение, что интенсивность фильтрации в период дождя не изменяется, т.е. $i(t) = i_0 = \text{const}$, если $i_0 < I(t) - h(t)$. В противном случае $i(t) = I(t) - h(t)$. В свою очередь, почвенный сток $q_{2l}(t)$ принимается постоянным в течение всего паводка $q_{2l}(t) = i_0$. Кроме того, величина $q_{2l}(t)$ составляет всего несколько процентов от значения максимальной ординаты. Гидрограф стока в замыкающем створе рассчитывается как сумма поверхностного, подповерхностного и почвенного стока. Приведем основные расчетные выражения, используемые в модели формирования дождевых паводков на горных водосборах:

$$E(t) = \left[k_1 + k_2 u(t)\right] D(t) e^{\frac{d(t)}{w_{max}}}, \qquad (6.116)$$

$$I(t)=\begin{cases} q_{1I}(t)+h(t)+i_0 & \text{при} \quad X(t)-E(t)>I(t), \\ X(t)-E(t) & \text{при} \quad X(t)-E(t)\le I(t), \end{cases} \tag{6.117}$$

$$d(t)=\begin{cases} \int_0^t [E(\tau)+Q(\tau)-X(\tau)]d\tau & \text{при} \quad X(\tau)>0 \quad P(\tau)>0, \\ \int_0^t [E(\tau)+Q(\tau)]d\tau & \text{при} \quad X(\tau)=0 \quad P(\tau)=0, \end{cases} \tag{6.118}$$

$$q_{s(t)}=[X(t)-E(t)-I(t)]\eta\left(1\text{-}e^{m\int_0^t [X(\tau)-E(\tau)\ I(\tau)]d\tau}\right), \tag{6.119}$$

$$q_{1I}(t)=\frac{w_{\max}-d(t)}{k_3}e^{-k_5 d(t-\Delta t)}, \tag{6.120}$$

$$h(t)=\begin{cases} \dfrac{d(t-\Delta t)}{k_3} & \text{при} \quad I(t)>h(t), \\ I(t) & \text{при} \quad I(t)\le h(t), \end{cases} \tag{6.121}$$

$$q_{2I}(t)=i_0, \tag{6.122}$$

$$Q(t)=\int_0^t R_1(t-\tau)q_s(\tau)d\tau+\int_0^t R_2(t-\tau)q_{1I}(\tau)d\tau+q_{2I}(\tau). \tag{6.123}$$

При построении математических моделей формирования стока одной из центральных является задача надежного определения параметров. Как уже говорилось, наиболее эффективно использовать для этой цели методы оптимизации. Некоторая неопределенность, возникающая при этом из-за невозможности достаточно строгой постановки задачи может быть компенсирована правильным заданием начальных значений параметров и возможными пределами их изменения.

Спектр применяемых в настоящее время оптимизационных процедур достаточно широк (здесь не рассматривается), но результат от их применения во многом зависит от выбранного критерия качества. Можно предположить, что чем «физичнее» выбранный критерий, тем точнее будут идентифицированы параметры. Наибо-

лее простой и часто употребляемый при расчете (прогнозе) дождевых паводков критерий качества вычисляется как интеграл квадратов разности фактических и вычисленных по модели расходов:

$$K = \sum_{j=1}^{N} \int_{0}^{T_j} \left[Q_{\phi i}(\tau) - Q_{\text{р}i}(\tau, \vec{a}) \right]^2 d\tau , \qquad (6.124)$$

где $Q_{\phi i}$ и $Q_{\text{р}i}$ – фактические и рассчитанные ординаты j-го гидрографа; T_j – продолжительность j-го гидрографа; $\vec{a}$ – вектор параметров; N – число включенных в оптимизацию гидрографов.

Минимизация функционала (6.124) приводит к получению оптимальных значений параметров, используемых в модели. Если стоит задача придать наибольшее значение высоким расходам, то в критерий вводится весовая функция $f(Q_{\phi j})$, пропорциональная расходу воды:

$$K = \sum_{j=1}^{N} \int_{0}^{T_j} \left[Q_{\phi i}(\tau) - Q_{\text{р}i}(\tau, \vec{a}) \right]^2 f\left(Q_{\phi j}\right) d\tau . \qquad (6.125)$$

Использование этого критерия целесообразно, когда определяются параметры, не влияющие на объем (например, параметры функций влияния). Вследствие неадекватности математической модели реальным физическим процессам и наличия ошибок в исходных данных значение критерия качества отличается от нуля.

Представленные в данном разделе модели можно отнести к классу концептуальных, т.е. таких, где выбор общей структуры уравнений основан на физических представлениях о характере гидрологических явлений. Опыт показал, что для успешного их использования важное значение имеет правильное сочетание априорной информации – общих теоретических представлений о процессах стока (определяющих структуру моделей) – с информацией, относящейся к конкретному водосбору (основным носителем которой являются параметры). Число разработанных к настоящему времени концептуальных моделей уже составляет несколько десятков. Эти модели заметно отличаются детальностью описания элементарных процессов формирования стока, основными предпосылками и требованиями к исходной информации. Многие модели используются в гидрологических прогнозах, однако, их успешность зависит от усло-

вий формирования стока, объема и качества имеющихся наблюдений за стоком и стокообразующими факторами, выбранными способами определения параметров и учета ряда других причин. Этот класс моделей рассчитан на использование длительных рядов наблюдений. Однако в связи с антропогенной деятельностью и изменениями условий на водосборе происходят колебания водного режима. Это, в свою очередь, и приводит к тому, что количество наблюдений, используемых для оптимизации параметров, заметно сокращается, что соответственным образом негативно отражается на надежности и точности моделей, а следовательно, и самих прогнозов.

Строго говоря, возможности описания процесса формирования стока на водосборе детерминистическими методами ограничены. Это связано с пространственно-временной изменчивостью характеристик водосбора и влиянием человеческой деятельности. В то же время основные стокоформирующие процессы все же можно считать детерминистическими, а некоторая неопределенность в их описании будет постепенно уменьшаться с появлением информации о пространственной изменчивости характеристик водосбора. Это дает возможность рассматривать задачу формирования стока на водосборе с позиций математической физики. К настоящему времени сформирован физико-математический аппарат, адаптированный к решению гидрологических задач расчетно-прогностической направленности. С помощью физико-математических моделей уже получен ряд прогностических методик, не уступающих по точности методикам, построенным с применением концептуальных моделей. К сожалению, использование физико-математических моделей в оперативной практике сильно ограничено в силу ряда причин, важнейшей из которых является недостаточный объем и низкое качество оперативной информации.

Наиболее корректное описание физических процессов на водосборе можно получить, применяя двумерные модели формирования стока. Они дают возможность учесть как топографию водосбора, так и пространственное распределение почвенных и гидравлических характеристик. В течение ряда лет коллективом сотрудников Гидрометцентра России под руководством Л.С. Кучмента проводилось исследование возможностей применения разных модификаций двумерных физико-математических моделей к описанию процессов формирования стока с естественных и урбанизированных водосборов. В

результате исследований выяснилось, что численная реализация модели, основанной на полных уравнениях гидродинамики в условиях сложной топографии, связана с большими трудностями и поэтому пока ее применение целесообразно лишь для простых водосборов при наличии достаточно подробных сведений об осадках и стоке.

При воспроизведении склонового стока практически для всей площади водосбора можно считать, что члены уравнений движения, соответствующие инерционным силам и градиентам глубин, малы и движение воды по склону осуществляется при равновесии сил трения и тяжести. Пренебрежение инерционными членами, производными глубин по длине и членами, учитывающими динамический эффект дождя, дает возможность описать процесс стекания воды по поверхности водосбора системой уравнений, представляющей обобщение уравнений кинематической волны на двумерный случай:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = X - I;$$

$$q_x = Ch^{3/2} \frac{i_y}{\sqrt{|\operatorname{grad}\eta|}};$$

$$q_y = Ch^{3/2} \frac{i_y}{\sqrt{|\operatorname{grad}\eta|}}; \qquad (6.126)$$

где h – глубина потока; q_x *и* q_y – расходы воды на единицу ширины вдоль осей прямоугольных координат x и y; X – интенсивность осадков; I – интенсивность инфильтрации воды в почву; η – высота поверхности водосбора над заданной горизонтальной поверхностью; $i_x = \frac{\partial \eta}{\partial x}$, $i_y = \frac{\partial \eta}{\partial y}$, $\operatorname{grad}\eta = \sqrt{i_x^2 + i_y^2}$.

Системе (6.126) соответствуют характеристики:

$$\frac{dx}{dt} = Ch^{3/2} \frac{i_x}{\sqrt{|\operatorname{grad}\eta|}}; \quad \frac{dy}{dt} = Ch^{3/2} \frac{i_y}{\sqrt{|\operatorname{grad}\eta|}}. \qquad (6.127)$$

Вполне понятно, что система (6.126) значительно проще в плане численной реализации, чем система, основанная на полных уравнениях гидродинамики. Однако на участках, где возникает подпор

(вследствие образования встречных потоков или отрицательных форм рельефа), условия, при которых получена система (6.126), не выполняются. В результате исследований был предложен алгоритм, позволяющий избежать возникающие в связи с этим допущения: 1) отсутствуют замкнутые понижения и плато; 2) в локальных минимумах разрезов рельефа вдоль осей координат соответствующая составляющая скорости считается равной нулю.

Для численного интегрирования уравнений двумерной кинематической волны может использоваться метод расщепления с применением неявной конечно-разностной схемы. Последовательно решается система однородных разностных уравнений:

$$\frac{\widetilde{h}_{i,j}-h_{i,j}}{\Delta t}+\frac{q_x^{(1)}-q_x^{(0)}}{\Delta x}=\frac{1}{2}(X-I)^t,$$

$$\frac{h_{i,j}^{t+1}-\widetilde{h}_{i,j}}{\Delta t}+\frac{q_y^{(1)}-q_y^{(0)}}{\Delta y}=\frac{1}{2}(X-I)^t, \qquad (6.128)$$

$$t=1,2,...,k_x-1; \quad j=1,2,...,l_y-1,$$

где $\widetilde{h}_{i,j}$ – значения глубин на первом полушаге; $q_x^{(0)}$, $q_x^{(1)}$, $q_y^{(0)}$, $q_y^{(1)}$ – величины расходов, способ вычисления которых меняется в зависимости от способа задания уклона поверхности водосбора; k_x и l_y – число точек, заданных вдоль осей x и y.

Эта система решается способом итераций.

На границе водосбора и в точках локальных максимумов рельефа задается условие $h = 0$. Считается, что вдоль границ водосбора проходит канал (или река), и расчет движения в них осуществляется по уравнениям одномерной кинематической волны.

Для расчета влагопереноса в почве к системе (6.126) добавляется уравнение одномерной диффузии (учитывается только вертикальное движение влаги) и тогда решается система уравнений:

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial q_x}{\partial x}+\frac{\partial q_y}{\partial y}=X-I, \quad q_x=Ch^{3/2}\frac{i_x}{\sqrt{|\mathrm{grad}\,\eta|}}, q_y=Ch^{3/2}\frac{i_y}{\sqrt{|\mathrm{grad}\,\eta|}},$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z}-K(\theta)\right]+r(z,\theta), \quad I=\left[-D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z}+K(\theta)\right]_{z=0}, \qquad (6.129)$$

где $\theta(t)$ – объемная влажность почвы; $D(\theta)$ – коэффициент диффузии влаги; $K(\theta)$ – гидравлическая проводимость; $r(z, \theta)$ – поглощение влаги корнями; z – вертикальная координата, отсчитываемая от поверхности почвы и направленная вниз.

Гидравлическая проводимость и коэффициент диффузии влаги задаются в виде:

$$K(\theta) = K_m (\theta - \theta_{min})^{\alpha}, \tag{6.130}$$

$$D(\theta) = D_m (\theta - \theta_{min})^{\beta}, \tag{6.131}$$

где K_m, D_m, α и β – эмпирические параметры.

Для аппроксимации $K(\theta)$ часто используются формулы типа

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_{min}}{\theta_{max} - \theta_{min}} \right)^n \tag{6.132}$$

и

$$K(S_e) = K_s \left(\frac{S - S_r}{1 - S_r} \right)^n, \tag{6.133}$$

где K_s – гидравлическая проводимость насыщенной влагой почвы (коэффициент фильтрации); θ_{max} и θ_{min} – максимальная и минимальная объемная влажность почвы; n = 3,5 – 4; $S = \theta/\phi$ – насыщение; $S_e = \frac{S - S_r}{1 - S_r}$ – относительное насыщение (в предположении, что $\theta_{max} = \phi$); $S_r = \frac{\theta_{min}}{\phi}$ – остаточное насыщение; ϕ – пористость.

Чтобы описать связь влажности почвы с капиллярно-сорбционным потенциалом почвы ψ обычно используется зависимость

$$\psi = M_b S_e^{-m}, \tag{6.134}$$

где M_b и m – константы, определяемые экспериментально.

В таком случае

$$D(\theta) = \frac{K_s M_b m}{n} S_e^{n-m+1}, \tag{6.135}$$

где $n = \frac{2 + 3m}{m}$.

При решении уравнения диффузии влаги считается, что нижняя граница находится непосредственно вблизи уровня грунтовых вод. Таким образом, на нижней границе $\theta = \theta_{max}$. На верхней границе принимаются следующие граничные условия:

$$\begin{aligned} X - E &= -D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z} + K(\theta)_{z=0} \quad \text{при} \quad X - E < I, \\ \theta(t,0) &= \theta_{max} \qquad\qquad\quad \text{при} \quad X - E \geq I, \end{aligned} \tag{6.136}$$

где E – интенсивность испарения.

Для расчета испарения применяется зависимость

$$E(t) = E_0(\theta - \theta_{min})D(t), \tag{6.137}$$

где E_0 – эмпирическая константа; $D(t)$ – дефицит влажности воздуха.

При расчете внутрипочвенного стока важно учесть пространственную неравномерность инфильтрации воды в почву. Так как информация о путях движения воды к руслу отсутствует, принимается допущение о том, что добегание воды от каждой точки водосбора до замыкающего створа осуществляется по прямой, а гидравлические свойства почвы практически одинаковы на всем водосборе и не зависят от величины расхода.

Такого рода предположения и применение принципа суперпозиции позволяют записать уравнения для расчета гидрографа внутрипочвенного стока:

$$Q(a,b,t) = \int_0^t \int_d^c \int_{\varphi_{1(x)}}^{\varphi_{2(x)}} \frac{\sqrt{(x_i - a)^2 + (y_j - b)^2}}{2(\pi D_0)^{1/2}(t-\tau)^{2/3}} \times$$

$$\times \exp\left\{ -\frac{\left[C_0(t-\tau) - \sqrt{(x-a)^2 (y_j - b)^2} \right]}{4D_0(t-\tau)} \right\} q(t-\tau, x, y)\,dx\,dy\,d\tau, \tag{6.138}$$

где a и b – координаты замыкающего створа; c и d – крайние абсциссы водосбора; $\varphi_{1(x)}$ и $\varphi_{2(x)}$ – линии, ограничивающие водосбор; $q(t, x, y)$ – поступление внутрипочвенного стока на единицу площади; D_0 и C_0 – параметры добегания.

Применяя для численного интегрирования (6.138) формулу прямоугольников, получаем

$$Q(a,b,t)=\sum_{K=1}^{N_t}\sum_{j=1}^{N_y}\sum_{i=1}^{N_x}\frac{\sqrt{(x_i-a)^2+(y_j-b)^2}}{2(\pi D_0)^{1/2}(N_t\Delta t-\tau_K)}\times$$

$$\times\exp\left\{-\frac{\left[C_0(t-\tau)-\sqrt{(x-a)^2(y_j-b)^2}\right]}{4D_0(N_t\Delta t-\tau_K)}\right\}q(N_t\Delta t-\tau_K)\Delta x\,\Delta y\,\Delta t\,, \quad (6.139)$$

где Δx, Δy, Δt – шаги по x, y и t.

Процесс формирования внутрипочвенного стока еще недостаточно ясен, поэтому в зависимости от выбранной гипотезы величина $q(t, x, y)$ может приниматься либо как постоянная часть осадков или поверхностной инфильтрации, либо как величина, зависящая от интенсивности инфильтрации на временных водоупорах. Из-за большой пространственной изменчивости влажности почвы задать начальное ее распределение на основе непосредственных наблюдений по глубине обычно не удается. В связи с этим расчет (прогноз) формирования дождевого стока осуществляется в два этапа. На первом этапе определяется начальное распределение влажности по данным наблюдений за осадками, температурой и влажностью воздуха за 1–2-месячный период до паводка, на втором – по рассчитанному начальному распределению влажности производится расчет (прогноз) гидрографа стока. Это позволяет расчеты влажности за предшествующий период производить по более крупным интервалам, чем расчет в период формирования самого паводка.

Глава 7
ПРОГНОЗЫ ЭЛЕМЕНТОВ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ РАВНИННЫХ РЕК

В годовом цикле водного режима равнинных рек России особо выделяется весеннее половодье. В период половодья, ежегодно повторяющегося в данных климатических условиях в один и тот же сезон года, отмечается значительное увеличение водности реки, вызванное главным образом таянием накопленного за зиму снега. Сток рек в этот период составляет 50 – 70 % годового, достигая в отдельных районах 80 и даже 90 %. Наибольшие расходы воды отмечаются в основном весной. В отдельные годы при формировании катастрофических максимумов имеют место разливы рек и затопление обширных территорий. Наводнения, вызванные разливами рек, причиняют огромный ущерб хозяйству страны.

Долгосрочный прогноз основных характеристик весеннего стока – объема и максимума половодья – представляет значительный интерес для многих потребителей водных ресурсов. На основе данных прогнозирования своевременно принимаются меры по предотвращению ущерба от наводнений. В формировании объема половодья принимают участие и жидкие осадки. Доля дождевой составляющей особенно существенна в районах избыточного увлажнения, где она может составлять 40 – 50 % суммарного весеннего стока. *Подземный сток* за период половодья обычно не превышает 5 – 10 % стока за половодье.

Начало половодья хорошо выражено и совпадает с первым днем интенсивного повышения водности реки. Сложнее установить время окончания половодья, которое чаще всего относят к моменту перехода от интенсивного снижения расходов воды в период спада половодья к более замедленному. Для водосборов площадью 5 – 20 тыс. км^2 за конец половодья рекомендуется [15] принимать дату, когда на спаде гидрографа суточный слой стока в лесной зоне составит 0,5 – 0,6 мм/сут., а в лесостепной – 0,2 – 0,3 мм/сут.

Гидрографы половодий на крупных речных бассейнах в большинстве случаев имеют одномодальную форму, нарушаемую лишь в период спада при обильных жидких осадках. На небольших водо-

сборах, как правило, форма гидрографа многомодальная из-за неравномерного снеготаяния, возврата холодов и сильного влияния жидких осадков. Кроме того, на формирование двух волн половодья влияет разновременность снеготаяния в поле и в лесу.

Сток талых вод за период половодья $Y_т$ определяется путем расчленения гидрографа с выделением стока дождевых паводков $Y_д$ и устойчивого подземного стока $Y_п$:

$$Y_т = Y - Y_д - Y_п, \qquad (7.1)$$

где Y – суммарный сток за период половодья.

Сток дождевых паводков выделяется с помощью типовых кривых спада половодья. Подземный (базисный) сток устанавливается на гидрографе путем срезки по значению предвесеннего минимального расхода воды $Q_п$. Слой стока талых вод за половодье (в мм) определяется по формуле (при отсутствии или исключении дождевого стока)

$$Y_т = \frac{86{,}4}{F} \sum_{1}^{N} (Q_i - Q_п), \qquad (7.2)$$

где F – площадь бассейна, км^2; N – продолжительность половодья, сут.; $(Q_i - Q_п)$ – средние суточные расходы воды в период половодья за вычетом расхода воды, характеризующего подземный сток, м^3/с.

7.1. Общие закономерности и факторы формирования весеннего стока

Половодье является сложным многофакторным явлением, определяемым комплексом взаимосвязанных во времени процессов. Среди них обычно выделяют: поступление талой и дождевой воды на поверхность водосбора; задержание, впитывание части этой воды; поступление воды в гидрографическую сеть с дальнейшим добеганием к замыкающему створу. Все эти процессы осуществляются на обширных площадях речных бассейнов, отличающихся разнообразием физико-географических условий. Сложность количественного описания природных процессов (снегонакопление, таяние снега, водопоглотительная способность, поступления воды в гидрографическую сеть и др.), ограниченность данных наблюдений вынуждают использовать упрощенные и в значительной степени схематизированные модели расчета стока половодья с осредненными параметрами в этих моделях.

Факторы, определяющие процесс формирования стока в бассейне реки, обычно подразделяют на две группы: на относительно постоянные факторы подстилающей поверхности и переменные – гидрометеорологические. Факторы подстилающей поверхности определяют характер распределения снега на водосборе, аккумуляцию талой воды на его поверхности, инфильтрацию талых вод, скорости стекания и время добегания по склонам и русловой сети. К числу этих факторов относятся: размеры, конфигурация и рельеф бассейна, его геологическое строение; состав почвогрунтов; растительность; степень озерности, заболоченности; уклоны склонов и русел. К этой же группе можно отнести и антропогенный фактор – интенсивное осуществление хозяйственной деятельности на водосборах и в руслах рек.

Переменными факторами являются снегозапасы, интенсивность снеготаяния, увлажнение почвогрунтов и их промерзаемость, испарение и количество осадков. Эти факторы в основном определяют объем половодья, сроки его начала и окончания, максимальный расход и в значительной степени форму гидрографа.

Речной бассейн может быть представлен в виде динамической системы (рис. 7.1), которая в общем виде отражает физическую природу процессов формирования стока [51].

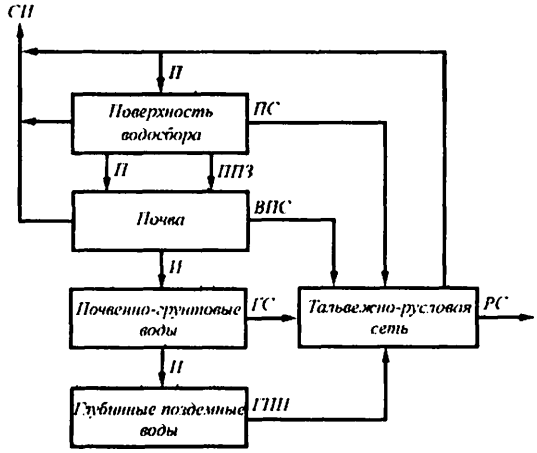


Рис. 7.1. Речной бассейн как динамическая система.

В этой системе учтены все основные процессы формирования стока: поступление талых и дождевых вод (*П*), их поверхностное и почвенное задержание (*ППЗ*), инфильтрация воды в почву (*И*), суммарное испарение (*СИ*), поступление воды в тальвежно-русловую сеть поверхностным стоком (*ПС*), внутрипочвенным замедленным стоком (*ВПС*),

грунтовым стоком (*ГС*) и стоком за счет глубинного подземного питания (*ГПП*). Конечным итогом всех процессов является формирование руслового стока в замыкающем створе бассейна (*РС*).

Рассмотренная динамическая система подчиняется закону сохранения массы, выраженному через уравнение водного баланса. Для периода весеннего половодья уравнение водного баланса речного бассейна без учета подземного питания имеет вид:

$$Y = S + X_1 + X_2 - (E_с + E_п + E_в) - (A + I), \qquad (7.3)$$

где Y – талодождевой сток за половодье; S – максимальный запас воды в снежном покрове, включая ледяную корку; X_1 – количество осадков от даты максимального снегозапаса до даты схода снега; X_2 – количество осадков от даты схода снега до окончания половодья; $E_с$ – испарение с поверхности снежного покрова; $E_п$ – испарение с почвы и транспирация; $E_в$ – испарение с водной поверхности; A – количество воды; задержанное на поверхности бассейна; I – суммарная инфильтрация воды.

Из всех составляющих уравнения водного баланса с различной степенью точности могут быть определены: запас воды в снежном покрове, количество осадков, сток и суммарные потери за период половодья. Ни одна из составляющих потерь непосредственно не может быть определена.

7.1.1. Запасы воды в снежном покрове и ледяной корке

Снегозапасы в бассейне реки являются главным фактором половодья. Распределение снегозапасов по территории подчиняется закону географической зональности и вертикальной поясности. Запас воды в снежном покрове определяется его высотой и плотностью.

Распределение запасов воды в снеге изменяется по Европейской территории России (ЕТР) в среднем от 5 – 10 мм в степных районах до 100 – 200 мм в лесной зоне.

Регулярные снегомерные съемки по замкнутому треугольнику стали проводиться в 1935 г. Сеть пунктов наблюдений, особенно в лесах, в то время была очень редкой. В 50-е годы были введены дополнительные снегосъемки в балках, оврагах, начали определять запас воды в ледяной корке на поверхности почвы в точках измерения плотности снега. В 60-е годы стала внедряться новая методика определения снегозапасов. Вместо треугольных маршрутов в поле

были введены линейные снегомерные маршруты в поле, лесу и в овражно-балочной сети. Изменение в методике наблюдений обусловило нарушение однородности рядов снегомерных наблюдений.

С целью корректировки снегомерных данных были установлены поправки для различных районов равнинной части ЕТР в процентах, на которые следует увеличить снегозапасы, измеренные до 1966 г.

Многолетние сведения по снежному покрову за 1936 – 1960 гг. были обобщены в виде атласа карт снежного покрова ЕТР.

При разработке методов прогнозов весеннего стока наибольший интерес представляют данные о максимальных снегозапасах S_{max} перед началом снеготаяния. Максимальные запасы воды в снежном покрове наблюдаются в разные сроки в различных частях крупного бассейна. Это связано с климатическими условиями и невысокой точностью определения плотности снега. Рекомендуется определять единую дату наступления S_{max} для однородных в климатическом отношении частей бассейна по преобладающей на большинстве станций дате. Корректировка запасов воды в снежном покрове по станциям, показывающим наступление S_{max} в другие даты, осуществляется несколькими способами [15].

Снегомерные наблюдения в лесу и овражно-балочной сети, как уже отмечалось, стали проводиться значительно позже, и сеть пунктов их наблюдений более редкая. Поэтому при определении запасов воды на водосборе с ограниченным числом пунктов наблюдений используются средние многолетние коэффициенты $\overline{K_л} = \overline{S_л} / \overline{S_п}$ и $\overline{K_{овр}} = \overline{S_{овр}} / \overline{S_п}$. Это позволяет по значению среднего для водосбора запаса воды в поле $S_п$ и соответствующих значений $\overline{K_л}$ или $\overline{K_{овр}}$ определять средние снегозапасы в лесу и овражно-балочной сети. Следует иметь в виду, что значения коэффициентов $\overline{K_л}$ и $\overline{K_{овр}}$ изменяются от года к году в широких пределах. Так, на водосборах лесостепной зоны $\overline{K_л}$ изменяется от 1,1 до 1,7, еще большая амплитуда колебаний $\overline{K_{овр}}$ – от 1,5 до 5,0.

Средние для водосбора запасы воды в снежном покрове определяются как средневзвешенное значение

$$S = S_п f_п + S_л f_л + S_{овр} f_{овр}, \qquad (7.4)$$

где $S_п$, $S_л$, $S_{овр}$ – средние снегозапасы соответственно в поле, лесу и овражно-балочной сети; $f_п$, $f_л$, $f_{овр}$ – доли площади водосбора, занятые этими элементами ландшафта.

При равномерном распределении пунктов наблюдений за снегозапасами и достаточном их числе снегозапасы в поле, лесу и овражно-балочной сети вычисляются как среднее арифметическое.

При неравномерном распределении пунктов наблюдений по площади бассейна строятся карты изолиний снегозапасов в поле и лесу, а затем вычисляется среднее значение запасов воды в бассейне.

В лесу снеготаяние происходит менее интенсивно по сравнению с открытыми участками. Поэтому в районах с частыми оттепелями отмечается существенное различие в величине снегозапасов в поле и лесу к концу оттепельных зим. Установлена приближенная зависимость значений разности запасов воды в снеге в лесу и в поле ΔS от суммы положительных температур за время зимних оттепелей для различного видового состава леса (рис. 7.2).

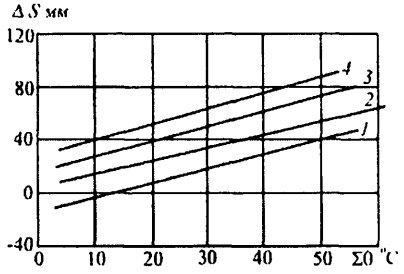


Рис. 7.2. Превышение снегозапасов в лесу над снегозапасами в поле в зависимости от суммы средних суточных значений температуры воздуха за время зимних оттепелей:
1 еловый лес средней густоты;
2 сосновый лес средней густоты;
3 смешанный лес с преобладанием хвойных пород;
4 смешанный лес с преобладанием лиственных пород.

Повторяемость оттепелей увеличивается с востока на запад и юго-запад ЕТР. В этих районах часто образуется ледяная корка. Последняя, как правило, не сплошная и наблюдается только в поле. Наблюдения за ледяной коркой выполняются на ряде станций 24 января и 24 февраля.

В 60-е годы в нашей стране был разработан метод определения запаса воды в снежном покрове путем измерения с самолета естественного гамма-излучения почвы. Метод основан на определении ослабления снежным покровом гамма-излучения земной поверхности. Суммарный запас воды в снеге определяется по разности уровней гамма-поля осенью (до выпадения снега) и зимой при наличии снежного покрова.

В районах с устойчивым залеганием снежного покрова погрешности определения запаса воды в снеге этим методом в 80 – 90 % случаев не превышают 10 %. В бассейнах, где отмечаются оттепели, вследствие неучета изменения влажности верхних слоев почвы, подобная съемка дает завышенные значения снегозапасов.

Эффективность применения гамма-съемки определяется устойчивостью гамма-фона почвенного покрова. Пространственно-временная изменчивость гамма-фона связана с различием в механическом составе почвогрунтов и степени их увлажнения.

Результаты измерения влагосодержания снежного покрова с помощью гамма-съемки использовались при составлении долгосрочных прогнозов стока половодья в бассейнах рек Северной Двины и среднего течения Оби.

Для ряда водосборов лесной зоны ЕТР установлена достаточно тесная связь между уровнем гамма-поля, измеренным осенью, и речным стоком. Уровень гамма-поля в данном случае отражает увлажненность верхнего (30 – 40 см) слоя почвы. Это позволяет использовать начальный уровень гамма-поля в качестве характеристики потерь при прогнозировании весеннего стока.

Погрешность вычисления среднего запаса воды в бассейне по данным измерений на отдельных маршрутах складывается из погрешностей измерения высоты и плотности снежного покрова и определяется по формуле

$$\sigma_S^2 = \overline{\rho}_c \sigma_h^2 + \overline{h}_c^2 \sigma_\rho^2, \qquad (7.5)$$

где $\overline{\rho}_c$ и $\overline{h}_c$ – соответственно средние плотность и высота снега на участке снегосъемки; σ_S – средняя квадратическая погрешность вычисления среднего запаса воды в бассейне; σ_h и σ_ρ – средние квадратические погрешности средних значений высоты и плотности снежного покрова. В действительности погрешности вычисления среднего запаса воды снежного покрова в бассейне выше, чем на участках снегосъемки, из-за нерепрезентативности участков съемки и недостаточной сети снегомерных пунктов. На погрешность влияет также степень неравномерности залегания снега по площади бассейна. Средняя квадратическая погрешность (в %) вычисления среднего запаса воды в снеге приближенно оценивается по выражению

$$\sigma_S = \frac{C_v}{\sqrt{n}} 100\ \%, \qquad (7.6)$$

здесь C_v – коэффициент вариации снегозапасов в бассейне; n – число пунктов измерений.

Коэффициент вариации запаса воды в снежном покрове возрастает с уменьшением снегозапасов. В связи с этим погрешности определения среднего запаса воды в бассейнах рек лесостепной и степной зон будут значительно выше, чем в бассейнах рек лесной зоны. Необходимо иметь в виду, что формула (7.6) применима в условиях отсутствия корреляционной связи между значениями запаса воды в снеге на станциях. При наличии корреляции между измеренными на станциях снегозапасами определяемые по формуле погрешности будут заметно занижены. Более строгий способ расчета погрешностей рассмотрен в работе [51].

7.1.2. Осадки за период половодья

В период формирования половодья выпадают твердые и жидкие осадки. Их влияние на объем весеннего стока зависит не только от количества, но и от времени выпадения осадков. Дело в том, что условия водопоглощения осадков резко изменяются после схода снега и оттаивания почвы. Поэтому осадки в бассейнах с залесенностью не более 30 % учитываются за два периода формирования половодья. Первый период – от даты наступления максимальных снегозапасов до схода снега в поле и второй – от даты схода снега в поле до окончания половодья. После схода снега и размерзания почвы значительно повышается испарение и впитывающая способность почвы. Потери жидких осадков на спаде половодья возрастают, и их вклад в формирование объема весеннего стока понижается. В бассейнах с залесенностью более 30 % при подсчете количества осадков отдельно для площади, занятой лесом, границей между этими периодами является дата схода снега в лесу. Эта дата может определяться приближенно [15] по времени наступления максимального расхода половодья на реках площадью 10 – 20 тыс. км^2.

Экспериментальные водно-балансовые исследования Государственного гидрологического института позволили установить период, в течение которого осадки активно участвуют в формировании весеннего стока. В северных районах высокой увлажненности

с нормой годового стока в 10 – 12 л/(с·км^2) осадки необходимо учитывать за весь период половодья. В лесной зоне в формировании стока основную роль играют осадки, выпавшие до схода снега в лесу. В остальных районах ЕТР с облесенностью бассейнов до 30 % период стокообразующих осадков заканчивается примерно через 10 дней после схода снега в поле, так как в течение этих 10 дней водонепроницаемость почв сохраняется прежней.

Изменчивость количества осадков, активно участвующих в формировании весеннего стока, весьма значительная, о чем свидетельствуют значения коэффициентов вариации осадков в бассейнах ряда рек, расположенных в пределах ЕТР. Коэффициенты вариации осадков X изменяются от 0,38 для р. Западной Двины у г. Даугавпилс до 0,70 для р. Белой у г. Бирск. Наибольшее количество осадков может в 2 – 4 раза превышать норму, которую часто используют при долгосрочных прогнозах весеннего стока. Целесообразно выпускать прогнозы в вероятностной форме: при норме осадков $\overline{X}$, при $0{,}5\overline{X}$ и $2\overline{X}$. В последующем производится корректировка прогноза объема половодья, путем сопоставления по декадам снеготаяния фактического количества осадков с их нормами [15].

7.1.3. Потери весеннего стока

Суммарные потери весеннего стока обозначим P, тогда из (7.3)

$$P = (E_с + E_п + E_в) + (A + I).$$

Потери воды на испарение в период формирования половодья происходят в основном с поверхности снежного покрова, с водной поверхности, с почвы, освободившейся от снега, и за счет транспирации. Долгое время преобладало мнение о небольших потерях на испарение за время снеготаяния и незначительности испарения с водной поверхности русловой сети в связи с ее малой испаряющей поверхностью. Исследования ГГИ свидетельствуют о весьма значительных потерях воды на испарение в период формирования весеннего стока. Интенсивность испарения со снега в период снеготаяния равна 0,40 – 0,50 мм/сут. и мало изменяется от года к году. Потери воды на испарение со снега составляют 5 – 20 мм для лесной зоны и 3 – 8 мм для лесостепной и степной зон ЕТР. Интенсивность испарения с водной поверхности по мере схода снега возрастает до 0,6

– 1,0 мм/сут., приближаясь к испарению с почвы. После схода основной массы снега испарение с водной поверхности составляет уже 0,8 – 1,2 мм/сут. и весьма близко к испарению с поверхности почвы (1,0 – 1,5 мм/сут.). Общее испарение с почвы за период с момента появления проталин до момента полного оттаивания почвы в лесной зоне по данным ГГИ составляет в среднем 25 – 30 мм. С учетом площади, занимаемой в это время снежным покровом, испарение с почвы составит в среднем 20 мм. В лесостепной и степной зонах из-за меньших снегозапасов период формирования стока менее продолжительный и за это время потери на испарение с почвы составляют 10 – 15 мм.

Суммарные потери на испарение на водосборах лесной зоны за период формирования стока равны в среднем 30 – 40 мм, достигая в отдельные годы 60 мм. На водосборах лесостепной зоны суммарное испарение в среднем равно 15 мм.

Авторы работы [15] приходят к выводу о том, что в отдельные весны суммарное испарение может быть главной составляющей общих потерь талых вод или иметь весьма малое значение.

Задержание талой воды на поверхности бассейна, по исследованиям Гидрометцентра России, отмечается не только в различных по площади и глубине отрицательных формах рельефа, но и в крупных некапиллярных порах верхнего слоя почв. Даже в условиях хорошо увлажненной мерзлой почвы часть талой воды удерживается в крупных порах верхнего слоя почв. Верхний трех-четырех сантиметровый слой почвы удерживает от 5 до 15 мм воды. Кроме того, на ряде водосборов имеются замкнутые низины, бессточные озера, пруды, болота, которые также являются очагами задержания талых и дождевых вод. Максимальная поверхностная емкость понижений в бассейнах рек вечной мерзлоты составляет около 30 мм, в лесной зоне ЕТР – 40 мм, в степной зоне при расчлененном рельефе – 20 мм.

Результаты экспедиционных исследований ГГИ позволили сделать вывод о том, что микрорельеф поверхности водосборов может только временно задержать талые воды. Временная аккумуляция талых вод способствует увеличению запасов влаги в почвогрунтах и питанию грунтовых вод. С увеличением емкости понижений увеличивается просачивание воды, но снижается поверхностный сток. Наивысшими емкостями обладает зяблевая пашня (5 – 15 мм). При

глубокой вспашке (до 40 см) слой поверхностного задержания увеличивается до 20 – 30 мм.

Поверхностное задержание талых вод в бассейнах лесной зоны влияет лишь на соотношение поверхностного и подземного стока. Имеет место увеличение питания подземных вод, в то же время суммарный сток половодья практически не снижается. В лесостепной и степной зонах поверхностное задержание существенно сказывается на формировании суммарных потерь талых вод, поскольку грунтовые воды из-за их глубокого залегания почти не участвуют в формировании весеннего стока.

Инфильтрация воды в почву I зависит от степени ее *водопроницаемости*. Последняя определяется в основном влажностью и глубиной промерзания.

Измерения влажности почвы начали проводиться на агрометеорологических станциях с 1936 г. преимущественно на полях севооборота в вегетационный период. С 1967 г. наблюдения осуществляются в течение всего года на постоянных водно-балансовых участках, расположенных на залежи, в поле и в лесу.

Влагозапасы определяют по данным о влажности и плотности почвы:

$$W = U_S \rho_п h / 10 , \qquad (7.7)$$

где W – влагозапас, мм; U_S – влажность слоя, % от массы сухого вещества; $\rho_п$ - плотность почвы в том же слое, г/см^3; h – толщина слоя почвы, см.

Запас воды определяется для каждого 10-сантиметрового слоя, а затем суммированием вычисляется влагозапас в слое 0 – 20, 0 – 50, 50 – 100, 0 – 100 см. Используются и другие характеристики увлажнения почв: запас продуктивной влаги, равный разности между общими влагозапасами и тем запасом, который соответствует *влажности завядания* (ВЗ). Последняя характеризует влажность почвы, при которой прочно связанная вода становится недоступной для растений. Широко используется в качестве характеристики увлажнения почвы наименьшая (полевая) влагоемкость (НВ).

В течение года запасы влаги в почве подвержены значительной изменчивости. Наибольшая изменчивость запасов влаги в почвогрунтах наблюдается летом. В засушливые годы в верхнем слое почв влагосодержание может снижаться до значений влажности

завядания, во влажные – достигает значений наименьшей влагоемкости. Амплитуда колебаний запаса влаги в метровом слое почвы может составлять 120 – 150 мм.

Осенью отмечается увеличение запасов влаги и к началу зимы в метровом слое почвы в 70 – 90 % случаев они достигают значений наименьшей влагоемкости в северных, северо-западных и северо-восточных районах ЕТР; в 70 – 80 % – в юго-западных и в 40–50 % – в южных и юго-восточных.

Зимой запасы влаги в почве увеличиваются за счет восходящей *миграции влаги* и оттепелей. Миграция влаги происходит под воздействием градиентов температур по глубине почвы и давления пленочной влаги. Градиенты температур обусловливают восходящее движение парообразной и пленочной влаги из теплых слоев почвы в верхние промерзающие. Наиболее интенсивно перенос пленочной влаги происходит в тонкодисперсных грунтах (глины, суглинки). В крупнозернистых средах (пески, супеси, лесные почвы – горизонт А) перенос пленочной влаги весьма слабый. Процессу миграции влаги способствует близкое залегание грунтовых вод, которые восполняют убыль запасов влаги, перемещающейся в верхние слои почв.

Оценка миграции в естественных условиях представляет весьма сложную задачу. По данным [15], ее значение сильно изменяется по территории от года к году в пределах от 5 до 70 мм. Более значимо увеличение запаса влаги в почве за счет *оттепелей*. Повторяемость оттепелей с суммарным слоем водоотдачи из снега 15 мм наибольшая в западных и юго-западных районах (80 % всех зим), в северо-восточных и восточных районах она снижается до 20 – 30 %. Запасы влаги в метровом слое почв за счет оттепелей могут увеличиваться на 20 – 150 мм.

Пространственная изменчивость влагозапасов почвы имеет большое значение при формировании потерь талых вод. Изменчивость по площади влагозапасов в почвогрунтах определяется водно-физическими свойствами почв, уровнем залегания грунтовых вод и неравномерностью выпадения осадков. При однородном составе почвогрунтов и большой их увлажненности изменчивость влагозапасов для суглинков, супесей, песков на водосборах лесной зоны незначительна и характеризуется коэффициентом вариации, равным 0,09.

При смешанном составе почвогрунтов изменчивость влагозапасов увеличивается (C_v = 0,25 – 0,34).

Между средними влагозапасами в почве (общими и продуктивными) и коэффициентом вариации выявлена достаточно четкая связь. Наличие этой зависимости указывает на то, что среднее для водосбора значение запаса влаги в почве служит показателем ее распределения по площади. Изменчивость влагозапасов, близких к НВ, относительно небольшая (C_v = 0,20 – 0,30). Для водосборов Верхнего Дона установлена территориально общая зависимость доли площади водосбора Δf с влагозапасами, равными или менее 0,7 НВ, от средних на водосборе значений влагозапасов метрового слоя почвы. Это позволяет определять доли площади, занятые сухими или слабо увлажненными почвами.

Для прогнозирования весеннего стока наибольший интерес представляет знание запасов влаги в почве к началу снеготаяния. К сожалению, большая часть измерений влажности почвы прекращается в середине–конце октября. Поэтому оценка предвесенней увлажненности почвы производится по данным о влажности почвы в конце осени.

Основой приближенного вычисления влагозапаса в полуметровом слое почвы является уравнение водного баланса этого слоя:

$$W_к = W_н + (X - E)_т + m, \qquad (7.8)$$

где $W_н$ и $W_к$ – запасы влаги в слое почвы 0 – 100 или 0 – 50 см соответственно на начало и конец расчетного периода, мм; X – слой осадков, мм; E – суммарное испарение, мм; m – дополнительное увлажнение почвы за счет таяния снега во время оттепелей, мм; T – продолжительность расчетного периода, равная 60, 90 или 120 сут.

Точность расчета влагозапаса по формуле (7.8) во многом зависит от точности определения *суммарного испарения*. Непосредственные измерения суммарного испарения с помощью весовых испарителей ведутся на ограниченной сети водно-балансовых станций. По этой причине для расчета суммарного испарения предложен ряд способов. В качестве исходных данных используются сведения о начальных запасах влаги в почве, количестве осадков, испаряемости, температуре и влажности воздуха. Подробно способы расчета суммарного испарения рассматриваются в курсе «Гидрофизика».

В качестве косвенного показателя увлажненности водосборов используется разность между суммой осадков и испарением $\Sigma(X - E)$ за 40, 60, 90, 120 сут. до установления устойчивого снежного покрова.

Предполагается, что на начало расчета запасы влаги в почве из года в год изменяются незначительно. Однако подобное допущение ошибочно. Для района ЦЧО на 1 августа амплитуда колебания запасов влаги в метровом слое почвы достигает 150 мм.

Другой косвенной характеристикой увлажненности водосборов лесной зоны может быть сток за осенне-зимний период. Осенне-зимний сток характеризует степень насыщенности влагой почвогрунтов и запасы грунтовых вод. Для р. Западной Двины установлена приближенная зависимость между запасами влаги в метровом слое почвогрунтов на конец ноября W_{XI} и стоком за осенне-зимний период $Y_{IX\text{-}I}$ (рис. 7.3).

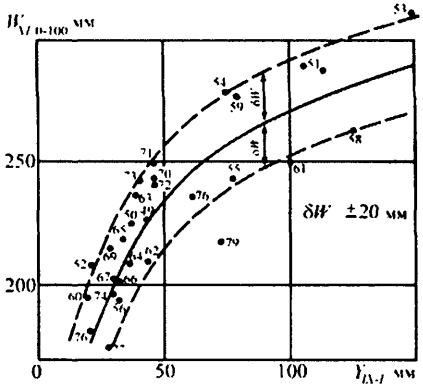


Рис. 7.3. Связь между запасами влаги метрового слоя почвогрунтов, измеренными в конце ноября на полевых участках реки, и стоком за осенне-зимний период. Бассейн р. Западная Двина створы Даугавпилс и Екабпилс (по данным Крестовского).
Цифры у точек – год весны, пунктирной линией оконтурены средние квадратические погрешности определения среднего запаса влаги.

В качестве косвенного показателя увлажненности водосборов использовалась также характеристика начального уровня гамма-поля P_{γ_0}. Установлена зависимость запасов влаги в метровом слое почвы в конце октября $W_{\overline{X}\,0-100}$ от уровня гамма-поля, измеренного до установления снежного покрова (рис. 7.4).

Водопоглотительная способность почв в период формирования весеннего стока определяется не только влажностью, но и *глубиной промерзания*. Показателем степени промерзания почвы является температура ее верхних горизонтов. Измерения глубины промерзания почвы на сети метеостанций путем шурфования начались в нашей стране с 1936 г. С 1956 г. глубина промерзания определяется

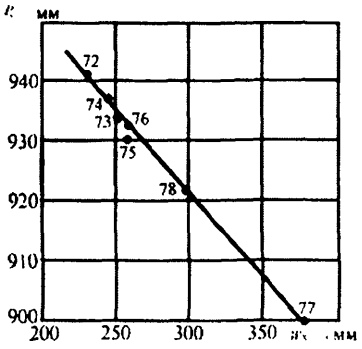


Рис. 7.4. Зависимость начальных уровней гамма-поля P_{γ_0} от запасов влаги в метровом слое почвы в конце октября на полевых участках водосбора р. Сухоны (по данным Вершининой). Цифры у точек - год осени.

с помощью мерзлотомеров. Различие в данных определения по двум методам составляет в среднем 5 – 15 см. Мерзлотомеры завышают глубину промерзания, особенно при уменьшении влажности почвы.

На Европейской территории России глубина промерзания почвы возрастает с запада на восток и с юга на север. Средняя глубина промерзания почвы на открытых участках в западных районах составляет 40 - 50 см, в восточных 80 – 100 см. В южных районах средняя глубина промерзания на западе равна 30 – 40 см, по мере продвижения к востоку она увеличивается до 60 см.

Глубина промерзания почвы при наличии температурного профиля устанавливается по нулевой изотерме, по данным о температуре почвы на глубинах 0,2; 0,4; 0,8; 1,2 м. В промежуточных горизонтах температура почвогрунтов определяется по интерполяции. Отмечается довольно тесная связь между средней на водосборе глубиной промерзания и температурой верхних горизонтов почвы.

Глубина промерзания почвы в поле и лесу различна. В лесу средняя глубина промерзания на 15 – 25 см меньше, чем в поле, а максимальная в 1,5 – 2 раза ниже. Наблюдения за глубиной промерзания почвы в лесах на всей сети станций не производится. Поэтому среднюю глубину промерзания почв в зависимости от видового состава леса рекомендуется определять по глубине промерзания почвы в поле. Эти рекомендации установлены на основе данных многолетних измерений глубины промерзания в поле и лесу в бассейнах рек Дона, Вятки, Шелони, Москвы, Подмосковной водно-балансовой станции и Валдайского филиала ГГИ.

На глубину промерзания почвы оказывают влияние механический состав почвы и запас влаги в ней. Среднюю глубину промерзания почвы можно рассчитать по методике Н.В. Соколовой. Суть ее заключается в следующем. Первоначально по сумме среднеде-

кадных температур воздуха и средней высоте снега на конец расчетного периода определяется глубина промерзания почвы, увлажненной до стадии НВ ($L_{нв}$). Затем вводится поправка ΔL_W на снижение или увеличение глубины промерзания за счет учета влажности почвы, которая была к началу зимы. Методика позволяет определить на любую дату зимнего периода среднюю глубину промерзания в поле, в лесной и лесостепной зонах ЕТР.

Пространственная изменчивость глубины промерзания почвы обусловлена неравномерным залеганием снега, неоднородностью почвенного и растительного покрова, климатическими условиями. По этой причине в бассейне реки всегда имеются площади с талыми и слабопромерзшими почвами ($L \leq 20$ см), хорошо впитывающими талые воды. Установить наличие таких площадей позволяют кривые обеспеченности глубины промерзания почвы для данной площади в зависимости от средней глубины промерзания (рис. 7.5) Впервые подобные кривые были построены В.Д. Комаровым [32], который считал возможным использовать их в качестве типовых в степной и лесостепной зонах.

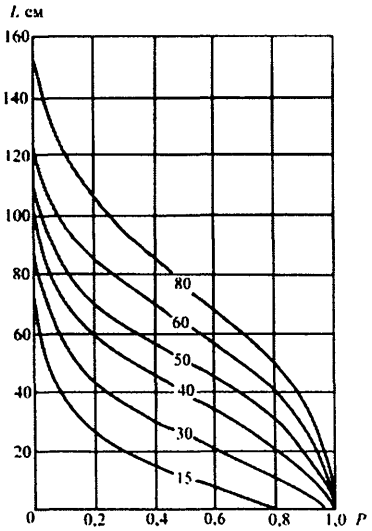


Рис. 7.5. Кривые обеспеченности глубины промерзания почвы от среднего его значения по площади.

В течение нескольких лет в бассейнах Верхнего Дона и Вятки ГГИ проводилось изучение пространственной изменчивости глубины промерзания почвы и запасов влаги в ней. В результате исследований получена территориально общая зависимость коэффициента вариации C_v глубины промерзания суглинистых почв от среднего значения глубины промерзания на водосборе $\bar{L}$ в поле и лесу для лесной и лесостепной зон ЕТР.

Таким образом, средняя по водосбору глубина промерзания почвы одновременно характеризует ее распределение по площади водосбора.

По материалам массовых съемок глубины промерзания в бассейне р. Дона получена зависимость доли площади водосбора ΔF с талыми и слабопромерзшими ($L \leq 20$ см) суглинистыми почвами от средней по площади глубины промерзания почвы $\overline{L}$ для лесостепной зоны. При средней на водосборе глубине промерзания 60 см и более участки со слабопромерзшими площадями отсутствуют.

Глубину промерзания почвы при отсутствии данных измерений можно рассчитывать и по эмпирическим формулам. В качестве аргумента обычно используется сумма средних декадных значений отрицательной температуры воздуха $\overline{\theta}_i$ за период от начала морозов до расчетной даты и толщины снежного покрова h:

$$L = f\left[\sum_{1}^{n} \overline{\theta}_i \rho_c(h)_i\right],$$

где плотность снега $\rho_c = \exp(-0{,}039h)$.

В ГГИ разработан более детальный метод расчета глубины промерзания почвы с использованием метеорологических данных и данных о водно-физических характеристиках почв. Этот метод учитывает тепловое взаимодействие воды с мерзлой почвой и позволяет установить критерии водонепроницаемости для разных по типу и механическому составу почв. *Теплофизический метод* дает возможность оценить потери талых вод на инфильтрацию в мерзлую почву.

Водопоглотительная способность речных бассейнов зависит от мощности и относительной площади распространения *водонепроницаемого слоя* в мерзлой почве. Этот слой образуется в начале зимы в результате быстрого промерзания переувлажненной с осени почвы и может сохраняться всю зиму, оттаивая только после схода снега. Мощность водонепроницаемого слоя хорошо увлажненных почв находится в прямой зависимости от глубины их промерзания или от суммы суточных отрицательных температур, равных и ниже –4 °С, на глубине 0,1 м. Между глубиной промерзания почвы и мощностью водонепроницаемого слоя имеет место хорошо выраженная зависимость (рис. 7.6). При глубине промерзания менее 30 см и влажности почвы ниже 0,7 НВ водонепроницаемый слой практически не образуется.

Образование водонепроницаемого слоя отмечается также в периоды зимних оттепелей и весеннего снеготаяния при замерзании талой воды, проникающей в мерзлую почву.

Впервые на роль теплового взаимодействия инфильтрующейся воды с почвой обратил внимание В. Д. Комаров. Он установил закономерности впитывания воды в мерзлые пески в зависимости от их влажности и температуры.

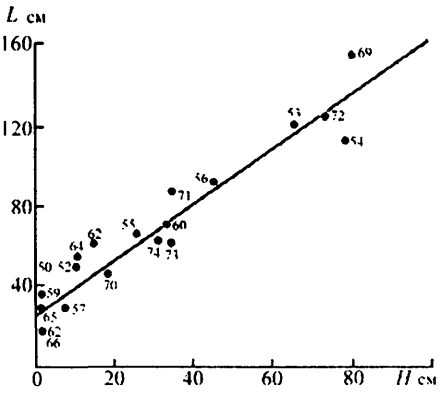


Рис. 7.6. Связь глубины промерзания почвы с мощностью расчетного водонепроницаемого слоя. Цифры у точек - годы.

Теплофизический метод позволяет рассчитать условия образования, глубину залегания и мощность водонепроницаемого слоя [15]. Метод учитывает фазовые переходы впитывающейся воды и почвенной влаги, которые оказывают значительное влияние на процесс инфильтрации.

Проникающая в мерзлую почву подвижная вода замерзает в крупных порах, что может привести к полной закупорке водопроводящих пор и образованию водонепроницаемого слоя. Замерзание воды сопровождается выделением значительного количества тепла, которое затрачивается на оттаивание части почвенной влаги: оттаивает связанная вода в мелких порах, практически неподвижная в процессе инфильтрации. Таким образом, тепловые взаимодействия талой воды с мерзлой почвой не имеют существенного значения в процессе инфильтрации в капиллярных системах, лишенных связанной воды (пески), и наоборот весьма значимы для тонкодисперсных почвогрунтов (глины, суглинки).

При определенных значениях критической температуры $T_к$ и начальной критической влажности мерзлой почвы $W_{н.к}$ в процессе инфильтрации образуется *водонепроницаемый слой*. В основу установления этих значений положено условие равенства запаса холода в почве и количества тепла, приносимого просочившейся водой и выделяемого при ее замерзании.

Запас холода в промерзшей почве, лишенной связанной незамерзшей воды, равен

$$Q = (c_п d + c_л W_{н.к}) T_к, \tag{7.9}$$

где $c_п$ и $c_л$ – теплоемкость почвы и льда соответственно; $W_{н.к}$ – начальная критическая влажность почвы в долях объема; $T_к$ – критическая температуры почвы, достаточная для полной закупорки свободных пор.

Количество тепла, приносимого просочившейся водой и выделяемого при ее замерзании, определяется по выражению:

$$Q_з = \rho_л \left(P_{об} - \frac{W_{н.к.}}{\rho_л} \right) (L + c_в T_н), \tag{7.10}$$

где $\rho_л$ – плотность льда; $P_{об}$ – пористость почвы; L – удельная теплота плавления льда; $c_в$ – теплоемкость воды; $T_н$ – начальная температура просачивающейся воды.

Совместное решение уравнений (7.9) и (7.10) приводит к формулам для расчета критических значений температуры и влажности почвы, при которых отмечается полная закупорка водопроводящих пор в грубодисперсных почвогрунтах:

$$T_к = \frac{\rho_л \left(P_{об} - \frac{W_{н.к.}}{\rho_л} \right) (L + c_в T_н)}{c_п \rho_{с.п.} c_л W_н}, \tag{7.11}$$

$$W_{н.к.} = \frac{c_п \rho_{с.п.} T_к + P_{об} [\rho_л (L + c_в T_н)]}{L + c_в T_н - c_л T_к}. \tag{7.12}$$

В почвах со значительным содержанием связанной воды, замерзающей при температуре ниже нуля, критическое значение влажности определяется по формуле

$$W_{н.к.} = \frac{(L + c_в T_н)[P_{об} \rho_л + \rho_{с.п.} W_{нз}(0)(1 - \rho_л / \rho_в) +}{\rho_{с.п.} (L + c_в T_н - c_л T_к)}$$

$$\frac{+ [c_п + W_{нз}(T_к)(c_в - c_л)] \rho_{с.п.} T_к - L \rho_{с.п.} [W_{нз}(0) - W_{нз}(T_к)]]}{\rho_{с.п.} (L + c_в T_н - c_л T_к)}. \tag{7.13}$$

где $\rho_{с.п.}$ – плотность скелета почвы; $W_{нз}(0)$ и $W_{нз}(T_к)$ – количество незамерзшей воды соответственно при температуре 0 °С и $T_к$ г/г сухой почвы; остальные обозначения прежние.

По данным о водно-физических и тепловых свойствах почв, по формулам (7.11) и (7.12) рассчитаны соответствующие значения $T_к$ и $W_{н.к.}$ На основе этих сведений построены графические зависимости (номограммы) критической температуры от начальной влажности и плотности для основных типов почв. Имея профили температуры и влажности почвы в предвесенний период, можно определить, образуется ли *водонепроницаемый слой* в почве, глубину его залегания и мощность. Верхняя и нижняя границы водонепроницаемого слоя почвы устанавливаются по ее температуре, равной или ниже критической при данной влажности. Критическая температура для каждого слоя определяется по формуле или с помощью номограммы. На рис. 7.7 показано определение водонепроницаемого слоя по профилям температуры и начальной влажности почвы. Водонепроницаемый слой залегает на глубине 7 – 16 см, его мощность 9 см.

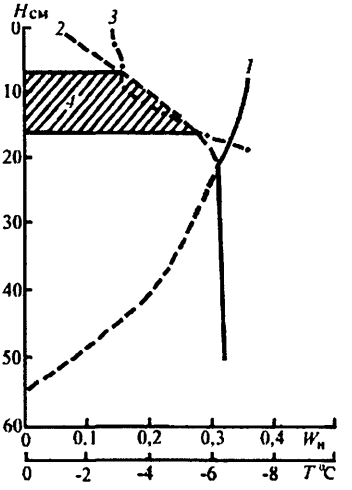


Рис. 7.7. Определение возможности образования водонепроницаемого слоя по профилям температуры и влажности почвы:
1 - влажность почвы, *2* - температура почвы, *3* - критическая температура, *4* -- водонепроницаемый слой (по И. Л. Калюжному и К. К. Павловой)

Использование физически обоснованного теплофизического метода с целью практического определения потерь воды на инфильтрацию требует большого объема исходной информации. Такие сведения в настоящее время отсутствуют. Вместе с тем метод не только расширяет наши представления о процессе инфильтрации талых вод в мерзлую почву, но и позволяет более основательно использовать показатели водопоглотительной способности речных бассейнов.

В качестве такого показателя принимается влагосодержание в слое почвы 0 – 100 или 0 – 50 см

на конец зимы. Отсутствие измерений влажности почвы зимой вынуждает определять приближенное значение влагозапаса в почве по выражению (7.8).

В.А. Романенко рекомендует использовать запас продуктивной влаги в метровом слое почвы в качестве показателя ее увлажнения на конец расчетного месячного интервала ($W_к$ мм).

Расчетная формула имеет вид:

$$W_к = (W_н + X)\exp\left(-0{,}0027 E_0^{0,8}\right), \qquad (7.14)$$

где $W_н$ – начальный запас продуктивной влаги, мм; X – количество осадков за месяц, мм; E_0 – испаряемость, мм/мес.

Для определения суммарного водопоглощения почвой в бассейне необходимо знать распределение в нем различных типов почвогрунтов и их воднотеплофизические свойства. К сожалению, опытных данных об интенсивности инфильтрации для разнообразных типов почв при различной их влажности, температуре и глубине промерзания пока недостаточно. Это ограничивает возможности усовершенствования методов прогнозирования потерь талых вод.

7.2. Общая характеристика методов прогнозирования весеннего стока равнинных рек

В основе практически всех методов прогнозирования весеннего стока равнинных рек лежит уравнение водного баланса за период половодья (7.3), отражающее причинно-следственную взаимосвязь основных стокообразующих факторов. К сожалению, не все составляющие уравнения могут быть непосредственно измерены или определены. Это связано прежде всего с ограниченностью исходной информации и подчас с невысокой ее точностью. Отдельные члены уравнения водного баланса, такие, как инфильтрация воды в почву, поверхностное задержание, суммарное испарение оцениваются или определяются весьма приближенно. Отсутствуют сведения о количестве осадков (X_1, X_2) и их распределении за период заблаговременности прогноза. При выпуске прогнозов обычно учитывается среднее многолетнее количество осадков ($\overline{X}_1, \overline{X}_2$), что может привести к крупным ошибкам, так как наибольшие значения осадков в 2–4 раза превышают их норму.

Отмеченные особенности предопределяют использование при прогнозировании весеннего стока эмпирических зависимостей. Необходимые характеристики и параметры при этом устанавливаются для конкретных бассейнов или однородных районов по условиям формирования весеннего стока.

В настоящее время долгосрочный прогноз весеннего стока осуществляется на основе:

1) расчета по уравнению водного баланса;
2) физико-статистического водно-балансового метода;
3) статистических методов.

7.2.1. Расчет по уравнению водного баланса

Ожидаемый весенний сток определяется на основе учета основных составляющих водного баланса расчетного бассейна за период половодья. Чаще всего весенний сток рассчитывается по уравнению

$$Y = S + X_1 + X_2 - P, \qquad (7.15)$$

где P – суммарные потери талых вод; остальные обозначения прежние.

Наибольшая трудность при расчете по выражению (7.15) связана с определением суммарных потерь стока. По данным экспедиционных исследований Государственного гидрологического института, потери талых вод в северном регионе ЕТР зависят в основном от предвесенней влагонасыщенности водосбора, а в южном – от степени водопроницаемости почв. Определение суммарных потерь осуществляется по эмпирическим зависимостям, приближенно отражающим водопоглотительную способность речных бассейнов. Так, в бассейне Западной Двины потери определяются в зависимости от общих запасов влаги метрового слоя почвогрунтов (рис. 7.8). В бассейнах рек, расположенных в западной и центральной частях лесостепной зоны, потери зависят исключительно от степени промерзания почв, поскольку их увлажнение к концу зимы близко к наименьшей влагоемкости.

Дальнейшим развитием методики прогнозирования весеннего стока на основе использования уравнения водного баланса явились работы ГГИ по дифференцированному расчету и прогнозу составляющих потерь весеннего стока. Прогноз стока талых вод $Y_т$ реко-

мендуется выполнять раздельно для полевых и лесных частей речного бассейна по уравнению вида

$$Y_т = \left(S + \overline{X}_1\right) - P = \left(S + \overline{X}_1\right) - \left(\Delta W + \Delta W_{гр} + \Delta W_б + E\right), \quad (7.16)$$

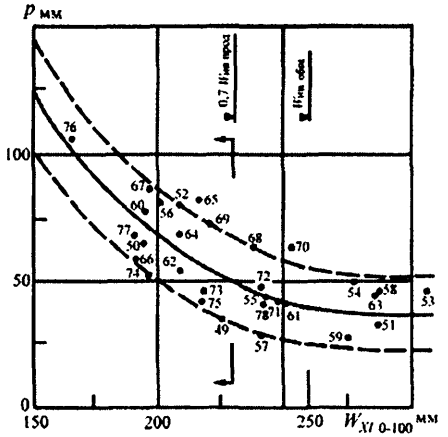


Рис. 7.8. Зависимость потерь талых вод от общих запасов влаги метрового слоя почвогрунтов, измеренных на полях на конец ноября в бассейне р. Западной Двины для створов Даугавпилс и Екабпилс (по Крестовскому).

У точек - год весны, Штриховой линией оконтурена средняя квадратическая ошибка определения среднего запаса влаги на полевых участках бассейна.

Стрелками ограничена рекомендуемая область применения зависимости от 0,7 продуктивного запаса влаги в почвогрунтах и ниже, т.е. при общих запасах влаги менее 230 мм.

здесь ΔW – потери талых вод на увлажнение почвогрунтов; $\Delta W_{гр}$ и $\Delta W_б$ – потери талых вод на пополнение запасов грунтовых и болотных вод; E – суммарное испарение за период формирования стока талых вод. Остальные обозначения прежние.

Прогноз по уравнению (7.16) был внедрен в практику прогнозов весеннего стока применительно к условиям лесной зоны ЕТР на примере бассейна Верхней Вятки.

Потери на увлажнение почвогрунтов зависят от влагозапасов в почве к началу половодья $W_{нач}$, так как к моменту окончания склонового стока почвогрунты увлажнены до постоянного значения $W_{кон}$, равного наименьшей влагоемкости или превышающей ее на 10 %. Это позволяет прогнозировать затраты воды на увлажнение метрового слоя почвогрунтов по разности

$$\Delta W = W_{кон} - W_{нач}. \quad (7.17)$$

Для основных почвогрунтов бассейна р. Вятки установлены значения $W_{кон}$.

Потери талых вод на пополнение запасов грунтовых вод рассчитываются по разности между их запасом на конец и начало половодья:

$$\Delta W_{гр} = W_{кон} - W_{нач}. \qquad (7.18)$$

В лесной зоне в межень и к концу половодья реки переходят в основном на грунтовое питание. Получена зависимость между запасом грунтовых вод и стоком реки (рис. 7.9), с помощью которой по значению стока в начале и конце половодья можно оценить потери на пополнение запасов грунтовых вод.

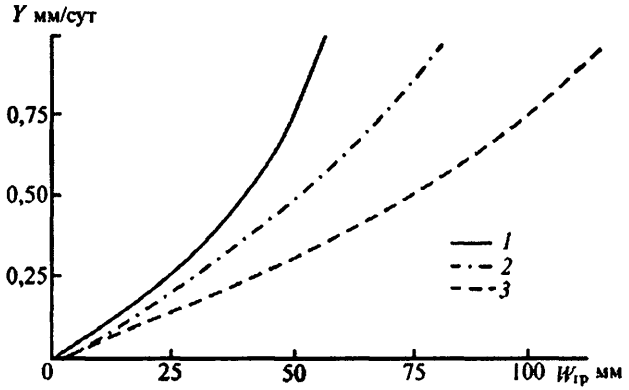


Рис. 7.9. Зависимость запасов грунтовых вод $W_{гр}$ от суточного слоя стока рек Y на спаде паводков и в межень для водосборов лесной зоны ЕТР:
1 – водосборы с суглинистыми грунтами на 90 % площади; *2* – водосборы с суглинисто-супесчаными грунтами (пески занимают 35 % площади); *3* – водосборы с песчаными грунтами на 60 % площади.

Потери на заполнение свободной емкости болот приравниваются к потерям на увлажнение почвогрунтов. Величины ΔW, $\Delta W_{гр}$, $\Delta W_{б}$ являются осредненными по бассейну с учетом соотношения площадей, занятых суглинистыми, супесчаными и песчаными почвами, а также полем и лесом.

Суммарное испарение за период формирования талого стока рекомендуется [15] определять в зависимости от максимальных снегозапасов к началу весны. Предполагается, что испарение пропорционально количеству тепла, необходимого для превращения снега в воду.

Общий слой стока за половодье Y прогнозируется с учетом устойчивого подземного стока $Y_п$ и нормы дождевого стока на спаде половодья $\bar{Y}_д$ по выражению

$$Y = Y_т + Y_п + \bar{Y}_д. \qquad (7.19)$$

В рассмотренном методе прогноза стока за период половодья не учитывается поверхностное задержание талых вод. Потери на поверхностное задержание зависят от многих факторов: рельефа, состава почвогрунтов и их увлажнения, уровня грунтовых вод, лесистости, заболоченности, распаханности. В настоящее время отсутствуют способы, позволяющие даже приближенно оценить эти потери за конкретные годы. По данным многолетних экспедиционных исследований ГГИ, роль поверхностного задержания талых вод мала и сводится в основном к небольшому увеличению питания грунтовых вод.

Расчленение суммарных потерь на составляющие и определение их раздельно для полевых и залесенных участков создает возможность более глубокого изучения физических процессов формирования весеннего стока. Вместе с тем следует отметить трудоемкость метода, необходимость иметь полную и качественную исходную информацию, дополнительные сведения о глубине залегания грунтовых и болотных вод, влажности почвогрунтов в лесу, точные данные о физико-географических характеристиках речных бассейнов. Ряд составляющих потерь стока талых вод определяется по приближенным зависимостям, которые нуждаются в уточнении и проверке в различных природных условиях.

7.2.2. Физико-статистический воднобалансовый метод

В основу метода также положено уравнение водного баланса за период формирования весеннего стока:

$$Y = X - P,$$

где Y – талодождевой сток за период половодья; P – общая величина потерь стока; X – общее количество воды, участвующей в формировании стока (суммарная подача):

$$X = S + X_1, \text{ или } X = S + X_1 + kX_2, \qquad (7.20)$$

S – максимальный запас воды в снежном покрове и ледяной корке; X_1 – количество осадков за период от даты максимального запаса воды до даты схода снега; X_2 – количество осадков от даты схода снега до окончания половодья; k – коэффициент, близкий по значению к коэффициенту стока дождевых вод в период спада половодья.

Весенние осадки X_1 и X_2 к моменту выпуска прогноза неизвестны и их принимают равными средним многолетним значениям.

В основу расчета потерь (водопоглощения) и стока положена теоретическая модель, разработанная Е.Г. Поповым [45, 46, 51]. Речной бассейн рассматривается как динамическая система (см. рис. 7.1) с неравномерным распределением поверхностной емкости и переменной инфильтрационной способностью.

Е. Г. Попов выделяет два типа *модели водопоглощения*, для которых получены интегральные уравнения стока. Это емкостная и инфильтрационно-емкостная модели.

В емкостной модели водопоглощения предполагается, что сток с какой-либо части речного бассейна начинается после заполнения водой свободной емкости почвенных пор и понижений микрорельефа. В дальнейшем потери (кроме испарения со снега и с водной поверхности) с этой части бассейна прекращаются.

Подобные условия отмечаются при полностью водонепроницаемых почвах, когда наиболее четко выражено поверхностное задержание воды. К этому же типу водопоглощения относятся бассейны с водопроницаемыми почвогрунтами, но с близким залеганием водоупора.

Распределение поверхностной емкости по площади бассейна установить непосредственными измерениями не представляется возможным.

По мере увеличения поступления талой воды и заполнения части *свободной емкости* все с большей площади бассейна осуществляется *поверхностный сток*. Эта площадь названа действующей, т.е. дающей сток. Изменение увлажненности речных бассейнов сказывается на степени изменения свободной емкости и тем самым на поверхностном задержании.

Отмеченные закономерности формирования весеннего стока были положены в основу определения потерь при емкостном типе водопоглощения. Суммарные потери талых вод зависят от подачи воды и распределения свободной емкости в бассейне:

$$P(X, U) = [1 - \Phi(X, U)]\, X + A(X, U), \qquad (7.21)$$

где $P(X, U)$ – суммарные потери стока; X – суммарная подача воды; U – влажность почвы или косвенный показатель увлажнения бассейна; $\Phi(X, U)$ – действующая площадь в долях единицы; $A(X, U)$ – слой воды, задержанный на действующей площади, равный количеству воды, затраченной на заполнение свободной емкости.

Использовав уравнение водного баланса, получим выражение для определения суммарного стока за период половодья:

$$Y(X, U) = X\Phi(X, U) - A(X, U), \qquad (7.22)$$

Первый член правой части выражения (7.22) представляет сток с действующей площади, а второй – количество воды, задержанное на этой площади. Действующая площадь по мере увеличения слоя суммарной подачи воды приближается к своему предельному значению, одновременно возрастают до максимального значения потери стока на поверхностное задержание.

Общий вид зависимости $P(X, U)$ и $Y(X, U)$ показан на рис. 7.10.

Относительная действующая площадь является производной уравнения (7.22) и может быть определена путем его дифференцирования:

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

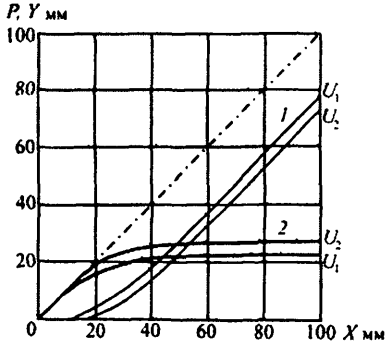


Рис. 7.10. Общий вид водно-балансовых зависимостей стока (*1*) и его потерь (*2*) как функций суммарного слоя поступившей воды X и предшествующего увлажнения бассейна U ($U_1 > U_2$).

Так как относительная действующая площадь не может быть больше единицы, то наибольший угол наклона зависимости $Y(X, U)$ не может превышать 45°.

Уравнения (7.21) и (7.22) нелинейны, поскольку вследствие неравномерного распределения емкости нелинейной функцией является действующая площадь.

Анализируя общий вид водно-балансовой зависимости стока и его потерь, представленный на рис. 7.10, отметим, что при возрастании подачи воды до 30 – 40

мм потери на поверхностное задержание приближаются к своему предельному значению (20 – 25 мм). *Поверхностное задержание* зависит от многих факторов: рельефа бассейна и степени его предшествующего увлажнения, характера почв, лесистости, заболоченности водосбора, его географического местоположения.

Общее поверхностное задержание приближенно определялось по уравнению водного баланса в годы с практически водонепроницаемыми почвами. В зоне вечной мерзлоты максимальная поверхностная емкость оказалась равной примерно 30 мм, в степной зоне при расчлененном рельефе – 20 мм. В лесной зоне ЕТР для бассейна Северной Двины минимальное значение поверхностной емкости составило 40 мм. Существенное влияние на поверхностное задержание оказывает также характер распашки, наличие бессточных площадей.

Аналитические выражения для расчета (прогноза) стока при емкостном типе водопоглощения получены путем интегрирования теоретического уравнения стока и имеют вид:

$$Y = X - E(U)\ \{1 - \exp)[-X/E\ (U)]\}, \tag{7.23}$$

$$Y = X - E(U)\ \text{th}\ [X/E\ (U)], \tag{7.24}$$

здесь X – общее количество поступившей воды, мм; $E(U)$ – максимальная свободная емкость в бассейне как функция показателя предшествующего увлажнения U, мм; th – знак гиперболического тангенса.

Свободную емкость бассейна отражает переменный параметр $P_0(U)$ или $P_0(U, L)$, где L – глубина промерзания почвы. Параметру P_0 придают смысл характеристики возможных общих потерь стока. В этом случае уравнения (7.23) и (7.24) приобретают вид:

$$Y = X - P_0[1 - \exp(-X/P_0)]; \tag{7.25}$$

$$Y = X - P_0\ \text{th}\ X/P_0. \tag{7.26}$$

Применяется также уравнение

$$Y = X \exp(-X/P_0). \tag{7.27}$$

Формулы рекомендуются для бассейнов, расположенных в зонах избыточного увлажнения и вечной мерзлоты, в которых преобладают потери на заполнение свободной емкости.

Графический вид уравнений стока (7.25) – (7.27) представлен соответственно на рис. 7.11 – 7.13.

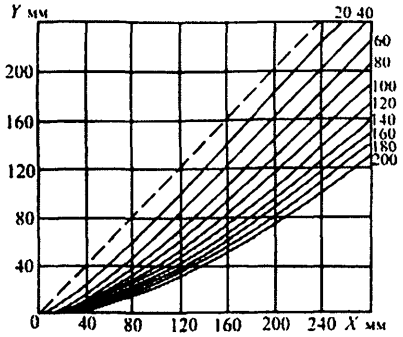


Рис. 7.11. Графический вид уравнения стока (7.25).

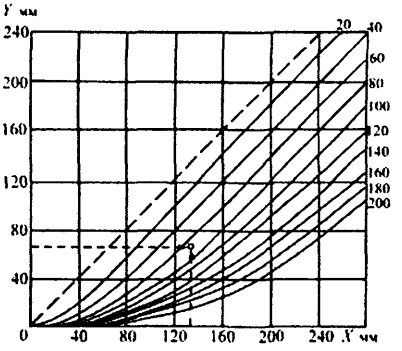


Рис. 7.12. Графический вид уравнения стока (7.26).

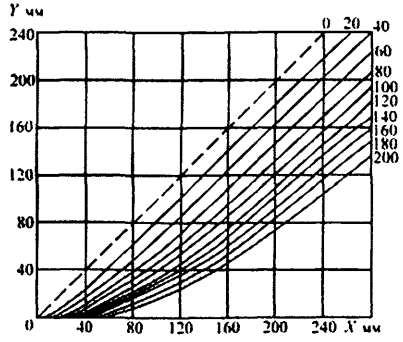


Рис. 7.13. Графический вид формулы (7.27).

В инфильтрационно-емкостной модели водопоглощения сток формируется за счет превышения интенсивности поступления воды над интенсивностью ее просачивания и возможен только с тех площадей, на которых избыток поступившей воды превышает свободную емкость крупных некапиллярных пор почвы и понижений рельефа.

Уравнение суммарных потерь в инфильтрационно-емкостной модели имеет следующий вид:

$$P = (1 - \Phi)(X - I) + A, \qquad (7.28)$$

где X – суммарная подача воды, мм; I – суммарное просачивание (инфильтрация), мм; Φ – относительная действующая площадь, зависящая от избытка воды (X – I); A – поверхностное задержание на действующей площади, мм.

Из условия водного баланса получено теоретическое уравнение суммарного стока:

$$Y = \Phi\,(X - I) - A, \tag{7.29}$$

которое можно написать в виде

$$Y = \Phi(1 - I/X)X - A, \tag{7.30}$$

или

$$Y = \Phi(1 - i/h)X - A, \tag{7.31}$$

где i – интенсивность инфильтрации; h – интенсивность поступления воды.

Уравнения справедливы в условиях равномерного по площади бассейна поступления и просачивания воды.

Интегрирование теоретического уравнения стока (7.29) с использованием однопараметрической функции распределения емкости позволило получить следующие расчетные формулы:

$$Y = X - I - E_{\max}\{1 - \exp[-(X - I)/E_{\max}]\}; \tag{7.32}$$

$$Y = X - I - E_{\max}\ \mathrm{th}\ [(X - I)/E_{\max}], \tag{7.33}$$

где I – суммарное просачивание, зависящее от интенсивности и продолжительности поступления воды; $E_{\max}$ – параметр, характеризующий емкость бассейна при отсутствии просачивания.

При использовании этих формул необходимо располагать данными не только о суммарной подаче воды, но и о средней интенсивности инфильтрации талой воды в мерзлую почву, а также сведениями о продолжительности снеготаяния. Эти характеристики в настоящее время не могут быть заблаговременно оценены. Отмеченные, подчас неразрешимые, трудности вынуждают использовать более простые расчетные формулы стока вида (7.23), (7.24).

Расчетные формулы (7.32), (7.33) соответствуют условиям водопоглощения в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения.

Реализация водно-балансовых зависимостей с целью прогнозирования весеннего стока конкретных бассейнов чаще всего осуществляется графическим способом, хотя возможно также применять аналитический и графоаналитический способы.

Физико-статистические зависимости стока основаны на учете двух главных составляющих: количества поступившей воды и показателя водопоглотительной способности бассейна, характеризующего потери стока. При разработке методики используются данные многолетних наблюдений за стоком в половодье, средних снегозапасов к началу таяния, количества осадков, выпавших за время снеготаяния и на спаде половодья. Водопоглотительную способность бассейна характеризуют наблюденные данные о влажности, температуре почвы на разных глубинах или глубине промерзания. Исходные данные проверяются в отношении их однородности, оценивается точность определения стока, снегозапасов и осадков.

На первом этапе осуществляется графическое построение зависимости $Y = f(X, U)$. При данном показателе увлажнения бассейна положение точек в корреляционном поле анализируется с учетом глубины промерзания почвы, продолжительности снеготаяния, количестве весенних осадков. На основе анализа определяется правильность выбора показателя увлажнения бассейна, выявляются возможные погрешности в исходных данных. Вид графика должен соответствовать обычному графическому виду одного из уравнений стока (см. рис. 7.11 – 7.13). С этого графика по фактическим ежегодным величинам X и Y путем интерполяции определяют значения параметра P_0. После этого находят зависимость между параметром P_0 и принятым для данного бассейна показателем его водопоглотительной способности. Примеры подобных зависимостей приведены на рис. 7.14, 7.15.

Для степной и лесостепной зон ЕТР В. Д. Комаров предложил определять территориально общий параметр P_0 по формуле

$$P_0 = A \exp[-\omega (a + b\bar{L})], \qquad (7.34)$$

где $\bar{L}$ – средняя глубина промерзания почвы, см; ω – относительная характеристика увлажнения метрового слоя почвы, равная

$$\omega = W_{пр}/0{,}75\, W_{нв}, \qquad (7.35)$$

здесь $W_{пр}$ – запас продуктивной влаги; $0{,}75W_{нв}$ – запас влаги, соответствующий влажности разрыва капилляров в почве; A, a, b – эмпирические коэффициенты.

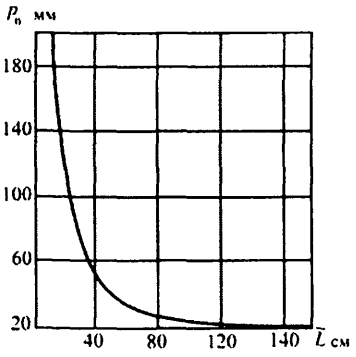


Рис. 7.14. Связь параметра потерь стока талых вод P_0 со средней глубиной промерзания почвы L для водосборов ЦЧО (в годы, когда общий запас влаги в метровом слое в конце зимы $W_{110\ 100} \geq \geq 300$ мм).

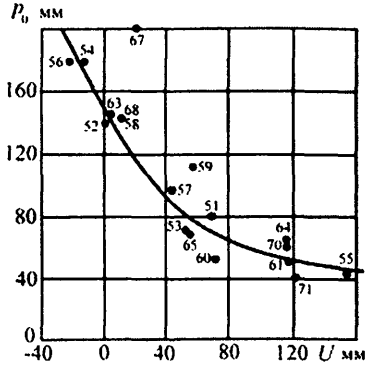


Рис. 7.15. Зависимость параметра потерь стока талых вод P_0 от предвесеннего увлажнения почв U для водосбора р. Медведицы у с. Лысые Горы. Цифры у точек – годы.

7.2.3. Статистические методы

Методы статистических прогнозов предполагают возможность оценки будущего значения процесса по результатам наблюдений прошлых и текущих значений как самого процесса, так и определяющих его факторов. Экстраполяция на будущее информации о связях между стоком и составляющими процесса стокообразования возможны, если за последние 30 – 40 лет ландшафтные и климатические условия существенно не менялись. Исследование взаимосвязей природных процессов, оценка одновременного влияния нескольких факторов на данный процесс осуществляются с помощью широко распространенного метода – метода множественной регрессии. В общем виде задача заключается в установлении взаимосвязи исследуемого процесса Y (предиктант) с факторами, влияющими или определяющими этот процесс $X_1, X_2, \ldots, X_m$ (предикторы).

По своей сути статистические прогнозы весеннего стока могут быть отнесены к физико-статистическим. Здесь также основная роль отводится анализу физико-географических условий формирования стока, выявлению основных стокообразующих факторов, выбору оптимальной группы предикторов (подробнее см. главу 8).

Практика использования множественной корреляции свидетельствует о том, что получаемые результаты не всегда удовлетворительны. Это связано с несоблюдением ряда требований. Сопоставляемые переменные должны подчиняться нормальному закону распределения, а связи рассматриваемых переменных должны быть линейными. Нередко не выполняется условие отсутствия или незначительной корреляции между рядами переменных (предикторов), а также условие необходимости значительного превышения объема выборки над числом независимых переменных.

Несмотря на отмеченные недостатки, статистические методы не потеряли своего значения в прогнозах весеннего стока и в настоящее время. Эти методы наиболее часто применяются при ограниченности данных наблюдений за гидрометеорологическими величинами и невысокой их точности, когда невозможен водно-балансовый расчет. В таких случаях прогнозирование осуществляется на основе регрессионного или дискриминантного анализа. Отметим, что еще довольно часто основным приемом выпуска прогнозов является использование эмпирических зависимостей, представленных, как правило, в графическом виде. Построение подобных зависимостей необходимо с целью контроля и оценки репрезентативности исходных данных. Тщательный анализ и правильная обработка материалов наблюдений – одно из основных условий обеспечения объективности методики прогноза стока.

Сравнительно новым направлением является разработка методики территориальных прогнозов стока. Регрессионные способы расчета среднего для района значения стока и перехода от него к стоку отдельных бассейнов пока еще не получили широкого распространения. Подобные разработки требуют более тщательных исследований и проверки с целью объективной оценки результатов прогнозирования.

Указанные статистические методы не исчерпывают всех приемов многомерного и корреляционного анализов. Однако, математическая сторона некоторых предлагаемых способов прогнозирования иногда является достаточно формальной, так как не всегда раскрывается физическая сущность устанавливаемых зависимостей. Так, для долгосрочного прогнозирования сезонного стока с большой заблаговременностью предложен метод, базирующийся на отыскании внутрирядной корреляции и цикличности во временных рядах стока.

Множественная корреляция (регрессия) является составной частью многомерного статистического анализа. Методы многомерного анализа начали внедряться в практику гидрологических прогнозов, начиная с 70-х годов прошлого века.

Вместо зависимости $Y = f(X_1, X_2, \ldots, X_m)$ определяется зависимость

$$Y = f[T(t_1), T(t_2), \ldots, T(t_n)], \qquad (7.36)$$

где $T(t)$ – коэффициенты разложения полей геофизических процессов по обобщенным некоррелируемым показателям.

Наибольшее распространение получило разложение полей метеорологических величин по естественным ортогональным составляющим или функциям (ЕОФ). Подробнее данная методика рассматривается в гл. 11, посвященной долгосрочным прогнозам сроков ледовых явлений. В практике статистических прогнозов нашел применение *метод дискриминантного анализа*. Суть его состоит в том, что в поле метеорологических величин выявляются составляющие, связанные с прогнозируемым явлением. Метод применялся с целью долгосрочного прогноза начала ледообразования на реках севера ЕТР [61].

Указанные методы не исчерпывают всех приемов многомерного и корреляционного анализов. Методы статистического анализа позволяют сжимать исходную информацию, осуществлять отбор информативных признаков. Однако математическая сторона этих методов является формальной, ибо совершенно не раскрывается физическая сущность устанавливаемых зависимостей.

В 60-х годах Ю.М. Алехин предложил метод долгосрочного прогнозирования сезонного и годового стока с большой заблаговременностью. Динамико-статистический метод основан на использовании внутрирядной связи последовательности значений прогнозируемй величины во времени, описываемой автокорреляционной функцией $R(\tau)$. Для прогноза необходимо иметь только прогнозируемый ряд наблюдений большой продолжительности. Оптимальная длина ряда в каждом конкретном случае устанавливается подбором. Большое значение имеет непрерывность и однородность ряда.

Прогнозирование осуществляется на основе решения уравнения

$$x_t = k_1 x_{t\ 1} + k_2 x_{t\ 2} + \ldots + k_n x_{t\ n},$$

где $x_{t\,1}$, $x_{t\,2}$, ..., x_{t-n} – последовательность предшествующих значений рассматриваемой величины в отклонениях от среднего значения; k_1, k_2, ..., k_n – коэффициенты линейной экстраполяции или коэффициенты обратной связи; n – период обратной связи.

Используются также методы, в основе которых лежит отыскание многофакторных регрессионных связей с набором различных предикторов гидрометеорологического и иного характера. Отметим, в частности, попытки установления корреляционных связей между стоком и некоторыми предшествующими характеристиками атмосферной циркуляции. Полученные зависимости не всегда являются устойчивыми, подчас не выдерживая испытания временем.

7.2.4. Методика прогнозирования весеннего стока для крупных речных бассейнов

В пределах крупных речных бассейнов площадью в несколько сотен тысяч квадратных километров процессы формирования весеннего стока могут значительно отличаться в различных его частях. Это связано с различием в распределении количества осадков, неоднородностью рельефа, почвенно-растительного покрова, условий водопоглощения. В этих бассейнах использование осредненных по площади и во времени гидрометеорологических характеристик может привести к большим погрешностям при прогнозе стока. Поэтому прогноз стока для крупных бассейнов целесообразно осуществлять по схеме «частные водосборы – замыкающий створ». При этом сток в замыкающем створе прогнозируется на основе прогнозов стока с частных бассейнов по выражению

$$Y = \sum_{i=1}^{n} f_i y_i \qquad (7.37)$$

или

$$Y = \sum_{i=1}^{n} a_i y_i + b\,. \qquad (7.38)$$

Если сумма площадей всех частных водосборов равна площади бассейна большой реки, то применяется выражение (7.37), где y – сток в замыкающем створе; y_i – ожидаемый сток с i-го частного бассейна; f_i – доля площади i-го водосбора от общей площади бассейна большой реки.

Если сумма площадей частных водосборов меньше площади бассейна большой реки, то ее сток вычисляют по выражению (7.38), где a_i и b – соответственно коэффициенты и свободный член уравнения множественной линейной регрессии. Коэффициенты этого уравнения определяются по данным о фактических значениях стока за половодье с частных водосборов и с бассейна большой реки. Число частных водосборов обычно не превышает трех-четырех.

Другой подход к решению рассматриваемой задачи основан на исследовании связи стока крупного водосбора со стоком небольших типичных водосборов. Под *типичным водосбором* понимается бассейн реки площадью от 2 до 10 – 15 тыс. км^2, расположенный в однородном физико-географическом районе, характерном для значительной площади крупного бассейна [40, 51]. При наличии длительного ряда параллельных наблюдений за стоком большой реки и стоком малых рек выбор типичных водосборов осуществляется следующим образом.

Отбираются малые реки с наименьшей степенью скоррелированности стока между собой. После этого выбираются малые реки с наибольшими значениями парных коэффициентов корреляции слоя весеннего стока крупной и малой реки (r_{0j}). Затем устанавливается уравнение множественной линейной регрессии и рассчитывается коэффициент множественной корреляции R_0.

Доли вкладов каждой малой реки в уравнение регрессии определяются по формуле Г.А. Алексеева [1]:

$$\delta_i = r_{0j} a_{0j} \sigma_j / (R_0^2 \sigma_0), \qquad (7.39)$$

где r_{0j} – коэффициент корреляции между стоком крупной реки (0) и стоком одной из малых рек (j) ($j = 1, 2, \ldots, n$); a_{0j} – соответствующий коэффициент регрессии перед j-м предиктором; σ_j и σ_0 – средние квадратические отклонения от нормы малой и большой реки; R_0 – коэффициент множественной корреляции при n аргументах.

Если окажется, что δ_j меньше удвоенной средней относительной квадратической погрешности квадрата общего коэффициента корреляции, т.е.

$$\delta_j < 2\sigma_{R_0^2} / R_0^2 \approx 2\sigma_{R_0} / R_0, \qquad (7.40)$$

то аргумент y_i исключается, поскольку он вносит малый вклад в уравнение регрессии.

Рассмотренная методика была использована при разработке долгосрочного прогноза весеннего стока р. Дона у станицы Казанской ($F = 102\ 000$ км^2). В качестве типичных водосборов были выбраны р. Сосна ($F = 16\ 300$ км^2), р. Тихая Сосна ($F - 2\ 060$ км^2) и р. Битюг ($F = 7\ 340$ км^2). Коэффициенты парной корреляции этих рек со стоком р. Дона соответственно 0,80; 0,92; 0,86, а доли вкладов стока с каждого из этих водосборов – 0,39; 0,46 и 0,15.

Уравнение регрессии имеет вид:

$$Y = 0{,}29\, y_1 + 0{,}34\, y_2 + 0{,}18\, y_3 + 11, \qquad (7.41)$$

где Y – слой весеннего стока р. Дона у станицы Казанской; y_1, y_2, y_3 – слой весеннего стока соответственно для рек Сосны, Тихой Сосны, Битюга.

При ограниченной длине рядов наблюдений за стоком выбор группы наиболее информативных типичных водосборов может быть осуществлен с помощью критерия информативности группы. Таким критерием может быть коэффициент прогностической информативности (КПИ). Последний представляет собой коэффициент корреляции между фактическими значениями слоя весеннего стока крупной реки и рассчитанными по группе предсказателей (данные о весеннем стоке типичных водосборов) на независимом материале.

Короткие ряды наблюдений за исходными данными вынуждают использовать метод многократного разбиения рядов, предложенный В.А. Румянцевым. Подробнее метод изложен в главе 8.

Для прогноза весеннего стока с бассейна р. Белой – г. Бирск ($F =$ $= 121$ тыс. км^2) типичные водосборы отбирались из 15 рек площадью бассейна от 2 до 20 тыс. км^2. Наибольшими КПИ (0,977) характеризовалась группа из пяти водосборов, каждый из которых отражал условия формирования стока в различных частях бассейна р. Белой. Расчет слоя весеннего стока по трем, четырем и пяти водосборам показал возможность использования только трех небольших рек.

Уравнение множественной регрессии имеет вид:

$$Y = 0{,}47\, y_1 + 0{,}63\, y_2 + 0{,}17\, y_3 + 2{,}38, \qquad (7.42)$$

где y_1, y_2, y_3 – слой стока рек Уфы – г. Красноуфимск; Демы – д. Бочкарево; Белой – дер. Сыртланово.

Применение критерия КПИ позволяет объективно выбрать оптимальную группу частных типичных водосборов и оценить каче-

ство расчета и прогноза стока с крупного водосбора по данным о стоке небольших рек. По каждому из небольших водосборов разрабатывается своя методика прогноза весеннего стока.

7.2.5. Территориально общие зависимости для прогноза весеннего стока и его потерь

Территориально общие зависимости весеннего стока и его потерь устанавливаются по данным наблюдений ряда речных бассейнов, расположенных в примерно однородных по условиям формирования стока условиях. При установлении общей зависимости данные наблюдений по нескольким бассейнам объединяются в одну выборку для территорий с мало изменяющейся нормой годового стока, снегозапасов, в условиях одинаковой изменчивости увлажнения почвогрунтов. При этом необходимо использовать длительные однородные ряды наблюдений.

Впервые территориально общая зависимость весеннего стока для рек степного Заволжья была установлена В.Д. Комаровым. При ее построении использовались данные наблюдений на реках Большой Кинели, Самаре, Бузулуке, Большой и Малой Иргизах, Большой и Малой Узенях, Еруслане и др. Учитывались снегозапасы, количество осадков за период снеготаяния и косвенная характеристика влажности почвы. В качестве последней принималась сумма осадков за 2–3 месяца до перехода температуры воздуха через 0 °С осенью, за вычетом испарения с почвы за это же время, определяемого по графикам Б.В. Полякова.

При построении территориально общей зависимости трудно установить границы однородных районов, т.е. территорий с одинаковыми условиями формирования стока. Предварительно ищутся частные зависимости по отдельным бассейнам, а затем на основе их анализа и обобщения строится территориально общая зависимость.

Районирование равнинной части ЕТР по основным стокоформирующим факторам весеннего стока [15] производилось на основе анализа общей увлажненности территории, глубины залегания грунтовых вод, распределения основных типов почв и растительности, пространственно-временной изменчивости потерь талых вод. В качестве интегрального показателя физико-географических различий принималась среднегодовая увлажненность местности, характеризуемая нормой годового стока.

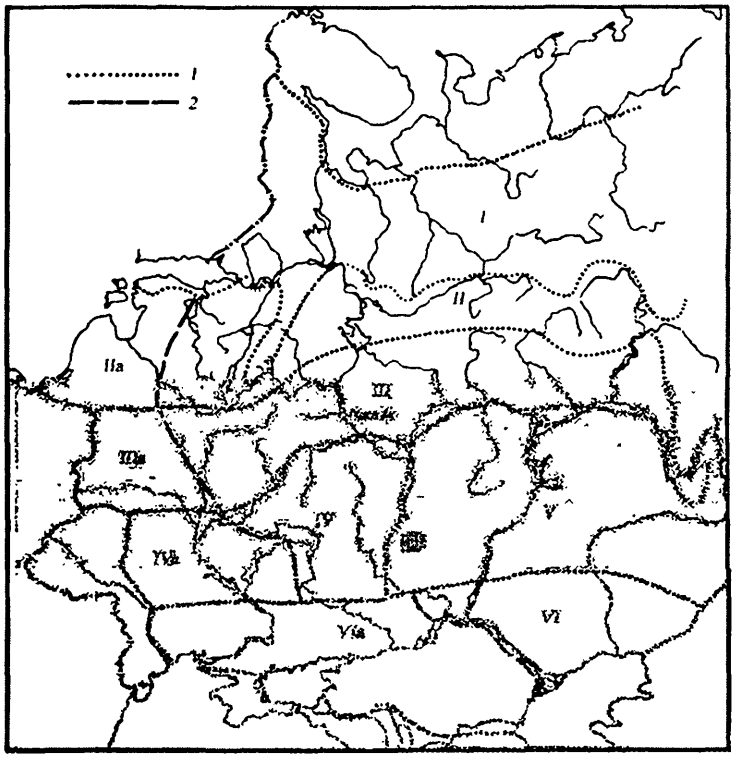


Рис. 7.16. Районирование равнинной части ЕТР по основным факторам, формирующим потери талых вод P_1:
1 граница района, *2* - граница подрайона;
I–III – районы лесной зоны, *IV–VI* районы лесостепной и степной зон.

Районирование территории для рек площадью от 2 до 20 тыс. км^2 с выделением факторов весеннего стока в порядке значимости представлено в табл. 7.1, а границы районов – на рис. 7.16.

В качестве примера на рис. 7.17 представлена территориально общая зависимость слоя стока талых вод от снегозапасов, осадков и средней глубины промерзания почвы для рек западной и центральной части лесостепной зоны. Зависимость установлена для лет, когда запасы влаги в метровом слое почвы превышали 300 мм с использованием уравнения $Y = X - P_0 \operatorname{th} X/P_0$.

Таблица 7.1

Основные факторы формирования весеннего стока рек равнинной части ЕТР

Район по рис. 7.16	Однородная территория по условиям формирования весеннего стока талых вод	Норма годового стока, л/(с·км^2)	Факторы весеннего стока в порядке их значимости
I	Север лесной зоны	> 10	$Y_т = f(S + X_в)d$
II	Средняя часть лесной зоны	10 —7	$Y_т = f[(S + X_в)U]d$
IIa	Западная часть лесной зоны	10 – 7	$Y_т = f[(X_з + X_в)U]d$
III	Южная часть лесной зоны	7 – 5	$Y_т = f[(S + X_в)U, L]d$
IIIa	Юго-запад лесной зоны	7— 4, 5	$Y_т = f[(X_з + X_в)U, L]d$
IV	Центр лесостепной зоны	5,0 – 1,5	$Y_т = f[(S + X_в)L, U]i$
IVa	Западная часть лесостепной зоны	4,5 —1,5	$Y_т = f[(X_з + X_в)L, U]i$
V	Восточная часть лесостепной зоны	4,5 – 1,5	$Y_т = f[(S + X_в)U, L]i$
VIa	Центральная и западная часть степной зоны	1,5 – 0,5	$Y_т = f[(X_з + X_в)UL]i$
VI	Восточная часть степной зоны	1,0 – 0,5	$Y_т = f[(S + X_в)UL]i$

Примечания: S – снегозапасы; $X_в$ -- весенние осадки; $X_з$ зимние осадки (сумма зимних осадков за вычетом слоя стаявшего снега во время оттепелей); U показатель увлажнения почвогрунтов; L – глубина промерзания почвы; d показатель зависимости потерь талых вод от предвесенней влагонасыщенности водосбора; i – показатель зависимости потерь талых вод от инфильтрационной способности почв к началу весны; $\overline{UL}$ указаны районы с одинаковой значимостью этих факторов в формировании весеннего стока.

В результате обобщения 15 частных зависимостей потерь стока талых вод от слоя осенне-зимнего стока для водосборов средней части лесной зоны получена территориально общая зависимость суммарных потерь (рис. 7.18). Зависимость учитывает степень залесенности, заболоченности, площади, занятые сельскохозяйственными угодьями.

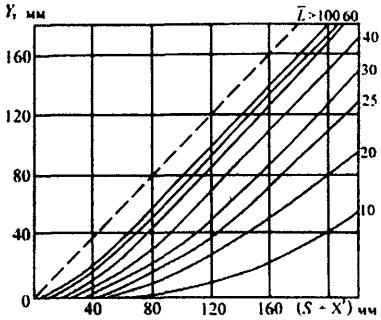


Рис. 7.17. Территориально общая зависимость слоя стока талых вод от снегозапасов и осадков $(S + X')$ и средней глубины промерзания $\overline{L}$ для водосборов *IV* района в годы, когда запасы влаги в метровом слое почвы $W_{0\text{-}100} \geq 300$ мм.

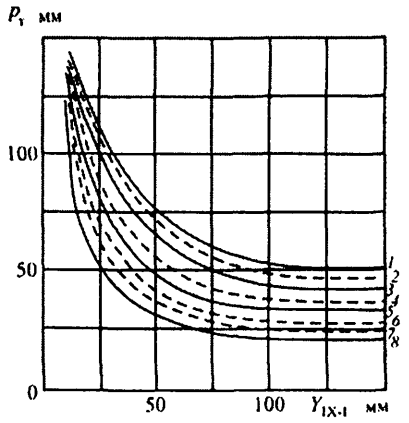


Рис. 7.18. Территориально общая зависимость суммарных потерь талых вод от слоя осенне-зимнего стока для водосборов *II* района лесной зоны с учетом ландшафтных характеристик: площади сельскохозяйственных угодий α; общей залесенности γ, включая заболоченные леса; общей заболоченности δ, в том числе и типичных болот (их площадь указана в скобках): *1* – α = 5–10 %, γ = 70–75%, δ > 25% (> 15–20 %); *2* – α = 10 %, γ = 75–80 %, δ = 20–25 (10–15 %); *3* – α = 20 %, γ = 65–70 %, δ = 20 % (10–15 %); *4* – α = 30 %, γ = 55–60 %, δ = 15–20 % (10–15 %); *5* – α = 40 %, γ = 55 %, δ = 10 % (5 %); *6* – α = 45–50 %, γ = 45–50 %, δ = 10–15% (5 %); *7* – α = 55 %, γ = 40 %, δ = 5–10 % (5 %); *8* – α = 60 %, γ = 35 %, δ = 5–10 % (5 %)

В заключение этого раздела отметим, что проверочные прогнозы следует выпускать по речным водосборам, данные которых не использовались при построении территориально общих зависимостей, и определять эффективность методики для каждого бассейна в отдельности. Необходимо конкретизировать границы однородных районов и установить критерии применимости территориально общих зависимостей для бассейнов различных размеров.

7.3. Краткий обзор методов прогнозирования весеннего стока в различных географических зонах

7.3.1. Реки лесной зоны ЕТР

По условиям формирования весеннего стока можно выделить западную часть лесной зоны, характеризуемую более мягким климатом, избыточным увлажнением, заболоченностью, залесенностью, не превышающей 40 %, с преобладанием смешанных лесов, дерново-подзолистыми почвами. Рельеф территории большей частью равнинный, хорошо расчлененный. Зимой здесь нередки оттепели. Несмотря на то что почвы к началу зимы хорошо увлажнены, значительная изменчивость общего увлажнения территории оказывает влияние на весенний сток.

В пределах западной части лесной зоны с целью прогнозирования используются водно-балансовые зависимости весеннего стока от суммарной подачи воды за вычетом потерь на испарение и характеристики запаса влаги в мерзлом слое почвы.

Для прогноза весеннего стока в бассейне Днепра до Речицы и в бассейне Припяти до Мозыря используются зависимости, в которых учитываются данные о суммарной подаче воды с учетом потерь на испарение и показателя предшествующего увлажнения почвогрунтов. В качестве показателя увлажнения используются не только сведения о запасе влаги в метровом слое почвы, но и косвенные характеристики – осенний паводочный сток или сток реки за осенне-зимний период.

Средняя и восточная части лесной зоны отличаются большей континентальностью климата, преобладанием хвойных лесов и возрастанием степени залесенности отдельных речных водосборов до 70 – 90 % от общей их площади. Почвы хорошо увлажнены с осени, их иллювиальный горизонт слабо водопроницаем. Увлажненность почвогрунтов характеризует суммарную влагонасыщенность бассейна, от которой зависят потери стока. Здесь превалирует емкостной тип водопоглощения.

В северных районах отмечается ежегодное, обильное увлажнение почвенно-грунтовой толщи к началу весны. Основным фактором весеннего стока, определяющим его колебания, является суммарная подача воды, так как потери на пополнение запасов грунтовых вод незначительны, а потери на испарение пропорциональны запасам воды в снежном покрове. Пример подобной зависимости приведен на рис. 7.19.

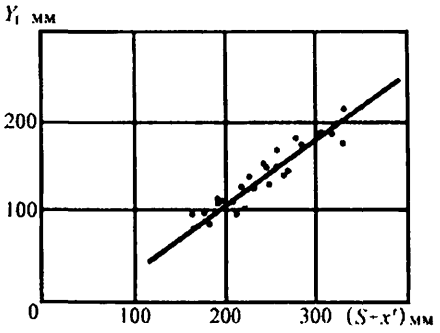


Рис. 7.19. Зависимость слоя стока талых вод р. Вычегды – с. Усть-Кулом от суммы запасов воды в снежном покрове на 31 марта (по наземным съемкам) и осадков за период от 1 апреля до пика половодья.

В южной части лесной зоны наблюдается большая изменчивость увлажненности почвенно-грунтовой толщи, которая зависит

от характера промерзания почвы, вызывающего восходящую миграцию воды. Раннее промерзание способствует удержанию избыточной осенней влаги, позднее промерзание (или его отсутствие) приводит к просачиванию вглубь избыточной влаги. В этом районе при прогнозе весеннего стока кроме увлажнения почвогрунтов учитывается их промерзание.

7.3.2. Реки лесостепной и степной зон ЕТР

В пределах лесостепной зоны по условиям формирования весеннего стока можно выделить западную часть с мягким и влажным климатом, хорошо расчлененным рельефом и восточную с резко континентальным климатом и более плоским рельефом. Значительная часть территории занята сельскохозяйственными культурами. Почвы представлены различного рода черноземами, темно-каштановыми и светло-каштановыми почвами, подстилаемыми лессовидными суглинками или глинами, лесистость бассейнов незначительная.

Главным фактором, определяющим потери талых вод, является водопроницаемость почв. В западных и центральных частях этой территории предвесенняя увлажненность почв в 90 – 95 % случаях близка или превышает наименьшую влагоемкость. Потери талых вод в основном зависят от глубины промерзания почв. В восточных более сухих районах, наоборот, в связи с ежегодным промерзанием почв на глубину свыше 60 см потери талого стока определяются в основном степенью увлажненности водосборов. На этой территории отмечается инфильтрационно-емкостной тип водопоглощения, при котором талый сток зависит от суммарной подачи воды и отношения интенсивности инфильтрации к интенсивности поступления талой воды, т.е. $Y = f(X, i/h)$. Сложность учета неравномерности поступления талой воды вынуждает идти по пути установления зависимости вида $Y = f(x, i)$, используя косвенные характеристики интенсивности инфильтрации.

В степной зоне, ограниченной изолиниями годового стока 1,5 – 0,5 л/(с·км^2), основными показателями потерь талых вод являются предвесенняя влажность и промерзание почв, отличающиеся значительной изменчивостью по годам. В прогностических зависимостях учитываются эти два фактора $Y_т = f[(S + X_1)U, L]$, при их установлении используется уравнение степенной функции $Y = X \exp(-P_0/X)$.

7.3.3. Реки Западно-Сибирской зоны избыточного увлажнения

Рассматриваемая территория занимает обширную Западно-Сибирскую низменность, для которой характерна значительная заболоченность, залесенность и плоский рельеф. Основные потери связаны с поверхностным задержанием талых вод. Аккумулирующая емкость болот и заболоченных почв сильно изменяется из года в год в зависимости от увлажнения речных водосборов. Потери талых вод могут достигать 100 – 200 мм. Столь же значительно поверхностное задержание в лесах и топях, расположенных по периферии верховых болот. Здесь слой задержания воды может быть до 100 мм. В речных бассейнах имеются значительные бессточные площади.

Расчет стока талых вод рекомендуется осуществлять на основе уравнения при емкостном типе водопоглощения:

$$Y = \alpha[X - E(U)] \text{ th } [X/E(U)], \qquad (7.43)$$

где $\alpha \leq 1$ – параметр, характеризующий постоянно бессточную площадь в бассейне. Для речных бассейнов Западно-Сибирской равнины параметр α изменяется от 0,45 до 1,0. Остальные обозначения прежние.

Показателем предзимнего увлажнения речных бассейнов U является сток за сентябрь-ноябрь за вычетом минимального стока, характеризующего устойчивое подземное питание:

$$U = Y_{\text{IX–XI}} - Y_{\min}.$$

Свободная емкость бассейна характеризуется параметром

$$E(U) = E_{\max} - A \lg (U + 1),$$

где $E_{\max}$ – максимальная емкость бассейна, отвечающая предельно малому предшествующему увлажнению, мм; A – постоянный для данного бассейна параметр, характеризующий изменение его емкости. Параметры $E_{\max}$, α и A определяются путем оптимизации.

7.4. Автоматизация разработки и выпуска территориального долгосрочного прогноза слоя весеннего стока

В Гидрометцентре России разработан комплекс программ с целью автоматизации процесса разработки методики прогнозов весеннего стока, начиная с выбора исходной информации до проверки надежности установленных прогностических зависимостей.

На основе комплекса программ с помощью современной электронно-вычислительной техники осуществляется выпуск прогнозов слоя весеннего стока для большого числа водосборов, расположенных в пределах территории с относительно однородными условиями формирования половодья.

Программный комплекс состоит из четырех блоков, связь между которыми осуществляется как автоматически, так и самими прогнозистами, которые имеют возможность на основе анализа промежуточных данных вносить определенные коррективы (рис. 7.20).

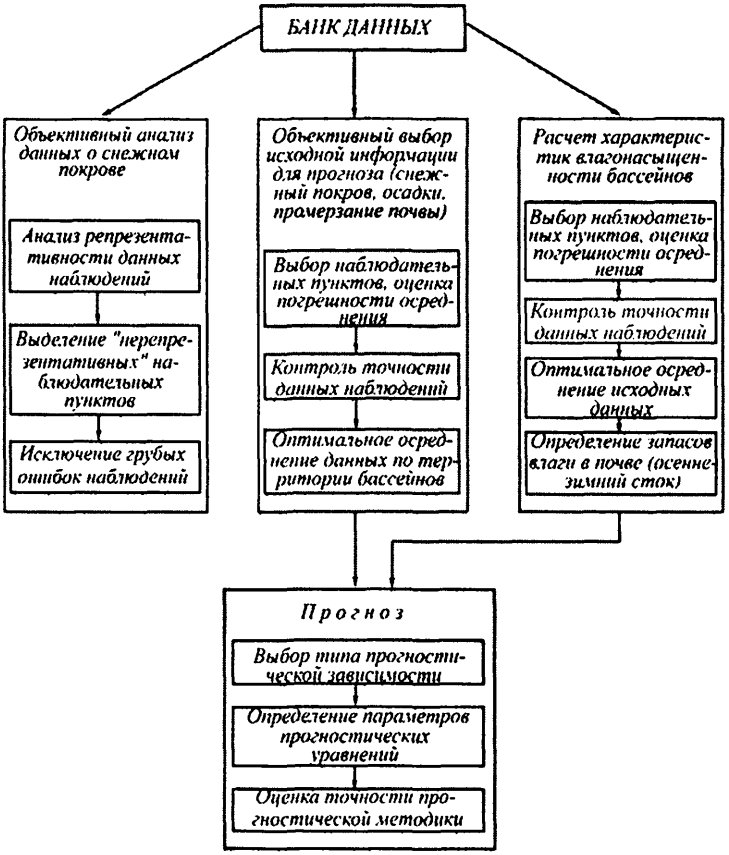


Рис. 7.20. Блок-схема разработки методики прогнозов весеннего стока с помощью ЭВМ.

Первый блок предназначен для объективного анализа полей величин, использующихся при прогнозировании (данные о снежном покрове). Здесь исключаются грубые ошибки и выявляются нерепрезентативные пункты наблюдений.

Второй блок служит для расчета характеристик влагонасыщенности бассейна как показателя потерь весеннего стока. В качестве показателя предзимнего увлажнения бассейнов в зависимости от наличия исходных данных используются запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы или слой стока рек за осенне-зимний период.

Третий блок предназначен для объективного выбора исходной информации для прогноза и включает в себя выделение влияющих станций, контроль точности данных наблюдений, оптимальное осреднение данных по территории бассейна.

В последнем блоке системы устанавливаются параметры прогностических уравнений и оценивается точность методики на основе выпуска прогнозов на зависимом и независимом материале.

Выбор типа прогностической зависимости осуществляется с учетом имеющихся данных наблюдений и условий водопоглощения весной.

В качестве прогностического метода используется как нелинейная модель с параметром P_0, определяемым в зависимости от увлажненности, глубины промерзания почв, так и линейная регрессионная модель, в которой предикторами являются основные факторы весеннего стока.

Вопросы объективного анализа полей характеристик снежного покрова и объективного анализа как метода обработки данных наблюдений подробно рассматриваются в Руководстве [51].

С помощью рассмотренного комплекса программ были разработаны методики прогноза весеннего стока двух районов: для 16 водосборов Нижней Волги и для 50 водосборов бассейна Камы. Значения S/σ изменялись от 0,45 до 0,80. По отдельным, преимущественно малым рекам, прогнозы оказались неэффективными.

7.5. Долгосрочный прогноз максимальных расходов (уровней) весеннего половодья

Долгосрочный прогноз максимума весеннего стока представляет интерес для многих отраслей хозяйства страны. Знание максимального расхода половодья необходимо для гидроэнергетики и

водного хозяйства при решении вопроса о пропуске воды через водопропускные отверстия, для регулирования стока. В зависимости от максимального расхода (уровня) воды находится степень разлива рек и затопления прилегающей к ней местности. Заблаговременный прогноз максимального стока позволяет своевременно принять меры и уменьшить возможный ущерб от этого явления.

Сток половодий и в том числе наибольшие расходы воды во время половодья в значительной мере определяются климатическими условиями и факторами подстилающей поверхности. На формирование половодья и особенно его максимума существенное влияние оказывают такие факторы, как снегозапасы, интенсивность снеготаяния, количество весенних осадков, условия формирования потерь талых вод. К сожалению, не все эти факторы могут быть учтены при выпуске прогноза из-за отсутствия прогноза распределения во времени необходимых метеорологических величин. В связи с этим чаще всего приходится ограничиваться приближенной зависимостью между максимальным расходом и объемом стока за период половодья.

Расчет максимального расхода воды при нелинейной схематизации весеннего половодья осуществляется по формуле

$$Q_{max} = K_P K_\Phi Y F/(T_c + \tau_{max}), \qquad (7.44)$$

где K_P – коэффициент размерности; K_Φ – коэффициент формы гидрографа половодья, равный отношению $Q_{max}/\overline{Q}$ ($\overline{Q}$ – средний расход воды за период половодья); Y – сток за половодье, мм; F – площадь бассейна, км^2; T_c – продолжительность снеготаяния сут.; τ_{max} – наибольшее время добегания воды в бассейне.

Из выражения (7.44) следует, что для конкретного водосбора максимальный расход воды в основном зависит от трех параметров: Y, T_c и τ_{max}. При небольшой изменчивости величины τ_{max} максимум расхода половодья будет зависеть от величины стока за период половодья и от продолжительности снеготаяния. В бассейнах рек с относительно мало изменяющейся из года в год длительностью снеготаяния имеется достаточно тесная связь между Q_{max} и Y. Зависимость $Q_{max} = f(Y)$, как правило, линейная. При прогнозе максимального расхода половодья за значение Y принимается его прогнозируемое значение. Линейные зависимости максимума весеннего

стока от стока за половодье достаточно тесные для рек степной и лесостепной зон с относительно коротким периодом снеготаяния.

Нелинейные зависимости $Q_{max} = f(Y)$ характерны для больших рек в случае неравномерного распределения снегозапасов и неодновременности снеготаяния в различных частях бассейна. Другой причиной нелинейности связи $Q_{max} = f(Y)$ являются значительные изменения действующей площади в многоводные и многоводные весенние периоды в бассейнах с плоским рельефом и большой изменчивостью увлажненности бассейнов.

На реках лесной зоны связи $Q_{max} = f(Y)$ менее тесные из-за большой продолжительности снеготаяния и значительных осадках. Кроме того, нарушению связи между максимумом и объемом половодья способствует разновременность снеготаяния с открытой и залесенной частями бассейна реки.

В больших бассейнах причиной снижения точности зависимости Q_{max} от Y может быть неодновременность прохождения волн половодья на главной реке и ее крупных притоках.

Прогноз максимальных уровней половодья дается на основе прогноза максимального расхода с использованием зависимости $Q = f(H)$.

Несколько слов о долгосрочном прогнозе дат начала половодья и наступления максимального расхода. Прогнозы возможны лишь на основе долгосрочного прогноза устойчивого наступления потепления. Подобные метеорологические прогнозы на данном уровне современной метеорологии не осуществляются, что исключает прогнозирование сроков начала половодья и времени прохождения максимума с большой заблаговременностью.

7.5.1. Долгосрочный прогноз притока воды в водохранилища

Водохранилища крупных гидроэлектростанций предназначены для наиболее рационального использования речного стока в интересах гидроэнергетики, водного транспорта, рыбного и сельского хозяйства, орошаемого земледелия. Часть крупных водохранилищ создавалась с целью борьбы с наводнениями посредством регулирования попусков. Оптимальное управление работой водохранилищ комплексного назначения осложняется противоречивыми требованиями водопользователей. Рыбное и сельское хозяйство нуждаются

в значительных попусках воды в период половодья, обеспечивающих затопление поймы на определенную глубину и время с целью обеспечения нереста полупроходных рыб и сохранения ценных пойменных лугов. В то же время гидроэнергетики заинтересованы в заполнении водохранилища до нормального проектного уровня (НПУ), что делает нежелательными холостые сбросы воды.

Максимальный экономический эффект работы водохранилищ существенно зависит от заблаговременности и точности долгосрочных прогнозов притока воды в водохранилище или каскад водохранилищ. На основе данных прогноза принимаются решения по регулированию режима наполнения и сработки. Для потребителя желательно, чтобы ход притока воды в водохранилище был как можно более детализирован. Отсутствие сведений о распределении притока воды за период половодья приводит к потерям в выработке энергии гидроэлектростанцией даже при достаточно точном прогнозе общего притока за этот период. Прогноз распределения стока во времени остается весьма сложной проблемой, и его точность значительно уступает точности прогнозирования объема стока за все половодье.

Общей физической основой методов долгосрочных прогнозов стока рек и притока воды в водохранилища являются уравнения водного баланса бассейна за определенный период. Чаще всего используются линейные, реже нелинейные физико-статистические, локальные зависимости стока (притока) от основных факторов, характеризующих количество поступившей в бассейн воды и потерь ее на инфильтрацию, испарение и задержание на поверхности бассейна. Параметры локальных зависимостей определяются как по данным наблюдений (сток, высота и плотность снега, количество осадков, влажность и глубина промерзания почв), так и по косвенным характеристикам (водопоглотительная способность бассейна, снегозапасы в высокогорной части бассейна и др.).

В последние годы используются территориально общие методы прогнозирования, не отличающиеся принципиально от локальных зависимостей, но являющиеся общими для значительных географических регионов. Установление территориально общей зависимости возможно лишь для районов с однородными условиями климата, рельефа, почв, растительности. Отметим, что точных критериев для оценки физико-географической однородности речных бассейнов нет.

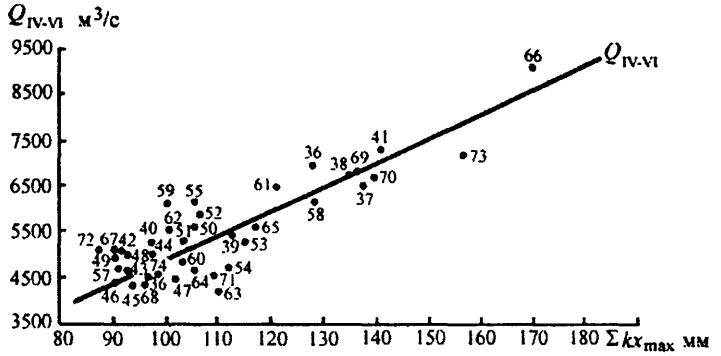


Рис. 7.21. Зависимость притока воды в водохранилище Красноярской ГЭС за апрель июнь от максимальных снегозапасов, вычисленных по данным о зимних осадках по 15 станциям (цифры у точек – годы).

Рассмотрим примеры прогноза весеннего притока воды в водохранилища и его распределения во времени.

Долгосрочный прогноз гидрографа притока воды в *водохранилище Красноярской ГЭС* за период половодья осуществляется поэтапно. На первом этапе прогнозируется приток воды за апрель – июнь по данным о максимальных снегозапасах (рис. 7.21).

Точность зависимости характеризуется коэффициентом корреляции $r = 0{,}87$. Затем предвычисляется приток воды отдельно за апрель, май, июнь, при этом используется прогноз средней температуры воздуха на апрель, май, а также сведения об оставшихся снегозапасах в речном бассейне (рис. 7.22).

Прогноз гидрографа весеннего притока воды в *водохранилище Новосибирской ГЭС* производится путем суммирования раздельно предсказанных гидрографов притока с горной (р. Обь до г. Барнаула) и равнинной (от Барнаула до створа ГЭС – боковой приток) частей бассейна (рис. 7.23).

Зимние осадки в бассейне Верхней Оби до Барнаула играют главную роль в формировании весеннего притока воды. Об этом свидетельствует высокий коэффициент корреляции (0,80) между весенним стоком и количеством осадков за зиму. Показатель снегонакопления определяется на основе сведений 11 станций, расположенных на разных высотах.

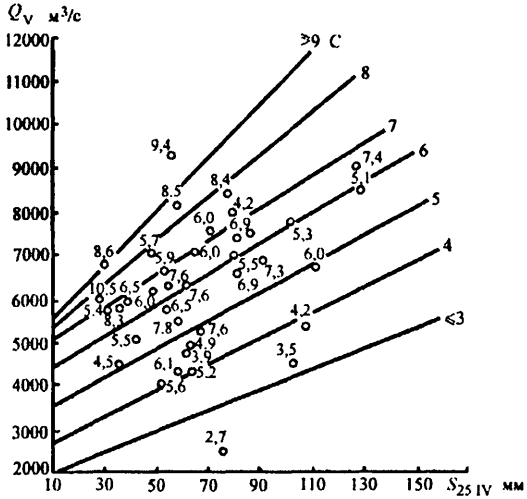


Рис. 7.22. Зависимость притока воды в водохранилище за май от оставшихся запасов на 25 апреля и средней температуры воздуха в мае (цифры – у точек и кривых).

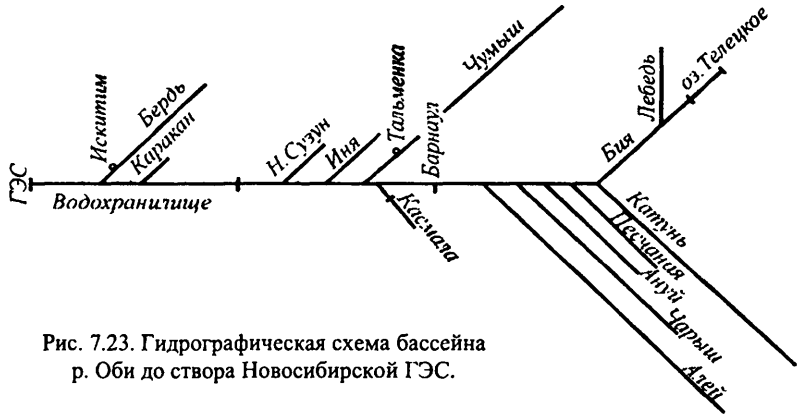


Рис. 7.23. Гидрографическая схема бассейна р. Оби до створа Новосибирской ГЭС.

Прогноз бокового притока в водохранилище на участке от Барнаула до створа ГЭС дается по стоку рек Чумыша и Берди. Режим стока указанных рек является характерным для этой части бассейна. Сток талых вод за половодье каждой из двух рек определяется по максимальным запасам воды в снежном покрове, сложенным с количеством осадков за время снеготаяния и количеством осенних осад-

ков. Последние являются показателем осеннего увлажнения и вычислялись за период с августа до установления устойчивого снежного покрова. Прогноз бокового притока в водохранилище осуществляется по предсказанному талому стоку за период половодья рек Чумыша и Берди. Объем стока талых вод р. Чумыша предвычисляется по зависимости, представленной на рис. 7.24.

Подобная зависимость получена и для р. Берди. Осадки за время снеготаяния при составлении прогноза в конце марта неизвестны, поэтому используется их среднее многолетнее значение.

Боковой приток воды в водохранилище за второй квартал определяется по уравнению

$$Q_{\text{IIкв}} = 1{,}13\,(3{,}51 Y_{\text{Т}} + 1{,}60\, Y_{\text{И}}) + 165, \qquad (7.45)$$

где 3,51 и 1,60 – коэффициенты приводки стока рек Чумыша и Берди в замыкающих створах Тальменка и Искитим.

Сток за апрель с горной части бассейна зависит от температуры воздуха за этот месяц. В связи с тем, что к моменту составления прогноза температура воздуха неизвестна, прогноз стока составляется с использованием индекса $\sum\Delta\theta_{\text{III}}$, предопределяющего температурный фон апреля. Индекс вычисляется по сумме превышений средней суточной температуры воздуха над – 15 °С в марте по ряду станций Западной Сибири. Апрельский сток предвычисляется по уравнению

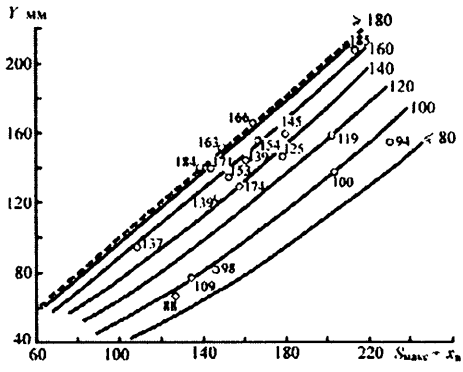


Рис. 7.24. Зависимость стока талых вод за половодье для р. Чумыша у Тальменки от максимальных запасов воды в снежном покрове, сложенных с осадками за время снеготаяния и осенних осадков (цифры - у точек и кривых, мм).

$$Q_{\text{IV}} = 18\sum\Delta\theta_{\text{III}} + 430. \qquad (7.46)$$

Прогноз месячного стока на май и июнь производится по снегозапасам в основных зонах формирования стока (750 – 2250 и 1250

– 2750 м соответственно). Сток р. Оби у Барнаула за май определяется с помощью уравнения:

$$Q_V = 33{,}3\sum kX_{750\ 2250} - 200, \qquad (7.47)$$

где $kX_{750-2250}$ – показатель снегозапасов в основной зоне формирования стока на высотах 750 – 2250 м.

Отметим, что в горной части бассейна Оби до Барнаула основное таяние снега происходит в мае–июне. Составленный в конце марта прогноз на май и июнь уточняется 20 апреля и 20 мая с учетом количества выпавших твердых осадков и оставшихся в бассейне снегозапасов.

Между декадным и месячным стоком со второй декады апреля имеется тесная связь. Коэффициенты корреляции для большинства декад превышают 0,85 – 0,90. Эти связи используются для прогноза распределения по декадам притока воды в водохранилище с горной части бассейна Оби с апреля по июнь.

Прогноз декадного бокового притока с равнинной части бассейна основан на типизации гидрографов. Выделено пять типов распределения притока по декадам в зависимости от сроков прохождения максимального декадного притока. Определение времени наступления наибольшего притока основано на использовании того же индекса ($\sum\Delta\theta_{III}$).

Ожидаемый приток в водохранилище складывается из раздельно предсказанных гидрографов притока с горной и равнинной частей бассейна с учетом трансформации стока в русле Оби и ее основных притоков.

Рассмотренная методика прогнозирования притока воды в водохранилище применима для горных и горно-равнинных рек, талый сток которых составляет 70 % и более общего стока за половодье.

В бассейнах рек зоны вечной мерзлоты относительный водоупор в теплое время года представлен верхней границей мерзлых пород. Над этим водоупором расположен слой сезонного протаивания, или деятельный слой. Мощность деятельного слоя, состав и водно-физические характеристики почвогрунтов определяют водопоглотительную способность бассейна, т.е. потери талой воды на поверхностное задержание. Оттаивание деятельного слоя имеет место лишь после схода снега, поэтому потери на инфильтрацию в период формирования половодья здесь незначительны.

В весенний период преобладает поверхностный сток и обусловленный вечной мерзлотой емкостной тип водопоглощения.

Сток за половодье зависит в основном от снегозапасов, количества жидких осадков и распределения водоудерживающей емкости на площади водосбора.

Прогноз притока воды в *Вилюйское водохранилище* за период половодья выполняется поэтапно [51].

На первом этапе прогнозируется сток талых вод $Y_т$ по данным о максимальных снегозапасах S и осеннем увлажнении бассейна U. За характеристику осеннего увлажнения принимается отношение стока в сентябре к его норме.

Зависимости имеют следующий вид:

при $$U > 1 \quad Y_т = S - 25\,[1 - \exp^{-0{,}04S}]; \tag{7.48}$$

при $$U \le 1 \quad Y_т = S - 33\,[1 - \exp^{-0{,}03S}]. \tag{7.49}$$

В дальнейшем прогнозируется суммарный приток в водохранилище с учетом дождевой составляющей стока. Прогноз выпускается в вероятностной форме по выражению

$$Y(P) = Y_т(S,U) + Y_д \pm \delta(P), \tag{7.50}$$

где $Y(P)$ – ожидаемый приток заданной вероятности превышения; $Y(S, U)$ – талый сток, спрогнозированный по уравнению (7.48) или (7.49); $\overline{Y_д}$ – средний многолетний дождевой сток; $\delta(P)$ – отклонение стока заданной вероятности превышения от среднего значения $Y_т(S, U) + Y_д$.

Долгосрочный прогноз весеннего притока воды в *Цимлянское водохранилище* основан на прогнозах стока с шести однородных (частных) бассейнов по выражению

$$Y = f_1 y_1 + f_2 y_2 + \ldots + f_6 y_6, \tag{7.51}$$

где Y – суммарный приток воды в Цимлянское водохранилище, мм; $y_1, y_2, \ldots, y_6$ – сток с частных бассейнов, мм; $f_1, f_2, \ldots, f_6$ – относительные площади частных бассейнов в долях единицы.

Сток с частных бассейнов прогнозируется по территориально общей зависимости

$$y = X - P_0\,(U, L)\,[1 - \exp\,(-X/P_0)], \tag{7.52}$$

где X – суммарное количество воды, участвующей в формировании талодождевого стока (запас воды в снежном покрове, ледяной корке и количество осадков за период от даты максимума снегозапасов до даты схода снега) в каждом частном бассейне, мм; P_0 – параметр, характеризующий потери стока; U – показатель предшествующего увлажнения бассейна; L – глубина промерзания почвы.

Уточнение прогноза притока воды в водохранилища может быть осуществлено на основе использования сведений о запасах воды в снежном покрове на более позднюю дату и данных о фактически выпавшем к этому времени количестве осадков. Это уточнение особенно эффективно в годы, когда количество осадков значительно отличается от первоначально принятой нормы осадков. Отметим, что уточнение прогноза притока воды производится по тем же зависимостям или уравнениям.

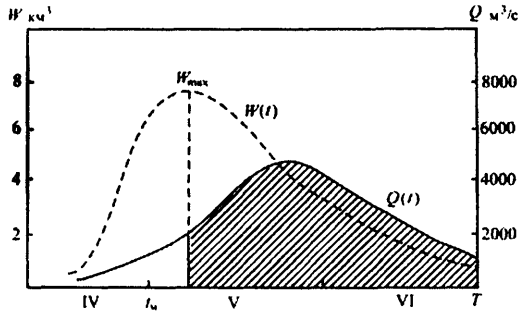


Рис. 7.25. График хода во времени объемов воды в русловой сети $W_{(t)}$ и расходов воды в замыкающем створе $Q_{(t)}$ в период половодья.

Более перспективен способ уточнения прогнозов при использовании данных о наибольшем объеме воды в русловой сети крупной реки. К моменту $t_м$ накопления максимального объема воды W_{max} через замыкающий створ проходит лишь 20 – 25 % общего стока за период половодья (рис. 7.25).

Между последующим стоком рек за период от даты $t_м$ до конца половодья T и наибольшим объемом воды в русловой сети имеется достаточно тесная связь:

$$\sum_{t_м}^{T} Q = f(W_{t_м}). \qquad (7.53)$$

Эта связь является основой уточнения долгосрочного прогноза притока воды, особенно в тех случаях, когда количество осадков за период снеготаяния сильно отличается от среднего и когда потери талых вод в процессе их стекания существенно отклоняются от рас-

считанных ранее. Заблаговременность уточненных прогнозов составляет около 2 месяцев (Нижнекамское, Куйбышевское водохранилища).

Запас воды в руслах рек рассчитывается на основе модели строения речной сети или с помощью кривых объемов воды. Более подробно об этом сказано в главе 4.

Весенний сток крупной реки тесно связан со стоком малых рек, входящих в речную систему ее бассейна. Учитывая, что на малых реках половодье проходит значительно раньше, чем на больших, это обстоятельство используется для уточнения прогноза весеннего стока или притока воды в водохранилище. По данным наблюдений за прошлые годы устанавливается корреляционная зависимость между средним стоком малых рек за период подъема половодья или за весь период половодья и стоком большой реки. Сток малых рек за время спада определяется с помощью типовых кривых спада. Прогноз выпускается на дату прохождения максимума стока той малой реки, где он наблюдался позже всего.

7.6. Математические модели половодья и их использование при прогнозах расходов воды

При разработке методов краткосрочных прогнозов расходов воды в период половодья сейчас все чаще используются математические модели формирования стока талых вод. Созданные на крупных реках каскады водохранилищ значительно усложнили задачу разработки методов прогноза весеннего стока с необходимой заблаговременностью (5 – 7 сут.). Это связано с тем, что возникли естественные трудности при составлении водно-балансовых соотношений в условиях искусственного регулирования стока (в частности, притока от вышерасположенных ГЭС и сбросов воды в нижние бьефы) и бокового притока от разноудаленных зон водосборов. Нельзя не учитывать и тот факт, что боковой приток формируется за счет стока малых рек, время добегания воды по которым составляет всего лишь 1 – 3 сут. В связи с этим и получили, как уже было сказано выше, широкое распространение принципиально новые методы краткосрочных прогнозов расходов воды на основе математических моделей формирования гидрографа весеннего половодья. В реальных условиях целесообразно использовать комбинированные прогностические схемы, когда на малых реках расходы предвычис-

ляются с использованием моделей формирования талого стока, а на относительно крупных реках (где время добегания воды больше заблаговременности прогноза) используется один из механизмов *трансформации паводочных волн*. В частности, такой подход оказался весьма эффектным при разработке метода прогноза весеннего притока в Горьковское и Куйбышевское водохранилища с заблаговременностью до 5 сут.

7.6.1. Модель формирования гидрографа половодья на равнинных реках

Рассматриваемую ниже модель с позиции методологии можно считать в известной степени универсальной в том смысле, что используемые расчетно-прогностические приемы могут быть рекомендованы при разработке методов прогноза на большинстве речных систем и водохранилищ равнинных районов России с устойчивым снежным покровом. Алгоритмы отдельных блоков достаточно легко видоизменить не в ущерб логической конструкции базовой схемы в целом. Данная модель формирования талого стока разработана в Гидрометцентре СССР (ныне Гидрометцентр России) и может быть реализована на базе сетевых стандартных гидрометеорологических данных.

Предлагаются два основных варианта модели:

– первый (детальный) предусматривает расчет гидрографа стока в замыкающем створе реки для частично залесенного бассейна. Расчет элементов водного баланса и трансформация водоотдачи в сток производятся раздельно для лесной и полевой частей водосбора. В условиях недостатка информации иногда потери стока принимаются одинаковыми для всего бассейна;

– второй (упрощенный) предусматривает раздельный расчет с полевых и лесных участков только снеготаяния, а потери стока, водоотдача и добегание воды к замыкающему створу принимаются одинаковыми в целом для всего водосбора. В отдельных случаях могут применяться и другие модификации модели. Очевидно, что оба варианта модели становятся полностью идентичными, когда их используют при прогнозах для открытых или полностью залесенных бассейнов.

Модель основана на ряде положений и допущений. Водосбор рассматривается как динамическая система с сосредоточенными па-

раметрами. Основные закономерности пространственной изменчивости стокоформирующих факторов и процессов описываются статистическими зависимостями. Схематизация элементарных процессов формирования стока произведена исходя из теоретических предпосылок и общетеоретических представлений по результатам анализа эмпирических данных и физико-статистических зависимостей.

Исходной информацией для расчета (прогноза) гидрографа являются данные стандартных наблюдений за снежным покровом, температурой воздуха, осадками, облачностью и ветром в период снеготаяния, а также расходами воды в замыкающем створе реки.

При построении модели предполагается определенная в гидрометеорологическом отношении однородность данного водосбора, поэтому крупные бассейны обычно делятся на однородные (частные) водосборы.

Расчет гидрографа весеннего половодья предусматривает последовательное определение суточных значений:

а) интенсивности снеготаяния, водоотдачи снежного покрова с учетом относительной площади водосбора, покрытой снегом;

б) суммарных потерь талых и дождевых вод без разделения на их составляющие (впитывание в почву, испарение и поверхностное задержание). Суточные потери рассчитываются исходя из известного перед началом снеготаяния общего объема потерь за половодье;

в) водоотдачи бассейна (притока воды к русловой сети с учетом временной аккумуляции части талой воды на поверхности бассейна и последующего ее сброса);

г) расходов воды в замыкающем створе реки с учетом грунтовой составляющей и неодновременности добегания воды, поступающей в русловую сеть.

Уравнение водного баланса для частично залесенного бассейна можно представить в следующем виде:

$$y = \left[\left(\gamma h_{п} f_{п} + x\right) - P_{п}\right]\left(1-\beta\right) + \left[\left(\gamma h_{л} f_{л} + x\right) - P_{л}\right]\beta, \qquad (7.54)$$

где y – водоотдача бассейна за сутки; $h_{п}$ и $h_{л}$ – интенсивность снеготаяния соответственно в поле и в лесу; $f_{п}$ и $f_{л}$ – покрытость полевых и лесных участков снегом в долях единицы; x – количество жидких осадков за сутки; $P_{п}$ и $P_{л}$ – потери стока с полевых и лесных участков бассейна; γ – параметр водоотдачи снега; β – относительная площадь бассейна, занятая лесом.

Расчет добегания воды от места поступления в первичную гидрографическую сеть до замыкающего створа реки осуществляется с использованием кривых добегания по уравнению:

$$Q_t = K_Q \int_0^t \{[(\gamma h_п f_п + x) - P_п](1-\beta)\}(t-\tau)R_п(\tau)d\tau +$$

$$+ K_Q \int_0^t \{[(\gamma h_л f_л + x) - P_л]\beta\}(t-\tau)R_л(\tau)d\tau + Q_{гр} \qquad (7.55)$$

где Q_t – расход воды в замыкающем створе; K_Q – коэффициент размерности для перехода от стока (мм) к расходам воды ($м^3/с$); $R_п(\tau)$ и $R_л(\tau)$ – кривые добегания (функции влияния) для трансформации слоя водоотдачи с полевых и лесных участков водосбора; $Q_{гр}$ – грунтовая составляющая, которую обычно принимают равной расходу воды в замыкающем створе перед началом снеготаяния.

Выражение (7.55) значительно упрощается, если расчеты ведутся для полностью залесенного или открытого водосбора:

$$Q_t = K_Q \int_0^t [(\gamma h f + x) - P](t-\tau)R(\tau)d\tau + Q_{гр}. \qquad (7.56)$$

Ниже рассматриваются способы вычисления отдельных элементов водного баланса, начиная от интенсивности снеготаяния и заканчивая гидрографом стока в замыкающем створе.

При расчете интенсивности снеготаяния принимается допущение, что интегральным показателем теплопритока к поверхности снега является положительная температура воздуха.

Суточное стаивание снега для лесных и полевых участков бассейна можно получить по простой формуле:

$$\begin{cases} h_т = at & t > 0 \\ 0 & t \le 0 \end{cases}, \qquad (7.57)$$

где t – средняя суточная температура воздуха; a – коэффициент стаивания, мм/(сут.·°С).

Однако далеко не всегда положительная температура воздуха определяет интенсивность снеготаяния. Хорошо известно, что на открытых частях водосбора процесс снеготаяния зависит и от лучи-

стого теплообмена, и от скорости ветра. В связи с этим при расчете снеготаяния на полевых участках бассейна рекомендуется пользоваться соответствующими номограммами Л.Г. Шуляковского или формулами Е.Г. Попова. Номограмма Шуляковского представляет собой зависимость вида

$$h_т = f(t, Д),$$

где t -- средняя дневная или средняя суточная температура воздуха; $Д$ – дата, на которую рекомендуется рассчитывать интенсивность снеготаяния.

При расчете интенсивности снеготаяния на полевых участках бассейна обычно используют переменный коэффициент стаивания, зависящий как от расчетной даты, так и от широты местности. Закономерности изменения коэффициента стаивания во времени и в пространстве хорошо прослеживается на номограммах Шуляковского, построенных по данным десяти пунктов наблюдений (рис. 7.26).

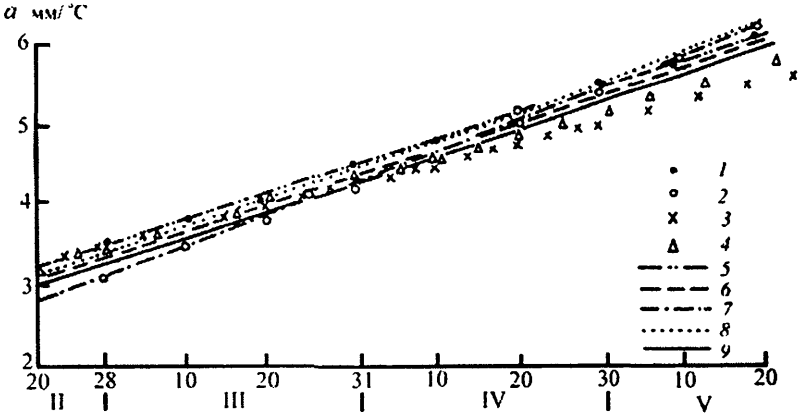


Рис. 7.26. Изменение по времени и по территории коэффициентов стаивания, вычисленных на основе номограмм Л. Г. Шуляковского по различным пунктам наблюдений:
1 – Орел; *2* Москва, Мелекесс, Кинешма; *3* – Волгоград; *4* – Днепропетровск; *5* – Нижнедевицкая стоковая станция; *6* – Белгород; *7* – Елец; *8* - Курск; *9* - средний коэффициент стаивания по 10 пунктам.

Для Европейской территории России такую зависимость можно аппроксимировать выражением

$$h_т = \begin{cases} (\alpha Д_{20} + b)(t + 0{,}02 Д_{20} + 1{,}15) & \text{при } t > -2\ ^0C, \\ 0 & \text{при } t \le -2\ ^0C, \end{cases}$$

где t – средняя суточная температура воздуха; $Д_{20}$ – число суток от 20 февраля до даты расчета интенсивности снеготаяния; α и b – коэффициенты, определяемые в зависимости от широты местности, для которой рассчитывается снеготаяние (рис. 7.27).

В практике гидрологических прогнозов для расчета интенсивности снеготаяния раздельно для дневных и ночных часов используется формула Е.Г. Попова:
для дневной части суток

$$h_{т.д} = \begin{cases} 3{,}1(t_{max} - t_{ср}) - 1{,}4(t_{ср} - t_{min}) + 0{,}65 v_д (t_д - 0{,}5), \\ 0 \qquad \text{при} \qquad t_{max} < 0, \end{cases} \tag{7.58}$$

для ночной части суток

$$h_{т\,н} = \begin{cases} 0{,}65 v_н (t_н - 0{,}5) - 1{,}4 (t_{ср} - t_{min}), \\ 0 \qquad \text{при} \qquad h_{т\,н} \le 0, \end{cases} \tag{7.59}$$

где $t_д$, $t_н$, $t_{ср}$, t_{max}, t_{min} – соответственно средняя температура воздуха за день, ночь, сутки, максимальная и минимальная температура воздуха за сутки; $v_д$ и $v_н$ – средняя скорость ветра за дневные и ночные часы, м/с.

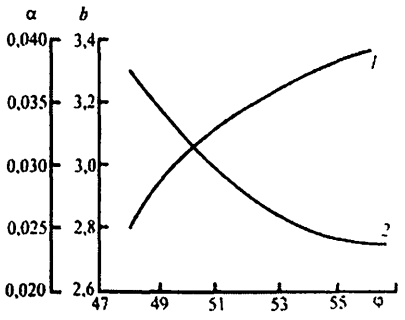


Рис. 7.27. Изменение коэффициентов α и b в зависимости от широты места φ: 1 – α; 2 – b

Существуют некоторые ограничения на применение формул (7.58) и (7.59):

1. Разности температур ($t_{max} - t_{ср}$) и ($t_{ср} - t_{min}$) являются удовлетворительными показателями радиации и излучения лишь при нормальном суточном ходе температуры воздуха. В дни с резко искаженным ходом температуры (например, при прохождении атмосферных фронтов) расчет по этим формулам даст большие ошибки.

2. В конце снеготаяния вследствие лучшего прогрева почвы суточные колебания температуры увеличиваются. В связи с этим разность ($t_{max} - t_{ср}$) не следует принимать:

а) более 4 °С при сплошной облачности,

б) более 7 °С при переменной облачности,

в) более 10 °С при ясной погоде.

Разность ($t_{ср} - t_{min}$) не следует принимать более 7 °С.

Таким образом, суточная интенсивность снеготаяния находится по выражению

$$h_т = h_{т.д} + h_{т.н}. \qquad (7.60)$$

На основании численных экспериментов выяснилось, что преимущество формул (7.58) и (7.59) перед формулой (7.57) отмечается лишь при расчетах снеготаяния по фактическим значениям метеовеличин, при использовании же их прогностических значений эффекта от детализации практически нет. Водоотдача из снега начинается лишь через некоторое время после начала снеготаяния. В течение этого периода талая вода задерживается в снеге. Водоудерживающая способность (влагоемкость) снега определяется его структурой и в первую очередь начальной плотностью. В процессе снеготаяния плотность снега изменяется (увеличивается), что приводит к изменению его влагоемкости. Изменение структуры и плотности снега в ходе его таяния – процесс достаточно сложный и еще недостаточно изученный, однако при расчете водоотдачи снега в рамках рассматриваемой модели используются довольно простые, но прошедшие апробацию на массовом материале схемы расчета.

В первой из них изменения влагоемкости в период снеготаяния описывается экспоненциальной функцией

$$\gamma_n = (\gamma_{max} - \gamma_0)e^{-cz_n} + \gamma_0, \qquad (7.61)$$

где γ_n, γ_{max} – текущая и максимальная влагоемкость снега; γ_0 – влагоемкость крупнозернистого снега на конец снеготаяния; c – константа; z_n – относительное стаивание снега на заданный день:

$$z_n = \frac{\sum_{i=1}^{n} h_{т,i}}{S}, \qquad (7.62)$$

где S – максимальные снегозапасы (запас воды в снежном покрове к началу снеготаяния).

Слой водоотдачи снега рассчитывается как разность между суммарным слоем талой воды на текущие и предшествующие сутки по выражению

$$h_{в} = \begin{cases} [z_n - \gamma_n(1 - z_n)]S - [z_{n-1} - \gamma_{n-1}(1 - z_{n-1})]S \\ 0 \quad \text{при} \quad z_n \le z_0, \end{cases} \tag{7.63}$$

где z_0 – относительная убыль снега, при которой начинается водоотдача.

Значение z_0 зависит от максимальной влагоемкости и может быть найдено с помощью соотношений:

$$z_0 = \begin{cases} 0{,}34\gamma_{max} + 0{,}059 \quad \text{при} \quad \gamma_{max} \le 0{,}28; \\ 0{,}25\gamma_{max} + 0{,}083 \quad \text{при} \quad \gamma_{max} > 0{,}28; \end{cases} \tag{7.64}$$

γ_{max} вычисляется по формуле

$$\gamma_{max} = e^{-4\rho_c} - 0{,}04, \tag{7.65}$$

где ρ_c – плотность снега перед началом снеготаяния.

С учетом (7.65) и задаваясь обычными числовыми значениями для параметров c и γ_0, формула (7.61) принимает вид

$$\gamma_n = \begin{cases} \left(e^{-4\rho_c} - 0{,}1\right)e^{-4z_n} + 0{,}06 \\ 0 \quad \text{при} \quad \gamma_n < 0{,}063. \end{cases} \tag{7.66}$$

Во второй, упрощенной, схеме расчет водоотдачи снега ведется при допущении, что его водоудерживающая способность в процессе таяния не изменяется.

Тогда

$$h_{в} = \begin{cases} \dfrac{h_т}{1 - z_0} \\ 0 \text{ при } h_т + x < z_0 S. \end{cases} \tag{7.67}$$

Как уже говорилось, выше описанные способы расчета водоотдачи снега далеки от совершенства и, конечно, не в полной мере отражают все многообразие структурных изменений, происходящих в таящем снеге, однако предпочтение обычно отдается расчету по более физически обоснованному способу по формуле (7.63).

Подача талой воды на поверхность бассейна вычисляется с учетом изменения покрытости его снегом. В период снеготаяния процент покрытости изменяется от 100 % до нуля.

Для расчета слоя подачи воды на водосбор используется зависимость

$$\begin{aligned} h_{\text{п}} &= f h_{\text{в}}; \\ f &= 1 - F, \end{aligned} \tag{7.68}$$

где F – относительная площадь бассейна, освободившаяся от снега и определяемая с использованием функции γ-распределения:

$$F = \frac{\alpha_0^{\alpha_0}}{\Gamma(\alpha_0)} \int_S^0 S^{\alpha_0 - 1} e^{-\alpha_0 S} dS, \tag{7.69}$$

где S – запас воды в снежном покрове; α_0 – параметр, вычисляемый по формуле $\alpha_0 = \frac{1}{C_v^2}$; C_v – коэффициент вариации распределения снежного покрова на территории бассейна.

Для практических расчетов удобнее пользоваться формулой

$$F = \sum_{i=1}^{n} \Delta z_i e^{\{\alpha_0 \ln \alpha_0 \ \ln \Gamma(\alpha_0) + [(\alpha_0 \ 1) \ln z_n \ \alpha_0 z_n]\}}, \tag{7.70}$$

где Δz_i – изменение относительной убыли снега за расчетный интервал времени (Δt – 1 сут.).

В итоге расчет подачи воды на водосбор осуществляется по выражению

$$h_{\text{п}} = h_{\text{в}} \left\{ 1 - \sum_{i=1}^{n} \Delta z_i e^{\{\alpha_0 \ln \alpha_0 - \ln \Gamma(\alpha_0) + [(\alpha_0 - 1) \ln z_n - \alpha_0 z_n]\}} \right\} \tag{7.71}$$

Суммарные потери и суточная водоотдача бассейна определяется на основе теории формирования стока Е.Г. Попова [45]. В соответствии с этой теорией водоотдача бассейна в период снеготаяния осуществляется пропорционально так называемой действующей площади $F_{\text{д}}$.

Интегральное уравнение стока имеет вид:

$$Y = \int_0^{S+X} F_д(l, m)dl\,, \tag{7.72}$$

где $F_д(l, m)$ – действующая площадь бассейна как функция слоя заполнения l предшествующего увлажнения m; $S + X$ – общий слой поступившей воды (запас воды в снеге плюс осадки).

Из уравнения (7.72) легко получить выраженное в дифференциальной форме уравнение водоотдачи:

$$dy = F_д[H(t), m]dH\,, \tag{7.73}$$

где $H(t)$ – интегральный слой воды, поступившей на поверхность водосбора.

Приняв экспоненциальный закон распределения емкости на водосборе, действующую площадь можно выразить функцией вида

$$F_д = 1 - e^{-\frac{H(t)}{P_0(m)}}, \tag{7.74}$$

где $P_0(m)$ – максимально возможные суммарные потери талых вод при данном уровне предшествующего увлажнения m; $H(t)$ – подача воды на водосбор за время t, численно равная суммарной подаче талой и дождевой воды.

Считается, что потери и условия добегания жидких осадков, выпадающих на снег и поверхность бассейна, уже освободившуюся от него, такие же, как и для талых вод.

При похолодании во время снеготаяния ежедневные осадки, выпадающие при $t \le 0$ °С, считаются твердыми и приравниваются к запасам воды в снеге, а при $t > 0$ °С – жидкими.

Суточные значения водоотдачи бассейна (приток воды в первичную гидрографическую сеть) вычисляются по уравнению:

$$y = \begin{cases} h_п\left(1 - e^{-\frac{\sum(h_п + x)}{P_0(m)}}\right) \\ 0 \quad \text{при} \quad F_д = 0. \end{cases} \tag{7.75}$$

Для оценки действующей площади и собственно водоотдачи бассейна необходимо располагать информацией о возможных потерях талых вод за весь период половодья. Характеризующий их и

действующую площадь параметр P_0 определяется в зависимости от осеннего увлажнения и степени залесенности.

Приток воды в первичную гидрографическую сеть может рассматриваться по двум схемам. В первой из них предполагается, что весь приток, вычисленный по формуле (7.75), непосредственно попадает в речную сеть, во второй (используемой для расчетов с полевых участков бассейна) учитывается временная аккумуляция воды под снегом. В основе второй схемы лежит ряд допущений.

1. Максимальное количество воды, временно аккумулирующееся под снегом, прямо пропорционально величине стока за половодье:

$$V_{max} = 0{,}2Y - 0{,}4. \tag{7.76}$$

2. Когда относительная площадь водосбора, покрытая снегом, составит 0,90 – 0,85, аккумуляция воды прекращается и начинается сброс, который заканчивается при степени покрытия снегом 0,15 – 0,20.

3. В начальный период снеготаяния большая часть образовавшейся воды аккумулируется, а меньшая – сразу попадает в первичную гидрографическую сеть.

Объем аккумуляции на t-й день водоотдачи снежного покрова рассчитывается по формуле

$$V_t = \sum y f^{(1-f)\sum y}, \tag{7.77}$$

где f – покрытость водосбора снегом, обычно принимается равной 0,90.

Тогда суммарный избыток подачи воды над аккумуляцией $\sum y_{изб}$ можно найти по выражению:

$$\sum y_{изб} = \sum y - V_t, \tag{7.78}$$

а ежедневное поступление воды в речную сеть в ходе аккумуляции (пока $V_t < V_{max}$) будет равно

$$y_{изб} = \sum y_{изб,n} - \sum y_{изб,n-1}. \tag{7.79}$$

Количество воды, поступившей в речную сеть после временной аккумуляции в снежном покрове, определяется по уравнению:

$$y_v = (V'_{t-1} - V'_t)V_{max}, \tag{7.80}$$

где V_t' – количество воды, оставшейся под снегом на момент после начала истощения временно аккумулированной воды, т.е. после того, когда $V_t = V_{max}$.

Значение V_t' определяется по формуле:

$$V_t' = \frac{1}{\mathrm{ch}^2 z_t}, \tag{7.81}$$

где

$$z_t = \frac{\sum(h_в + x)}{0{,}5\left(0{,}85S - \sum h_в\right)}, \tag{7.82}$$

здесь $\sum(h_в + x)$ – сумма водоотдачи и осадков за T дней с момента, когда $V_t = V_{max}$; V_t' – количество воды, оставшейся под снегом к концу периода с начала водоотдачи (в долях от V_{max}); S – запас воды в снеге; ch – символ гиперболического косинуса.

Тогда приток воды в первичную гидрографическую сеть y находится по формуле:

$$y = y_{изб} + y_v, \tag{7.83}$$

где $y_{изб}$ и y_v – приток в речную сеть соответственно за счет воды, попадающей туда сразу без задержания в снеге, и за счет сброса временно аккумулированной воды.

Трансформация водоотдачи бассейна в гидрограф в расчетном створе по полной и неполной схемам выполняется соответственно по уравнениям (7.55) и (7.56), которые можно записать и в более компактном виде:

$$Q_t = K_Q\left[(1-\beta)\int_0^t y_п(t-\tau)\,R_п(\tau)\,d\tau + \beta\int_0^t y_л(t-\tau)\,R_л(\tau)\,d\tau\right] + Q_{гр}, \tag{7.84}$$

$$Q_t = K_Q\int_0^t y\,(t-\tau)\,R\,(\tau)\,d\tau + Q_{гр}. \tag{7.85}$$

Для расчета кривых добегания обычно используется двухпараметрическая функция

$$R(t) = \frac{1}{\tau\Gamma(n)}\left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} e^{-\frac{t}{\tau}}, \tag{7.86}$$

где τ и n – параметры, определяемые с применением процедур оптимизации; Γ(n) – гамма-функция.

На рис. 7.28 представлена одна из возможных схем расчета (прогноза) гидрографа весеннего половодья для открытых (*А*) и лесных (*Б*) участков водосбора.

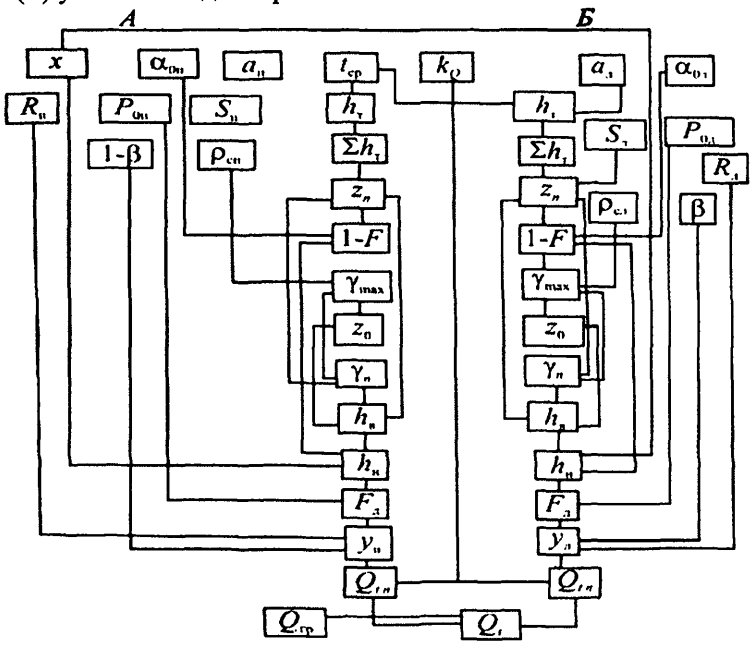


Рис. 7.28. Блок-схема расчета гидрографа весеннего стока для полевых (*А*) и лесных (*Б*) участков бассейна.

7.6.2. Параметризация модели

Большинство параметров в модели обычно принимаются постоянными и в расчетах для разных лет не меняются. Для открытых и залесенных участков бассейна модель включает пять параметров: a – коэффициент стаивания, мм/(сут. °С); C_v – коэффициент вариации, характеризующий распределение снежного покрова по территории; $P_0(m)$ – параметр, характеризующий суммарные потери талого стока за период половодья; n, τ – параметры функции влияния. Эти параметры [кроме $P_0(m)$] принимаются постоянными для данного водосбора.

Кроме того, в модели используются: β – коэффициент лесистости (в долях от единицы); K_Q – коэффициент размерности; S – запасы воды в снежном покрове к началу снеготаяния; ρ_c – плотность снежного покрова перед началом снеготаяния.

К постоянным для многолетнего периода относятся: коэффициенты снеготаяния и лесистости, параметры, характеризующие кривые распределения снежного покрова (принимаются постоянными условно), коэффициент размерности и ординаты функций влияния.

К ежегодно меняющимся значениям относятся: плотность снега перед началом снеготаяния, максимальные запасы воды в снеге, параметр, характеризующий максимальные потери талого стока.

Перечисленные параметры и константы определяются по данным стандартных сетевых наблюдений раздельно для полевых и лесных участков водосбора.

Определение коэффициентов стаивания

Коэффициенты стаивания для полевых и залесенных участков бассейна часто определяются по эмпирическим зависимостям вида

$$S = a\sum t\,, \tag{7.87}$$

где S – начальные снегозапасы; t – положительная средняя суточная температура воздуха.

Суммирование значений температуры ведется за весь период снеготаяния.

Исследования показали, что для регионов ЕТР, расположенных севернее 55 ° с.ш., средние значения коэффициентов стаивания в лесу составляют от 1,4 до 4,0 мм/(сут.·°С), а в поле – от 4,4 до 5,0 мм/(сут. °С).

Как говорилось выше, для полевых частей бассейнов коэффициенты стаивания могут быть получены с использованием номограммы Л. Г. Шуляковского.

Определение коэффициентов вариации кривых распределения снежного покрова

Коэффициенты вариации C_v фактически определяют вид кривых распределения снежного покрова, причем их значения изменяются не только в пространстве, но и от года к году.

Временная изменчивость обусловлена такими факторами, как неравномерность залегания снежного покрова по площади бассейна, распределение жидких осадков в период половодья, ветровой и температурный режим во время формирования снежного покрова и т. д.

Пространственная изменчивость C_v определяется размерами бассейна, его залесенностью, густотой овражно-балочной сети, рельефом и т. д. Для целей гидрологических прогнозов обычно учитывается только пространственная изменчивость. Следует также отметить, что часто коэффициенты вариации определяются методом подбора, суть которого сводится к следующему. При расчете снеготаяния с использованием коэффициентов стаивания процесс освобождения площади бассейна от снега зависит от значений самих коэффициентов, вариации кривой распределения снежного покрова и от хода положительных температур воздуха. По коэффициентам стаивания, полученным одним из изложенных выше способов, и ходу температуры воздуха осуществляют расчет снеготаяния при различных коэффициентах вариации (задавая их приближенные значения из области возможных) до тех пор, пока рассчитанные даты схода снежного покрова за ряд лет не совпадут с наблюденными. Считается, что при таком совпадении средний многолетний коэффициент вариации кривой распределения снежного покрова может быть принят в качестве расчетного.

Рекомендуется принимать во внимание следующее:

– значения коэффициентов вариации C_v для большинства бассейнов лесной, лесостепной и степной зон ЕТР колеблются в пределах 0,3 – 0,6;

– особая чувствительность результатов расчета наблюдается при значениях $C_v \leq 0{,}35$, когда уменьшение C_v даже на 0,01 приводит к неоправданному резкому снижению продолжительности снеготаяния. Это объясняется тем, что соответствующая часть кривой распределения снежного покрова достаточно полога и небольшому приращению факторов снеготаяния соответствует значительное изменение покрытости водосбора снегом;

– чем меньше значение коэффициента вариации, тем быстрее сходит снежный покров.

Определение параметров кривых добегания

Значения водоотдачи, рассчитанные отдельно для полевых и лесных участков водосбора, трансформируются в гидрографы в за-

мыкающих створах с использованием двухпараметрических функций влияния (7.86). Параметры этих функций n и τ могут быть определены несколькими способами. В настоящее время для этой цели применяются методы оптимизации.

Наиболее употребимым является метод, описанный в работе [52]. Параметры определяются из условия минимизации критерия качества вида:

$$K = \sum_{j-1}^{N} \int_{0}^{T_j} \left[Q_{\phi(\tau)} - Q_{p(\tau)} \right]^2 f\left(Q_{\phi(\tau)}\right) d\tau, \qquad (7.88)$$

где Q_{ϕ_i} и Q_{p_i} – фактические и рассчитанные ординаты j-го гидрографа; T_j – продолжительность j-го гидрографа; N – число гидрографов, включенных в оптимизацию.

Опыт показывает, что для оптимизации параметров кривых добегания стока талых вод для каждого бассейна необходима информация не менее чем за 3 – 5 лет. Входными данными служат средняя взвешенная водоотдача бассейна в период снеготаяния или значения водоотдачи отдельно для поля и леса, выходными – гидрограф весеннего стока в замыкающем створе. При задании граничных значений параметров устанавливаются размеры бассейна и ориентировочное время добегания воды от места ее поступления в ручейковую сеть до замыкающего створа реки.

Второй способ оптимизации параметров кривых добегания (вспомогательный) производится исходя из принципа суперпозиции, т.е. кривые $R_{п(\tau)}$ и $R_{л(\tau)}$ определяются независимо одна от другой.

Водоотдача рассчитывается отдельно для лесной и открытой частей. Параметры кривых $\tau_п$, $\tau_л$ и $n_п$, $n_л$ определяются по минимуму интеграла абсолютной ошибки рассчитанного гидрографа по выражению:

$$K = \int_{0}^{T} | Q_{\phi_i} - Q_{p_i} | dt, \qquad (7.89)$$

где Q_ϕ и Q_p – соответственно фактические и рассчитанные расходы воды в замыкающем створе малой реки.

Процедура определения параметров и ординат кривых добегания заключается в следующем. Первоначально определяются кривые добегания для полевых участков бассейна исходя из того, что

фазу подъема гидрографа Q_t в замыкающем створе ($dQ/dt > 0$) формирует сток от таяния снега в поле. Соответствующие параметры $\tau_п$ и $n_п$ находятся исходя из верхнего предела интегрирования T в (7.89), определяемого в зависимости от продолжительности снеготания в поле. После определения параметров кривой добегания с полевой части бассейна определяются параметры кривой добегания в залесенной части $\tau_л$ и $n_л$ для второго входа $y_л(t)$. Сначала принимается, что $\tau_п = \tau_п^{опт} = \text{const}$ и $n_п = n_п^{опт} = \text{const}$, тогда $y_л(t) \neq 0$.

Определение $n_п^{опт}$ и $\tau_п^{опт}$ осуществляется также при $K = K_{min}$, но вычисление интегральной ошибки осуществляется уже для всего периода половодья в замыкающем створе. В процедуре оптимизации параметров кривых добегания рекомендуется использовать информацию за несколько сезонов, отличающихся формой гидрографов весеннего половодья. Для практического использования принимается среднее значение ординат соответствующих кривых.

7.6.3. Математическая модель формирования талого и дождевого стоков

В практике гидрологических прогнозов используется ряд моделей формирования стока. Первоначально была построена модель формирования дождевого стока, а несколько позднее, после исследований динамики потерь талого стока, – модель формирования гидрографа весеннего половодья на равнинных реках. Однако опыт показал, что возникают определенные трудности их реализации в переходные периоды, когда сильно меняются водопоглотительные свойства водосбора, связанные с процессами промерзания и оттаивания почвы. В связи с этим в Гидрометцентре СССР (ныне Гидрометеоцентр России) была разработана модель [33], учитывающая основные теплофизические процессы, происходящие в зоне аэрации и позволяющая построить непрерывную схему краткосрочных прогнозов воды, в том числе и в переходные весенне-летний и осенне-зимний периоды (рис. 7.29).

Модель построена по принципу моделей с сосредоточенными параметрами. Считается, что свойства подстилающей поверхности и входные воздействия на водосбор либо не меняются по площади, либо могут быть описаны некоторой функцией распределения. К основным стокообразующим факторам относятся осадки (в жид-

ком и твердом виде), температура и влажность воздуха, а также гидрофизические характеристики почвы.

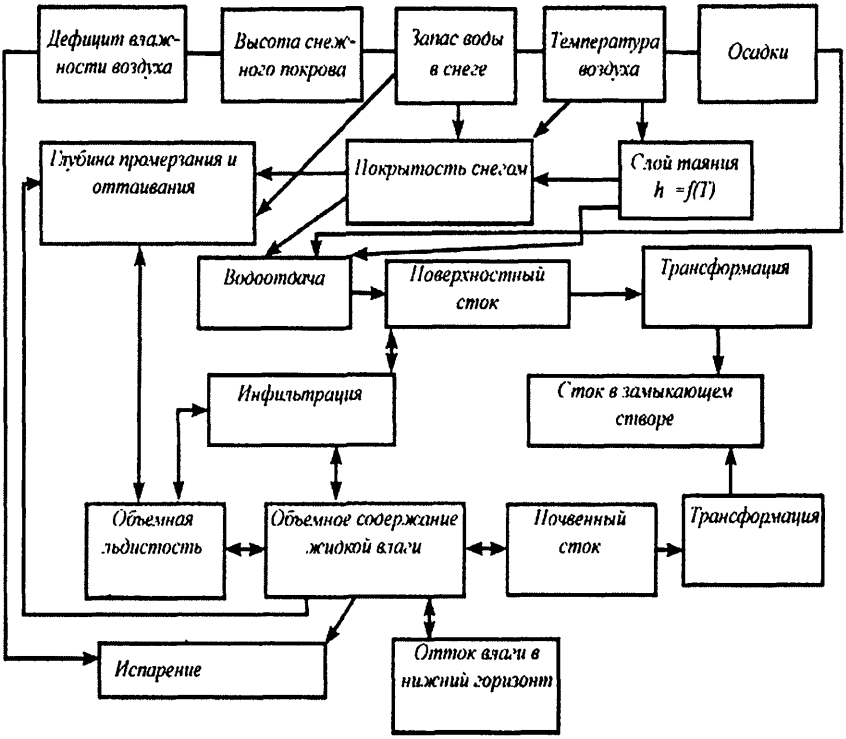


Рис. 7.29. Блок-схема модели формирования талого, дождевого и талодождевого стоков.

Условия формирования стока на лесных и полевых участках различны, поэтому уравнение водного баланса зоны аэрации, положенное в основу модели, решается раздельно для залесенных и открытых участков бассейна. Анализ данных о механическом составе почв показывает, что с глубины 5 – 10 см их пористость на полевых и лесных участках различается незначительно, тогда как выше этой границы различия весьма существенны. При построении модели считается, что в лесу вся вода, поступающая на поверхность почвы, мгновенно поглощается верхним слоем. Часть этой воды фильтру-

ется в нижележащий слой, а часть поступает в ручейковую сеть, формируя сток, по времени стекания близкий к поверхностному. Еще одной особенностью формирования талого стока в поле является образование в верхних слоях мерзлой почвы практически непроницаемых («запирающих») слоев. В лесу, как правило, такие слои не образуются.

Для оценки вероятности образования и мощности «запирающих» слоев в модели предлагается приближенное выражение, основанное на учете статистической структуры распределения водопоглотительных характеристик почвы.

Отличительными особенностями модели являются:

– раздельный расчет процессов стокообразования для залесенных и открытых участков водосбора;

– параметрическое описание основных процессов формирования, включая параметризацию теплофизических процессов в зоне аэрации;

– учет распределения снежного покрова и глубины промерзания на водосборе;

– расчет инфильтрации с учетом фазового состояния влаги в почве;

– относительно малое число входных характеристик без детализации их пространственного распределения, что существенно при использовании модели в практике оперативного прогнозирования.

Структура модели состоит из четырех основных блоков:

– водный баланс и фазовые переходы в зоне аэрации;

– расчет элементов водного баланса;

– оценка доли площади с практически непроницаемыми участками водосбора;

– механизм преобразования поверхностного и почвенного притока к русловой сети в гидрограф в замыкающем створе.

Уравнения, описывающие составляющие баланса, решаются независимо для открытых и залесенных участков.

Водный баланс и фазовые переходы в зоне аэрации

Допустим, что имеется верхний слой почвы мощностью z_{max} с максимальной продуктивной влагоемкостью θ_{max}. Для лесных участков верхней границей этого слоя будет поверхность на 5 – 10 см ниже поверхности почвы (рис. 7.30).

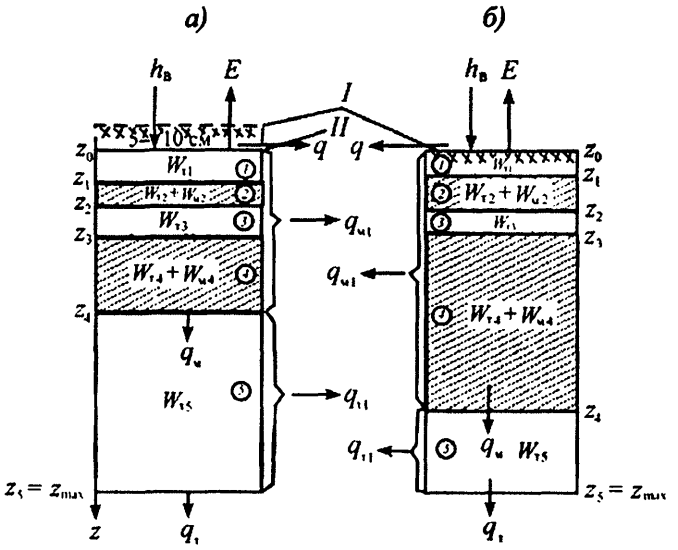


Рис. 7.30. Схематичный разрез почвы на лесных (*а*) и полевых (*б*) участках водосбора:
I линия дневной поверхности, *II* линия условной дневной поверхности;
1, *3*, *5* – слои талой почвы, *2*, *4* – промерзшие слои.

При промерзании и оттаивании имеет место переход влаги из одного фазового состояния в другое. Число слоев может меняться (в принятой схематизации от одного до пяти). Допустив, что фазовые переходы происходят только на фронте промерзания или оттаивания, а в зоне отрицательных температур вся влага замерзает, можно записать балансовые соотношения влаги для твердой и жидкой фаз:

$$\frac{dW_{т_i}}{dt} = v_i + r_{т_i}, \qquad i = 1, 2, ..., 5; \tag{7.90}$$

$$\frac{dW_{м_i}}{dt} = r_{м_i}, \qquad i = 2, 4, \tag{7.91}$$

где $W_{т_i}$ и $W_{м_i}$ – соответственно запас жидкой (талой) и твердой (мерзлой) составляющих в i-м слое; v_i – интенсивность изменения жидкой составляющей вследствие водообмена с верхними и ниж-

ними слоями; $r_{т_i}$ и $r_{м_i}$ – соответственно интенсивность изменения талой и мерзлой составляющих в результате фазовых переходов на верхней и нижней границах слоя.

Согласно рис. 7.30, запишем выражения для составляющих баланса без учета оттаивания почвы снизу:

$$r_{т_i} = \left[\text{int}\left(\frac{i+1}{2}\right) - \text{int}\left(\frac{i}{2}\right)\right]\frac{dZ_i}{dt}\frac{W_{i+1}}{\Delta Z_{i+1}} - \frac{dZ_{i-1}}{dt}\frac{W_{т_i}}{\Delta Z_i},\ i = 1, 2, \ldots, 5; \quad (7.92)$$

$$r_{м_i} = \frac{dZ_i}{dt}\frac{W_{т(i+1)}}{\Delta Z_{i+1}} - \frac{dZ_{i-1}}{dt}\frac{W_{м_i}}{\Delta Z_i}, \qquad i = 2, 4; \quad (7.93)$$

$$v_i = \frac{\Delta Z_i}{Z_4}(h_в - E - q - q_{м_i} - q_м), \quad i = 1, 2, \ldots, 4; \quad (7.94)$$

$$v_5 = q_м - q_т - q_{т_i}, \quad i = 5, \quad (7.95)$$

где int(x) – целая часть переменной x; Z_i – глубина залегания границы раздела между i-м и (i + 1) слоями; $W_i = W_{т_i} + W_{м_i}$ – суммарный запас влаги в i-м слое; $\Delta Z_i = Z_i - Z_{i-1}$ – мощность i-го слоя; $h_в$ – водоотдача на поверхность почвы; E – суммарное испарение с водосбора; q – поверхностный сток; $q_{м_i}$ и $q_{т_i}$ – соответственно почвенный сток из промерзшей (до Z_4) и нижней, непромерзшей, зон; $q_м$ и $q_т$ – отток влаги через нижние границы промерзшей (Z_4) и непромерзшей ($Z_4 - Z_5$) зон соответственно.

Границы раздела между промерзшими и талыми слоями почвы рассчитываются по зависимости, полученной из уравнений теплопереноса при допущениях: приток тепла (холода) снизу отсутствует; распределение температур в мерзлом (талом) слое и в снежном покрове линейно; при отрицательной (положительной) температуре вся влага находится в твердом (жидком) состоянии; фильтрующаяся при таянии вода не участвует в процессе теплопереноса:

$$Z_{i(t+\Delta t)} = -\left(\lambda_п / \lambda_с\right)H_с + \\ + \left\{\left[\left(\lambda_п / \lambda_с\right)H_с + Z_i(t)\right]^2 + 2\lambda_п |T_с| \Delta t / \left[\rho L\left(\theta_{i+1} + \theta_с\right)\right]\right\}^{1/2}, \quad (7.96)$$

где $\lambda_с$ и $\lambda_п$ – теплопроводность снега и мерзлой (при промерзании) либо талой (при оттаивании) почвы; $H_с$ – высота снега; Z_i – глубина залегания границы раздела; $T_с$ – температура поверхности снега; ρ – плотность воды; L – удельная теплота плавления льда; θ_{i+1} – относительная продуктивная влажность почвы (по объему) на фронте промерзания (оттаивания); $\theta_с$ – прочносвязанная вода, близкая влажности разрыва капилляров.

В (7.96) берутся средние за интервал Δt значения $H_с$, $T_с$ и θ_{i+1}. При положительной температуре получают перемещение границы оттаивания, при отрицательной – границы промерзания.

Для реальных водосборов данных о температуре поверхности снега нет, поэтому предполагается, что она приблизительно равна температуре воздуха. Теплопроводность снега может быть рассчитана через его плотность по формуле

$$\lambda_с = 1{,}373 \cdot 10^{2{,}25\rho_с}. \qquad (7.97)$$

Как известно, теплопроводность почвы зависит не только от ее плотности, но и от влажности и фазового состояния влаги:

$$\lambda_п = f(\theta, \rho_п), \qquad (7.98)$$

где $\rho_п$ – плотность почвы; θ – влажность почвы.

Водоподача на поверхность почвы

Средневзвешенный на водосборе запас воды в снеге S_t в момент времени t рассчитывается по соотношению:

$$S_t = S_{t-1} + (1 - \Delta f_{кр})X - h_с \Delta f_0, \qquad (7.99)$$

где Δf_0 и $\Delta f_{кр}$ – доли площади водосбора, расположенные ниже изотермы 0 °С и $T_{кр}$ соответственно:

$$\Delta f_0 = \int_{z_с}^{z_0} f(z)dz; \quad \Delta f_{кр} = \int_{z_0}^{z_{кр}} f(z)dz;$$

$$z_0 = z_с + T/\gamma_т; \quad z_{кр} = z_с + (T - T_{кр})/\gamma_т; \quad z_{кр} \le z_0 \le z_{max}. \qquad (7.100)$$

где $T_{кр}$ – температура, выше которой выпавшие осадки считаются жидкими, ниже – твердыми; X, T – количество осадков и температу-

ра воздуха на равнинном участке водосбора; h_c – слой стаявшего в единицу времени снега; $f(z)$ – гипсографическая кривая бассейна; z_0 – высота расположения изотермы 0 °С; z_c – средняя высота равнинного участка водосбора; z_{max} – максимальная высота водосбора; $\gamma_т$ – температурный градиент; $z_{кр}$ – высота, выше которой выпавшие осадки считаются жидкими, ниже – твердыми.

Расчет суточного слоя стаявшего снега осуществляется по приближенной зависимости

$$h_c = 1{,}28T + [4{,}85T + 8{,}5(e - e_п)]f(U), \qquad (7.101)$$

где e – влажность воздуха; $e_п$ – влажность насыщения при температуре поверхности снега; $f(U)$ – функция скорости ветра.

Из-за сложности получения $f(U)$ для лесных частей водосбора на практике часто используется более простая формула:

$$h_c = a\widetilde{T}, \qquad (7.102)$$

где a – коэффициент стаивания, равный слою воды, стаявшему за единицу времени при повышении температуры воздуха на 1 °С ; $\widetilde{T}$ – средневзвешенная по высоте температура воздуха.

В связи с тем, что в период таяния не вся поверхность водосбора будет одновременно освобождаться от снега, фактический слой талой воды считается по формуле

$$h'_c = f_c h_c, \qquad (7.103)$$

где h'_c – фактический слой талой воды; f_c – доля площади, покрытой снегом.

Расчет покрытости водосбора снегом осуществляется с использованием гамма-распределения:

$$f_c = 1 - \left[\alpha_c^{\alpha_c} / \Gamma(\alpha_c)\right]^K \int_0^{K_c} S^{\alpha_c - 1} \exp(-\alpha_c S)\, dS, \qquad (7.104)$$

где α_c – параметр кривой распределения запасов воды в снежном покрове, равный $1/C_v^2$, C_v – коэффициент вариации запасов воды в снеге по площади; K_c – относительный слой талой воды к моменту времени t:

$$K_c = \frac{1}{S_{нач}} \int_{t_0}^{t} h'_c(\tau)\, d\tau , \qquad (7.105)$$

где $S_{нач}$ – средний по водосбору запас воды в снеге на дату начала снеготаяния t_0.

Водоотдача снега (с учетом его водоудерживающей способности) рассчитывается по соотношению

$$h_{в\,(t)} = \begin{cases} \dfrac{h_c}{1 + \gamma S_{нач} / S'_{нач}} X \Delta f_0, \sum^{t} (h'_c + X \Delta f_0) > \gamma S_{нач} \\ 0 \qquad\qquad \sum^{t} (h'_c + X \Delta f_0) \le \gamma S_{нач} \end{cases}, \qquad (7.106)$$

где $h_в$ – водоотдача снежного покрова, т.е. количество воды поступившей на поверхность почвы; γ – водоудерживающая способность снега; $S'_{нач} = S_{нач} + \sum^{t_п} X \Delta f_0$; $t_п$ – момент времени, когда толщина слоя стаявшего снега и осадков достигает толщины слоя удерживаемой снегом воды $\gamma S_{нач}$.

Потери на испарение

Суммарное испарение рассчитывается по формуле, аналогичной применяемой для расчета испарения в модели дождевых паводков:

$$E = k_2\, d \exp\left[-(W_{max} - W)/W_{max}\right], \qquad (7.107)$$

где k_2 – параметр, равный испаряемости при дефиците насыщения воздуха d, равном единице; W – запас продуктивной влаги в почве; $W_{max} = \theta_{max} z_{max}$ – максимально возможный запас продуктивной влаги в слое z_{max}.

Испарение с поверхности снега и с почвы, покрытой снегом, не учитывается, так как оно мало и составляет в среднем всего 0,2 – 0,4 мм/сут.

При наличии промерзших слоев почвы испаряется лишь талая составляющая влаги в слое 0 – Z_4. Тогда выражение для его расчета испарения принимает вид:

$$\begin{cases} E = k_2 d \exp\left(\dfrac{Z_4}{Z_{\max}} \dfrac{\sum_{i=1}^{4} W_{\tau_i}}{W_{\max}} - 1 \right) & \text{при} \quad Z_4 \neq 0; \\ E = k_2 d \exp\left(W_5 / W_{\max} - 1\right) & \text{при} \quad Z_4 = 0. \end{cases} \qquad (7.108)$$

Потери на инфильтрацию

Для расчета интенсивности инфильтрации в почву принимается ряд допущений о влиянии замерзшей влаги на потери:

– главным фактором, обусловливающим различие впитывающей способности мерзлой и талой почвы, является льдистость, а не абсолютное значение глубины промерзания;

– влияние льдистости сказывается на уменьшении пористости грунта и снижении его гидравлической проводимости;

– перенос влаги, обусловленный капиллярными силами, при одной и той же свободной пористости для талой и мерзлой почвы различается незначительно.

С учетом сделанных допущений расчет интенсивности инфильтрации выполняется по выражению

$$I = k_1(\theta_{\max} - \theta')/z_{\max} + i(\theta'_т / \theta_{\max})^{3.5}(1 + 80\theta'_м)^{2}, \qquad (7.109)$$

где $k_1 = lD$ и $i = lk_0$ параметры, по физическому смыслу близкие к коэффициентам диффузии D и фильтрации k_0; l – коэффициент пропорциональности; $\theta'_т$ – относительное содержание жидкой фазы влаги в почве (по объему); $\theta'_м$ – относительное содержание льда в почве (по объему).

На глубине 40 -- 50 см от поверхности лесные почвы часто подстилаются значительно более плотными слоями с малой влагопроводностью. В модели рассматривается только верхний слой с коэффициентом фильтрации $k_в$, на нижней границе которого задается меньший коэффициент $k_н$. Тогда параметр i в выражении может быть определен как некоторая взвешенная величина

$$i = i_1(1 - \theta'_т / \theta_{\max}) + i_2\theta'_т / \theta'_{мах}, \qquad (7.110)$$

где $i_1 = lk_в$, $i_2 = lk_н$.

В регионах избыточного увлажнения (например, север лесной зоны ЕТР) на потери влияют грунтовые воды, в период половодья поднимающиеся к поверхности. Поэтому считается, что после оттаивания почвы интенсивность инфильтрации будет уменьшаться на величину, пропорциональную косвенному показателю запаса грунтовых вод:

$$I_{\text{г}} = I - k_1 \xi \theta_{\text{г}} / Z, \qquad (7.111)$$

где ξ – параметр, учитывающий влияние грунтовых вод ($\xi < 1$); $\theta_{\text{г}}$ – показатель запаса грунтовых вод.

В качестве почвенного показателя запаса грунтовых вод используется влажность почвы в слое $Z_{\max}$ к моменту ее полного оттаивания.

В модели используется суммарная за интервал времени водоподача, однако, продолжительность выпадения жидких осадков внутри этого интервала часто значительно отличается от продолжительности водоподачи при снеготаянии. Для устранения этого несоответствия в период выпадения дождя интенсивность инфильтрации уменьшается пропорционально отношению продолжительности выпадения осадков $t_{\text{р}}$ к расчетному интервалу времени Δt:

$$I_{\text{р}} = I t_{\text{р}} / \Delta t. \qquad (7.112)$$

Поверхностный приток к русловой сети

На формирование поверхностного стока идет избыточная водоотдача (за вычетом инфильтрации). В лесу этот вид стока наблюдается в самом верхнем слое почвы (мощностью 5 – 10 см). Часто поверхностный сток при движении по склонам задерживается в углублениях. Если принять экспоненциальный закон распределения емкостей задержания, то для расчета поверхностного стока на залесенных участках можно использовать соотношение

$$\begin{cases} q_{\text{л}} = (h_{\text{в}} - I) f_{\text{д}} & \text{при } I < h_{\text{в}}; \\ 0 & \text{при } I \geq h_{\text{в}}, \end{cases} \qquad (7.113)$$

где $f_{\text{д}}$ – действующая площадь водосбора (площадь лесных участков, на которой все емкости заполнены).

Действующая площадь, согласно модели Е. Г. Попова [51], рассчитывается по выражению

$$f_д = 1 - \exp\left[- m \sum^{t} (h_п - I - E)\Delta t \right], \qquad (7.114)$$

где m – параметр задержания, равный обратной величине максимально возможного слоя задержания.

Считается, что на открытых участках водосбора инфильтрация имеет место только там, где не образовывался «запирающий» слой, а на остальной части инфильтрации нет, а потери – результат поверхностного задержания, т.е.

$$q_п = \begin{cases} (h_в - I) f_д f_{кр} + h_в f'_д (1 - f_{кр}) & \text{при} \quad I < h_в \\ h_в f'_д (1 - f_{кр}) & \text{при} \quad I \geq h_в \end{cases} \qquad (7.115)$$

где $f_{кр}$ – доля площади открытых участков, на которых не образовывался «запирающий» слой; $f_д$ – действующая площадь открытых участков, на которых не образовывался «запирающий» слой; определяется по выражению (7.114); $f'_д$ действующая площадь открытых участков, на которых образовался «запирающий» слой; определяется по формуле

$$f'_д = 1 - \exp\left[- m \sum^{t} (h_в - E)\Delta t \right]. \qquad (7.116)$$

Выражение для расчета получено с учетом кривых распределения по площади глубин промерзания и влажности почвы. Полагается, что для открытых участков любого водосбора существует некоторое критическое значение влажности $U_{кр} = (Z0)_{кр}$, при повышении которого почва практически непроницаема. После ряда упрощений было получено выражение

$$f_{кр} = 1 - \exp(-\alpha_z k_{кр}) \sum_{i=1}^{\alpha_z} (\alpha_z k_{кр})^{\alpha_z - i} / \Gamma(\alpha_z - i + 1), \qquad (7.117)$$

где α_z – параметр кривой распределения глубин промерзания, равный $1/C^2_{v_z}$; $k_{кр}$ - отношение критического значения произведения глубины промерзания и влажности к произведению их средних значений: $k_{кр} = U_{кр} / \overline{Z}\ \overline{0}$, здесь $\overline{Z}$ и $\overline{0}$ – средние по площади для полевых участков глубина промерзания и влажность почвы соответственно.

При расчете $f_{кр}$ используются средние значения влажности почвы и глубины промерзания, полученные на дату начала снеготаяния. С началом снеготаяния влажность в (7.117) сохраняется постоянной, а глубина промерзания уменьшается на толщину слоя оттаивания почвы к расчетному моменту времени. В связи с этим в процессе оттаивания почвы $f_{кр}$ увеличивается, приближаясь к единице.

Почвенный сток и отток влаги в нижележащие слои

Для расчета этих составляющих используются показательные зависимости:

$$q_{м\,l} = \chi i_1 \left(\theta_{т4} / \theta_{max}\right)^{3,5}; \qquad (7.118)$$

$$q_{т\,l} = \chi i_2 \left(\theta_5 / \theta_{max}\right)^{3,5}, \qquad (7.119)$$

где $q_{м\,l}$ – почвенный сток; $q_{т\,l}$ – отток влаги в нижележащие слои; $\theta_{т4}$ – среднее содержание жидкости во всех слоях до нижней границы промерзания (Z_4); χ - параметр, характеризующий степень дренированности водосбора ($\chi < 1$). Введением параметра χ учитывается, что почвенный сток осуществляется только в местах эрозионных врезов, которые могут дренировать сток не со всего водосбора. Считается также, что интенсивность оттока пропорциональна относительной влажности рассматриваемых слоев.

В период снеготаяния все балансовые уравнения (для поля и для леса) решаются отдельно для покрытых снегом участков и уже освободившихся от него.

Преобразование поверхностного и почвенного притоков к русловой сети в гидрограф в замыкающем створе

Можно выделить два основных этапа преобразования водоподачи: склоновую трансформацию и трансформацию в мелкой ручейковой и русловой сети. На водосборах с временем добегания воды больше суток основные преобразования проходят в русловой сети. Механизм трансформации поверхностного и почвенного стоков в период снеготаяния может несколько отличаться от такового летом. Однако это отличие характерно лишь при склоновом стоке до поступления воды в русловую сеть. Таким образом, оценив процесс преобразования стока в целом, можно предположить, что ха-

рактер трансформации талого и дождевого стоков различается несущественно. Расчет трансформации поверхностного и почвенного стоков осуществляется с использованием кривых добегания по выражению:

$$Q_t = \sum_{i=1}^{n} \int_0^t R_i(t-\xi) q_i(\xi)\, d\xi, \qquad (7.120)$$

где $R_i(t)$ – кривая добегания с i-й частной площади, определяемая по формуле:

$$R_i(t) = \frac{1}{\tau\, \Gamma(n-i+1)} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-i} \exp(-t/\tau), \quad i = 1, 2, ..., n. \qquad (7.121)$$

Считается, что при трансформации почвенного притока весь приток поступает на верхнюю частную площадь:

$$Q_I(t) = \int_0^t R_I(t-\xi) q_{Ii}(\xi)\, d\xi, \qquad (7.122)$$

где $R_I(t)$ – кривая добегания почвенного стока, рассчитываемая по формуле (7.121) при $i = 1$.

Исходные данные и параметры модели

Рассматриваемая модель может быть использована для расчета всех фаз гидрологического режима (весеннее половодье, дождевые паводки, смешанные паводки и меженный сток) для бассейнов с различной степенью залесенности. Однако в зависимости от особенностей водосбора и специфики решаемой задачи предполагается несколько модификаций модели:

1-я – полный вариант, раздельный – рассчитываются все фазы режима с учетом особенностей формирования стока на открытых и залесенных участках;

2-я – полный вариант, осредненный – в отличие от предыдущего особенности формирования стока на открытых и залесенных участках не учитываются;

3-я – дождевой сток, раздельный – для леса и поля дождевой сток рассчитывается раздельно;

4-я – дождевой сток, осредненный – то же, что и предыдущий, но особенности формирования стока на залесенных и открытых участках не учитываются.

Используемую в модели гидрометеорологическую информацию можно разбить на две группы: данные, непосредственно используемые в расчетных соотношениях, и информация, необходимая в процедуре параметризации (калибровка модели) для конкретных водосборов.

К первой группе относятся сведения об осадках (жидкие и твердые), о температуре и дефиците насыщения воздуха, запасе воды в снеге на дату начала снеготаяния и характеристике влажности почвы к началу расчета.

Таблица 7.2

Параметры разных модификаций модели

Модификация модели			
1-я	2-я	3-я	4-я
θ_{max}	θ_{max}	θ_{max}	θ_{max}
k_2	k_2	k_2	k_2
$T_{кр}$	$T_{кр}$	–	–
ξ	ξ	–	–
α_z	$\{\alpha_z\}$	–	–
γ	γ	–	–
$k_{1л}$, $k_{1п}$	k_1	$k_{1л}$, $k_{1п}$	k_1
$\chi_л$, $\chi_п$	χ	$\chi_л$, $\chi_п$	χ
$m_л$, $m_п$	m	$m_л$, $m_п$	m
$\tau_{пов.л}$, $\tau_{пов.п}$	$\tau_{пов.л}$, $\tau_{почв}$	$\tau_{пов.л}$, $\tau_{пов.п}$	$\tau_{пов.л}$, $\tau_{почв}$
$n_{пов.л}$, $n_{пов.п}$	$n_{пов.л}$, $n_{почв}$	$n_{пов.л}$, $n_{пов.п}$	$n_{пов.л}$, $n_{почв}$
$a_л$, $a_п$	$a_л$, $a_п$	–	–
$\alpha_л$, $\alpha_п$	$\alpha_л$, $\alpha_п$	–	–
$\rho_л$, $\rho_п$	ρ	–	–
$U_{кр}$	$\{U_{кр}\}$	–	–
θ_c	θ_c	–	–

Примечание. Индекс «л» означает, что коэффициент соответствует лесному участку, «п» – полевому, «пов» – поверхностному стоку, «почв» – почвенному.

В дополнение к перечисленным для калибровки модели необходимы данные о ежедневных (либо средних за расчетный интервал времени) расходах воды, с помощью которых оценивается качество самих расчетов (прогнозов). Для оценки параметров и анализа их физической обоснованности надо знать: ход весеннего снеготаяния,

даты схода снега в поле и в лесу, изменение глубины промерзания и оттаивания почвы, сведения о влажности почвы в зоне аэрации, данные об испаряемости и суммарном испарении, информацию о типах и механическом составе почв и их распределении на водосборе, тепло- и гидрофизические характеристики преобладающих на водосборе почв и т.д. Объем исходных данных зависит от конкретной задачи и может быть существенно сокращен по сравнению с описанным выше.

В соответствии с выбранной модификацией меняется и число параметров модели, которое надо оценить для рассматриваемого водосбора. В табл. 7.2 приведен список параметров каждого из четырех вариантов модели.

7.7. Краткосрочный прогноз незарегулированного бокового притока в водохранилище с использованием модели формирования стока

Модель формирования стока талых вод в комбинации с расчетом трансформации расходов воды широко применяется как для прогноза гидрографа половодья на отдельных реках и речных системах, так и для прогноза притока воды в водохранилища. В настоящее время данная модель, объединенная с системой автоматической обработки гидрометеорологических данных, успешно применяется и для прогноза бокового притока к каскадам важнейших водохранилищ.

Разработке краткосрочного прогноза ежедневного притока в водохранилище должен предшествовать тщательный анализ составляющих и расчет фактического незарегулированного притока в них.

Надо отметить, что методология оценки фактического притока в крупные водохранилища по суточным интервалам времени остается пока еще недостаточно разработанной.

Расчет ежедневного притока воды в водохранилище

Существуют два основных способа оценки суточного бокового притока в водохранилище. Незарегулированный приток определяется либо по уравнению водного баланса, либо по сумме расходов рек, впадающих в водохранилище.

Расчет притока воды по методу водного баланса состоит в решении уравнения вида

$$Q_б \Delta t = Q_в \Delta t - Q_з t \pm \Delta W , \qquad (7.123)$$

где $Q_б$ – средний за расчетный интервал Δt незарегулированный боковой приток в водохранилище; $Q_в$ расход воды из водохранилища (сбросы через турбины: водосливы и шлюзы, а также фильтрация воды через сооружение); $Q_з$ – зарегулированный приток в водохранилище из основной реки; ΔW -- изменение объема воды (аккумуляция) в водохранилище за интервал Δt.

Обычно ΔW определяется по кривым объемов, которые строятся как для всего водохранилища, так и для отдельных его участков (если водохранилище достаточно большое). Погрешность вычислений ΔW зависит от точности измерения уровня воды в водохранилище и корректного учета его денивеляции *. В частности, при ошибке определения уровня в 1 см на каждую 1000 км^2 площади зеркала водохранилища ошибка среднесуточного притока воды составит 116 м^3/с. При подсчетах суточного бокового притока по методу водного баланса в период межени его значения часто оказываются одного порядка со значениями случайных ошибок. Это обстоятельство может привести к тому, что значения притока оказываются отрицательным.

В связи с этим для определения бокового притока в водохранилище за короткие интервалы времени рекомендуется использовать данные о расходах воды рек, впадающих в него. Такой способ расчета обычно называют *расчетом по гидрометрическим данным*. Выражение для такого расчета имеет вид:

$$Q_б(t) = \sum_{i=1}^{n_1} Q_i(t) K_{f_i} K_{\lambda_i} +$$

$$+ \sum_{j=1}^{n_2} K_{f_j} K_{\lambda_j} \int_0^t Q_j(t) R_j(t-\tau) d\tau + Q_x + Q_п - Q_e , \qquad (7.124)$$

* Денивиляция водной поверхности перекос уровенной поверхности воды водоемов, возникающий в результате сгонно-нагонных явлений.

где $Q_б(t)$ – боковой (незарегулированный) приток в водохранилище; n_1 – число створов, которые расположены вблизи водохранилища и по которым вычисление притока осуществляется без учета трансформации расходов; n_2 – число удаленных от водохранилища створов, приток по которым определяется с учетом трансформации расходов; $Q_i(t)$ и $Q_j(t)$ – ежедневные расходы воды в i-м и j-м створах в момент времени t; $K_{f_{i(j)}}$ – коэффициент, представляющий отношение всей площади i-го водосбора к площади, контролируемой данным створом ($K_{f_{i(j)}} \geq 1{,}0$); $K_{\lambda_{i(j)}}$ – поправочный коэффициент на густоту речной сети; $R_j(t-\tau)$ – функция влияния (кривая добегания) для j-го створа; Q_x – приток воды от осадков, выпадающих на зеркало водохранилища; $Q_п$ – приток подземных вод; Q_E – расход воды на испарение с поверхности водохранилища.

На практике, как правило, три последние составляющие выражения (7.124) не учитываются. По некоторым рекам, впадающим в водохранилище, данных наблюдений нет, поэтому непосредственный учет поверхностного притока этим методом производится только с части водосбора. Боковой приток с остальной части водосбора учитывается косвенно с помощью коэффициентов K_f и K_λ. Из сказанного выше видно, что, к сожалению, и расчет притока по гидрометрическим данным также осуществляется с некоторой погрешностью. Существует ряд приемов распространения данных на неосвещенные измерениями районы. Один из наиболее объективных способов заключается в следующем.

Водосбор водохранилища делится на районы, в которые объединяются реки с относительно синхронным ходом стока и однородными условиями его формирования. Под последними понимается аналогичность таких характеристик, как лесистость, густота речной сети, рельеф, заболоченность и т.д. В результате такого районирования снижается значение K_f, повышается вероятность уменьшения случайных ошибок, определения расходов воды в отдельном створе вследствие осреднения данных по нескольким створам и упрощается схема самого расчета бокового притока в водохранилище.

Как показали исследования, метод гидрологической аналогии будет более обоснованным, если помимо коэффициента $K_f = F/f$ (где F – полная площадь бассейна или района, объединяющего не-

сколько бассейнов; f – часть площади бассейна, освещенная данными о расходах воды), будет использован и коэффициент, позволяющий учесть густоту речной сети K_λ.

Поправочный коэффициент на густоту речной сети (как показатель неравномерного распределения стока) рассчитывается по формуле:

$$K_\lambda = \frac{\lambda_р}{\lambda_и},$$

где $\lambda_р$ – густота речной сети в бассейне до замыкающего створа; $\lambda_и$ – густота речной сети в бассейне до исходного створа.

Таким образом, коэффициент K_λ представляет собой отношение плотности речной сети в сравниваемых бассейнах.

Введение в расчет коэффициента на густоту речной сети обычно приводит к заметному повышению точности вычисления бокового притока воды в водохранилище. Метод аналогии дает лучшие результаты при оценке стока с неосвещенной площади в пределах водосбора одной реки и худшие, если осуществляется распространение данных с одной реки на другую.

В целом методика определения ежедневного бокового притока воды в водохранилище по гидрометрическим данным включает выполнение следующих операций:

– выбор входных створов;

– районирование водосбора водохранилища по условиям формирования стока;

– определение коэффициентов K_f и K_λ;

– подсчет расхода воды для каждого выделенного района;

– оценку времени руслового добегания воды от каждого створа до водохранилища;

– определение параметров частных кривых добегания;

– выбор структуры расчетной формулы на основании уравнения (7.124).

В качестве примера рассмотрим методику прогноза весеннего притока воды в Горьковское водохранилище, разработанную в Гидрометцентре России.

Площадь водосбора р. Волги до створа Горьковской ГЭС составляет 229 000 км^2. На долю водосбора Горьковского водохранилища на отрезке Волги между Рыбинской и Горьковской ГЭС при-

ходится 79 000 км^2, не считая собственного зеркала водохранилища, площадью 1750 км^2. Протяженность водохранилища равна 440 км. Водосбор Горьковского водохранилища имеет явную асимметричность: левобережная часть составляет 63 200 км^2 (80 %), правобережная – 15 800 км^2 (20 %).

Основная часть бокового притока к водохранилищу осуществляется с левобережной части водосбора, где впадают наиболее крупные притоки – р. Кострома, Немда и Унжа. Основной приток правобережья – р. Которосль. Водосбор водохранилища (особенно в левобережной части) сильно залесен (в отдельных районах водосбора коэффициент лесистости $\beta = 87$ %). Зимой в бассейне осадков выпадает 110 – 190 мм, 50 – 60 мм приходится на период весеннего половодья. Таким образом, осадки существенно влияют как на объем стока, так и на распределение его во времени. Максимум снегозапасов отмечается 20 – 25 марта. В среднем таяние снега начинается в конце марта – первой декаде апреля, а сход снежного покрова – во второй–третьей декаде апреля в поле и в первой декаде мая в лесу. Весеннее половодье на реках, впадающих в водохранилище, длится с первой декады апреля до второй декады июня.

Приток в Горьковское водохранилище обусловлен сбросами воды из Рыбинского водохранилища, боковым притоком поверхностных и подземных вод и осадками, выпадающими на зеркало водохранилища.

При оценке суточного бокового притока в водохранилище был использован метод расчета по гидрометрическим данным. Согласно принятой схеме расчета бокового незарегулированного притока воды в водохранилище, часть рек была объединена в группы и созданы условные суммирующие створы, расходы которых подвергались последующей трансформации.

Для разработки метода прогноза весеннего притока использовалась комбинированная схема. Суть ее заключается в том, что для малых рек, где естественное время добегания воды меньше заблаговременности прогноза, расходы предвычислялись на основе изложенной выше (см. п. 7.6.1) модели формирования талого стока, а для средних и больших рек прогноз расходов воды давался на основе расчета стока малых рек по частным кривым добегания.

Методика прогноза основана на ряде концептуальных положений.

1. Методика должна предусматривать возможность ежедневного выпуска прогноза с заблаговременностью не менее 5 сут для превышения времени добегания воды от малых рек, впадающих в водохранилище.

2. Расчеты добегания воды от гидростворов на больших реках (по гидрометрическим данным), а также стока талых вод малых рек (по данным о снеготаянии) до замыкающих створов бассейнов (районов) и от них к водохранилищу производятся по кривым добегания, полученным раздельно для лесных и полевых участков водосбора.

3. Прогнозы притока составляются, как правило, для тех же створов, которые использовались в качестве входных при определении фактического бокового притока воды в водохранилище, что дает возможность контролировать оправдываемость его прогноза.

4. Прогнозы стока в замыкающих створах малых рек (районов) ежедневно корректируются в соответствие с фактическими расходами воды малых рек и с учетом фактических и прогнозных значений метеовеличин.

5. Прогнозы притока с малых рек базируются на расчетах (по модели формирования талого стока) по районам, выделенным ранее для расчета фактического притока воды в водохранилище по гидрометрическим данным.

В бассейне Горьковского водохранилища выделено более 10 районов (рис. 7.31).

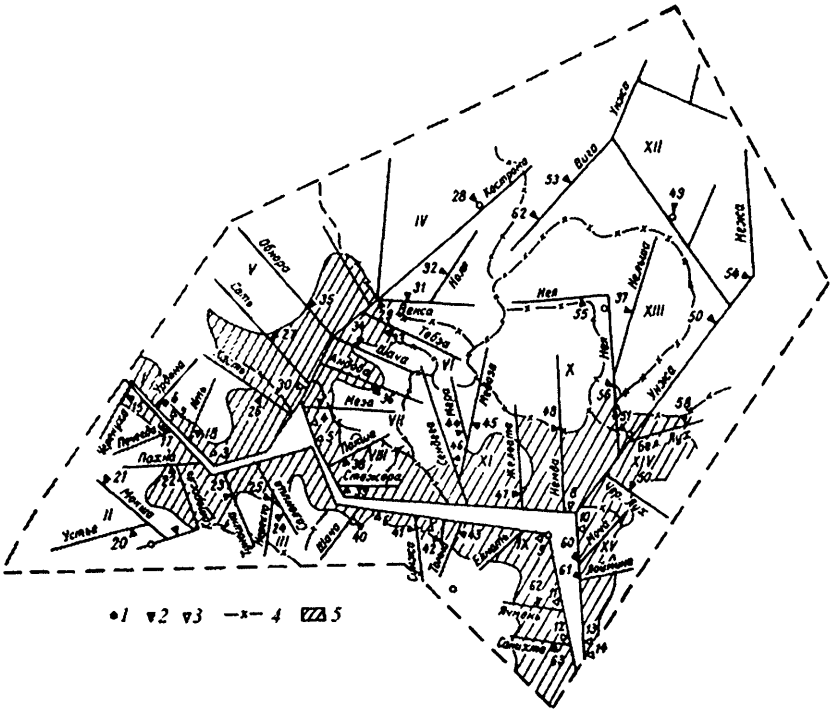
В соответствии с характером гидрографической сети в каждом районе выбраны створы (створ), замыкающие речную сеть малых бассейнов и являющиеся исходными для составления прогноза бокового притока воды в водохранилище. Из суммы объединенных створов формируется один условный (районный) створ, для которого и составляется прогноз по снеготаянию. Так, например, в первом районе суммарный расход по шести бассейнам рек (общая площадь 2146 км^2) с помощью площадного коэффициента $K_{f_1} = 2{,}19$ и поправочного коэффициента $K_\lambda = 0{,}87$ распространяется на общую площадь района $F = 4700$ км^2.

Для составления прогноза необходимы следующие исходные данные:

1) средняя суточная температура воздуха;

2) суточные суммы осадков в период снеготаяния по репрезентативной сети метеостанций;

3) ежедневные расходы воды по всем выбранным створам рек.


Обора
Сапа
Шача
Мезо
Пахма
Устье
Ухожа
Нежа
Нея
Желвка
Ивица
Ивица
Стежерово
Ивица
Ивица
Ивица

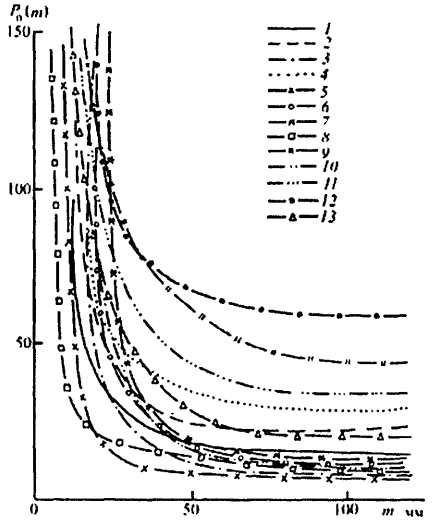


Рис. 7.32. Зависимость максимальных потерь воды P_0 от осеннего увлажнения m по всем районам бассейна Горьковского водохранилища:
1 район I, β = 49 %; *2* - район II, β = 40 %; *3* – район III, β = 38 %; *4* – район IV, β = 75 %; *5* район V, β = 68 %; *6* – район VI VII, β = 53 %; *7* район VII VIII, β = 47 %; *8* район IX, β = 38 %; *9* район X, β = 70 %; *10* район XI, β = 60 %; *11* – район XII, β = 80 %; *12* район XIII, β – 75 %; *13* район XIV, β = 87%.

Все остальные константы определяются ежегодно. Для определения параметра $P_0(m)$ по каждому району построены зависимости $P_0(m)$ от значения индекса осеннего увлажнения m и лесистости β. Значение m определяется как сумма расходов за сентябрь – ноябрь предшествующего года. На рис. 7.32 представлена зависимость $P_0(m) = f(m)$ для всех районов бассейна.

Все исходные данные, так же как и константы X и ρ, берутся средними по району. Параметры $P_0(m)$ и β вычисляются как средневзвешенные при условии, что в данный район попадает несколько створов малых рек.

При выпуске прогнозов с заблаговременностью 5 сут. необходима информация за 30 сут., которая соответственно включает фактические данные за 25 сут.до даты выпуска прогноза и прогнозируемые величины за 5 сут. Такой временной отрезок выбран в соответствии с максимальным числом ординат кривых добегания. Блок схема, представленная на рис. 7.33, предусматривает составление прогноза притока воды в водохранилище по 14 районам.

Согласно схеме, производится расчет водоотдачи для каждого частного района (раздельно для открытой и лесной частей бассейна), а затем с помощью соответствующих функций влияния (поле–лес) осуществляется расчет талого стока в замыкающем (фактическом или условном) створе района.

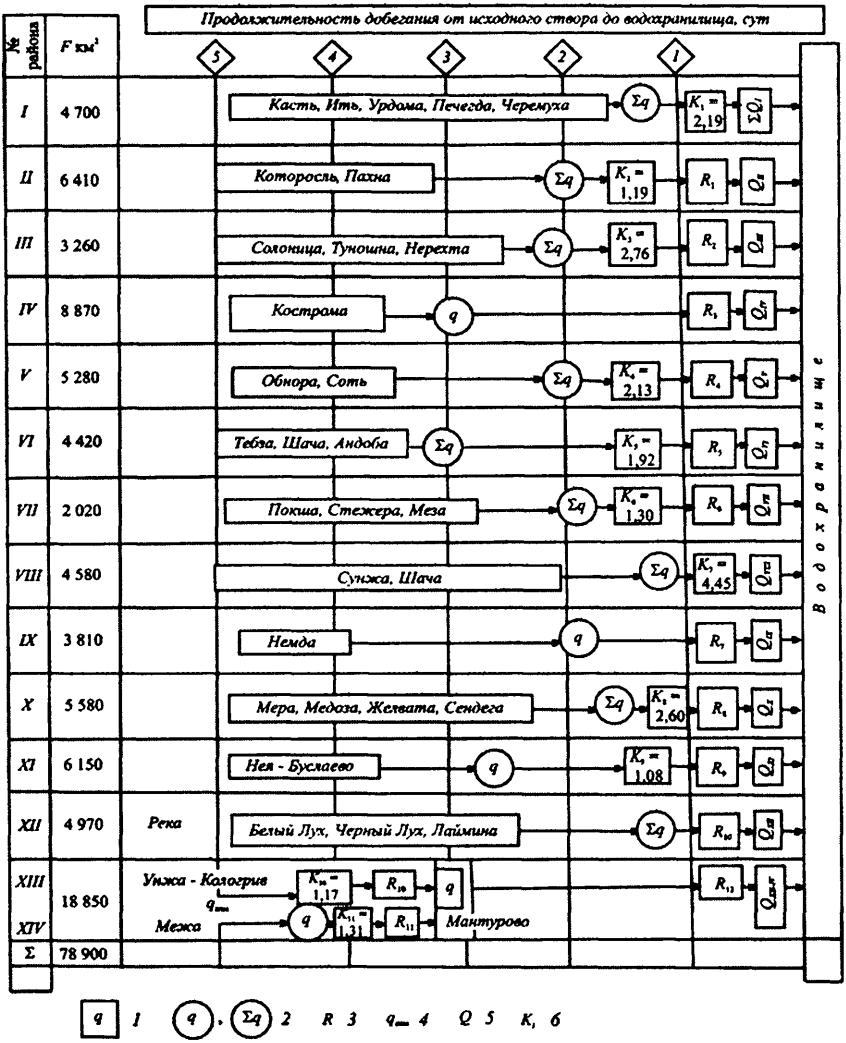


Рис. 7.33. Блок-схема притока воды в Горьковское водохранилище:
1 - расход, полученный по прогнозу в промежуточном пункте; *2* - расход, рассчитанный по снеготаянию для реального (одного) или условного (суммарного) створа; *3* – индекс функции влияния; *4* - измеренный расход воды; *5* – прогнозируемый расход во входном створе водохранилища; *6* коэффициент, учитывающий соотношение освещенных и не освещенных наблюдениями площадей и различия в густоте речной сети.

После сравнения прогнозируемого расхода с фактическим на дату выпуска прогноза и его коррекцией полученный расход умножается на соответствующие коэффициенты K_f и K_λ (для распространения его на всю площадь района) и трансформируется до водохранилища с помощью частных кривых добегания. Затем эти расходы суммируются для получения прогноза притока воды в водохранилище.

Как видно из блок-схемы, кроме суммарного расхода (притока) воды в водохранилище рассчитываются и расходы воды по каждому району в отдельности. Схемой предусматривается использование 37 кривых добегания, 26 из которых необходимы для расчета добегания талого стока до замыкающих створов 13 районов, а остальные являются кривыми руслового добегания воды от входных створов до водохранилища.

7.8. Долгосрочные прогнозы гидрографов половодья с учетом пространственно-временной неравномерности стока

Долгосрочные прогнозы гидрографов половодья крайне необходимы для рационального и эффективного использования водных ресурсов рек и водохранилищ. Однако в отличие от методов долгосрочных прогнозов объема весеннего стока, которые широко используются в оперативной практике, методы долгосрочных прогнозов распределения весеннего стока во времени являются менее надежными и пока находят ограниченное применение. При разработке методов прогноза гидрографов половодья с большой заблаговременностью возникают определенные трудности и в первую очередь из-за отсутствия приемлемых способов долгосрочных прогнозов температуры воздуха и осадков. Долгосрочные прогнозы гидрографов половодья составляются, как правило, для крупных рек, где большую роль играет пространственно-временная неравномерность формирования стока, во многом определяющая собственно форму гидрографа.

Обычно паводки, сформированные притоком с верхней части бассейна, бывают более распластанными и наступают позднее в сравнении с паводками, которые формируются в нижней части бассейна. На рис. 7.34 представлены гидрографы половодья на р. Дон у ст. Казанской ($F = 102$ тыс. км^2).

Весной 1956 г. первый пик половодья сформировался в результате трансформации притока воды с нижней части бассейна, а вто-

рой – образован в основном притоком с верхней половины бассейна. В формировании же гидрографа половодья у ст. Казанской весной 1969 г. решающее влияние оказал приток с верхней части бассейна.

Заметное влияние на форму гидрографа половодья наряду с пространственной неравномерностью формирования стока оказывают и различия в условиях его трансформации при различном наполнении русел. Как правило, с ростом уровней воды в реках увеличивается скорость течения и уменьшается время руслового добегания. Но в ряде случаев при выходе воды на пойму скорость передвижения паводков может несколько замедляться, а при дальнейшем увеличении расходов воды вновь возрастать. Вполне естественно, что часто применяемое в прогностической практике допущение об однородности условий формирования стока по площади возможно, когда осуществляется прогноз половодья на небольших реках и при условии дружного снеготаяния. Для больших водосборов должны быть предусмотрены механизмы учета особенностей пространственного распределения стока и переменного времени добегания воды по склонам и руслам рек.

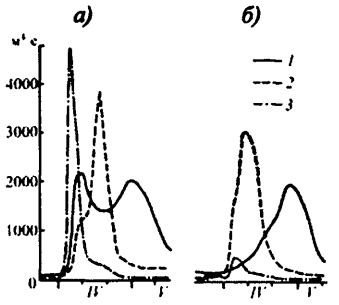


Рис. 7 34. Расходы воды за половодье р. Дона у ст. Казанской (*1*), приток воды в речную сеть с верхней (*2*) и нижней (*3*) частей бассейна:
а – 1956 г.; *б* – 1969 г.

Ниже рассматривается один из способов долгосрочного прогноза гидрографов половодья, проверка которого на массовом материале дала положительные результаты.

При реализации данного метода решаются три основные задачи: 1) прогноз объема весеннего стока с отдельных частей бассейна; 2) прогноз его распределения на этих частях во времени; 3) трансформация стока от каждой части бассейна к замыкающему створу. Первая задача решается одним из вышеописанных способов, вторая – получением для каждой части водосбора крупной реки типовых гидрографов половодья по ряду признаков в зависимости как от сложившихся к моменту выпуска прогноза гидрометеорологических условий, так и от ожидаемых на период его формирования.

Последний этап предусматривает расчет ожидаемых гидрографов половодья с отдельных частей бассейна с помощью установленных функций влияния (кривых добегания стока). Обычно бассейн крупной реки делится на несколько частей с площадями 50 – 100 тыс. км^2. Прогнозный гидрограф в замыкающем створе получается в результате суммирования трансформированных гидрографов со всех частей бассейна.

При разработке методики прогноза берутся наблюденные (фактические) гидрографы половодья для верхних частей бассейна (на главной реке и ее крупных притоках). Для частей бассейна, заключенных между створами, гидрографы бокового притока рассчитываются по уравнению:

$$Q_{б,t} = Q_{н,t} - \sum_{l=1}^{m} \sum_{j=1}^{r_{l_{max}}} Q_{в,l,t-j+1} R_{l,j}, \qquad (7.125)$$

где $Q_{б,t}$ – расход воды бокового притока в момент времени t, отнесенный к нижнему створу участка; $Q_в$ и $Q_н$ – расход воды соответственно в m верхних и нижнем створах; R_l – ординаты кривых добегания руслового стока на l-м участке; $r_{l_{max}}$ – максимальное число ординат каждой кривой добегания.

Кривые добегания руслового стока на участках чаще всего определяются по уравнению вида:

$$R_j = \frac{\Delta t}{\tau(n-1)!}\left(\frac{j}{\tau}\right)^{n-1} \exp\left(-\frac{j}{\tau}\right) \quad (j = 1, 2, ..., r_{max}), \qquad (7.126)$$

где Δt – расчетный интервал времени (время добегания воды обычно выражается в единицах, кратных расчетному интервалу, поэтому $\Delta t = 1$); τ и n – параметры кривой добегания.

Уравнение (7.126) путем подбора параметров τ и n позволяет получить достаточно широкий спектр форм кривых добегания. Подбор параметров осуществляется в период прохождения паводков, когда боковой приток мал. Абсцисса максимальной ординаты кривой обычно равна среднему времени пробега соответственных расходов воды на участке.

Трансформация расходов от остальных частей (створов) бассейна до замыкающего створа рассчитывается либо с помощью

кривых R_j последовательно от участка к участку, либо непосредственно по так называемым частным кривым добегания $R_{(j)}$, полученным по кривым добегания для нижележащих участков.

В большинстве случаев прогноз слоя весеннего стока для отдельных частей бассейна дается до начала снеготаяния. Сама же форма гидрографа весеннего половодья во многом зависит от факторов, которые к моменту выпуска прогноза еще не известны.

Как уже говорилось, низкое качество долгосрочных метеорологических прогнозов не позволяет с приемлемой точностью предсказывать гидрографы половодья на основе расчетов снеготаяния, поэтому приходится пользоваться приемами типизации гидрографов для отдельных частей бассейна по ряду признаков, характеризующих особенности развития процесса формирования весеннего стока.

Типизация гидрографов производится на базе многолетних наблюдений. За дату выпуска прогноза могут приниматься даты: устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С, накопления определенной суммы среднесуточных температур воздуха, вскрытия рек, наступления заданной степени покрытости бассейна снегом, начала интенсивного подъема уровней на реках и т. д. Принятый срок составления прогнозов позволяет разделить все половодья на ранние, средние и поздние (или на ранние и поздние). Сгруппированные по этому признаку половодья затем осредняются. Дальнейшая дифференциация гидрографов заключается в том, что паводки каждой группы подразделяются на дружные, средние по дружности и недружные (или на дружные и недружные). Окончательная типизация получается в результате осреднения ординат гидрографов, попавших в эти группы. Оценку дружности половодья можно осуществить и по средней пентадной (декадной) температуре воздуха начала половодья.

Иногда за начало половодья принимается дата, когда

$$\frac{S_{max}}{\sum_{t_0}^{t}\theta_{+}^{0}} = \alpha, \qquad (7.127)$$

где S_{max} – максимальные запасы воды в снеге, мм; $\sum_{t_0}^{t}\theta_{+}^{0}$ – сумма положительных средних суточных температур воздуха от даты пе-

рехода ее через 0 °С (t_0) до даты t; α – коэффициент, численное значение которого определяется эмпирически (для р. Оки у г. Горбатова α = 5).

Для удобства расчетов пользуются типовыми гидрографами половодья, приведенными к многолетней норме $\overline{\overline{Q_{k,t}}}$:

$$\overline{\overline{Q}}_{k,t} = \frac{\overline{\overline{y}}}{\overline{y_k}} \overline{Q}_{k,t}, \qquad (7.128)$$

где $\overline{Q_{k,t}}$ – ординаты средних гидрографов отдельных групп половодья; $\overline{\overline{y}}$ – средний многолетний за весь период наблюдений слой стока; $\overline{y_k}$ – средний слой стока k-й группы половодья.

Например, для четырех типов половодья выражение (7.128) примет вид

$$\overline{\overline{Q_{k,t}}} = \frac{n_1 \sum_1^T \overline{Q}_{\text{р.д.}} + n_2 \sum_1^T \overline{Q}_{\text{р.нд.}} + n_3 \sum_1^T \overline{Q}_{\text{п.д.}} + n_4 \sum_1^T \overline{Q}_{\text{п.нд.}} + }{(n_1 + n_2 + n_3 + n_4) \sum_1^T \overline{Q_{k,t}}} \overline{Q_{k,t}}, \qquad (7.129)$$

где $\sum \overline{Q}_{k,t}$ – сумма расходов воды за T суток среднего гидрографа k-го типа половодья: ранние дружные $\overline{Q}_{\text{р.д.}}$ или недружные $\overline{Q_{\text{р.нд.}}}$ и поздние дружные $\overline{Q_{\text{п.д.}}}$ или недружные $\overline{Q_{\text{п.нд.}}}$; $(n_1+n_2+n_3+n_4) = N$ – число лет, вошедших в разработку.

В результате таких расчетов получаются приведенные к норме типовые гидрографы половодья для всех выделенных частей бассейна. Средние гидрографы бокового притока с отдельных частей бассейна $\overline{Q}_{\text{б},t}$ рассчитываются с помощью уравнения (7.125), которое принимает вид

$$Q_{\text{б},t} = Q_{\text{н},t} - \sum_{l=1}^{m} \sum_{j=1}^{r_{l\max}} Q_{\text{в},l,t-j+1} R_{l,j}. \qquad (7.130)$$

Средние гидрографы половодья в верхних $\overline{Q}_{\text{в},l,t}$ и нижних $\overline{Q_{\text{н},t}}$ створах определяются по группам половодья, выделенным для каждой площади бассейна по соответствующим признакам типизации.

Расходы воды ожидаемого гидрографа половодья для каждой i-й части бассейна определяются по формуле

$$Q_{i,t} = \frac{y_i}{\overline{\overline{y}}} \overline{\overline{Q}}_{i,k,t}, \qquad (7.131)$$

где y_i – ожидаемый в данном году слой весеннего стока; $\overline{\overline{y}}$ – норма стока за половодье; $\overline{\overline{Q}}_{i,k,t}$ – расходы воды приведенного к норме типового гидрографа для k-й группы гидрографов.

Для того чтобы предсказать ход стока во время половодья в замыкающем створе, типовые гидрографы с каждой i-й части бассейна сначала трансформируется к замыкающему створу (например с помощью частных кривых добегания R'_j, полученных по кривым R_j нижележащих участков):

$$\overline{\overline{Q}}'_{i,k,t} = Q_{\text{н},t} - \sum_{j=1}^{n_{\max}} Q_{i,k,t-j+1} R'_{l,j}, \qquad (7.132)$$

где $\overline{\overline{Q}}'_{i,k,t}$ – расходы воды приведенного к норме и трансформированного к замыкающему створу типового гидрографа с i-й части бассейна.

Прогноз гидрографа половодья Q_t в замыкающем створе сводится к суммированию произведения модульных коэффициентов ожидаемого объема стока за половодье $M_i = y_i / \overline{\overline{y}}_i$ на расход воды $\overline{\overline{Q}}'_{i,k,t}$:

$$Q_t = \sum_{i=1}^{N} M_i \overline{\overline{Q}}_{i,k,t}. \qquad (7.133)$$

На рис. 7.35 представлен пример прогноза половодья 1968 г. на р. Оке у г. Горбатова.

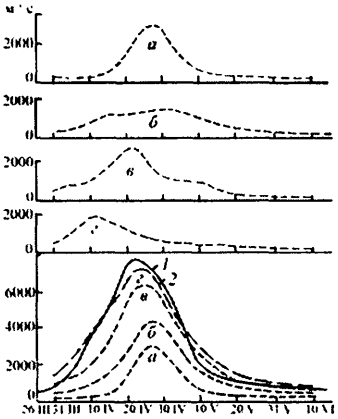


Рис. 7.35. Фактический (*1*) и предсказанный (*2*) по стоку с четырех частей бассейна гидрограф р. Оки у г. Горбатова за половодье 1968 г.: *а* - Ока до Каширы; *б* - Кашира–Касимов; *в* – Касимов Муром; *г* – Муром–Горбатов.

Глава 8
ПРОГНОЗЫ СТОКА ГОРНЫХ РЕК

С каждым годом растет комплексное водопотребление в горных районах в связи с потребностями развития сырьевой базы, коммунального хозяйства, гидроэнергетики, промышленности, сельского хозяйства и других отраслей экономики. Перед гидрометеорологической службой ставятся новые задачи по обеспечению необходимой гидрологической информацией и прогнозами.

Область использования водных ресурсов горных рек распространяется далеко за пределы гор – на предгорные и равнинные территории. В южных районах большая часть орошаемых площадей обеспечивается водами горных рек. Верхние течения крупных рек Сибири расположены в горной местности. На базе использования водноэнергетических ресурсов этих рек действуют и сооружаются крупные гидроэлектростанции.

Многие организации нуждаются в различных видах информации, в прогнозах, предупреждениях. Данные об ожидаемой водности используются при планировании режима водопользования, организации поливных работ, перераспределения воды между заинтересованными отраслями. Энергетическое хозяйство обеспечивается информацией о водности, ледовых явлениях, прогнозами суточных, декадных, месячных расходов, сведениями об элементах весеннего половодья. Эти данные необходимы при регулировании попусков из водохранилищ, для обслуживания крупных ГЭС и каскадов, а также малых сельских гидростанций и при проведении других водохозяйственных мероприятий.

Автомобильный и железнодорожный транспорт, строительные организации обеспечиваются необходимыми гидрологическими сведениями в основном в период половодья.

Для удовлетворения разнообразных потребностей экономики и для предупреждения о высоких уровнях и расходах воды, представляющих угрозу населенным пунктам, промышленным предприятиям, ирригационным сооружениям, выпускаются следующие виды гидрологических прогнозов:

– краткосрочные прогнозы стока (расходов и уровней);

– долгосрочные прогнозы стока за месяц, квартал, весенне-летнее половодье, вегетационный и межвегетационный периоды;

– прогнозы максимального стока;

– прогнозы притока воды в водохранилища.

Служба гидрологических прогнозов не ограничивается перечисленными видами прогнозов. В каждом речном бассейне специфика использования водных ресурсов выдвигает свои требования к предсказанию численных значений тех или иных элементов водного режима.

Большой вклад в развитие гидрологических прогнозов внесли отечественные гидрологи Т. С. Абальян, А. Н. Важнов, Ю. Б. Виноградов, Ю. М. Денисов, Н. Г. Дмитриева, Г. П. Калинин, В. Д. Комаров, П. М. Машуков, В. М. Мухин, Е. Г. Попов, И. С. Соседов, Т. А. Харшан и др.

Прогнозы стока составляются главным образом на основе регрессионных зависимостей, аргументами которых служат данные наблюдений, косвенные характеристики, показатели, индексы.

В основе почти всех методов прогнозирования стока горных рек лежит приближенное решение уравнения водного баланса речного бассейна на основе установления физико-статистических зависимостей стока от основных факторов [22].

8.1. Краткая характеристика водного режима горных рек

Годовой цикл водного режима горных рек отражает внутригодовые изменения климатических величин и неравномерность поступления талых, дождевых, подземных, а для некоторых рек и ледниковых вод в речную сеть в течение года. Значительный диапазон высот в горных бассейнах, сложный орографический комплекс горных массивов обусловливают существенные различия в ландшафтных зонах, разнообразные условия метеорологических процессов, изменение основных составляющих водного баланса с высотой. С повышением средней высоты водосбора изменяются условия снегонакопления, сроки, продолжительность и интенсивность таяния снега (льда), характер распределения осадков и их вид, условия формирования подземного стока. В бассейнах рек, где снегозапасы являются главным фактором, определяющим водность реки, распределение стока внутри года зависит в основном от теплового баланса периода таяния снежного покрова, годовой ход осадков имеет второстепенное значение. Ход теплового баланса приближенно отражает температура воздуха. Влияние температуры воздуха на из-

менение речного стока неодинаково для рек с разной средней высотой водосбора. На реках, у которых основным источником питания являются высокогорные снега и в меньшей степени ледники, ход расходов определяет изменение температуры воздуха в период таяния снега. На среднегорных бассейнах подобная зависимость наблюдается лишь до момента стаивания сезонных запасов снега. На низкогорных бассейнах ход стока в период половодья может сильно искажаться под влиянием выпадающих жидких осадков. На этих реках гидрограф половодья может быть в виде одной волны или в виде чередования отдельных волн, обусловленных условиями снеготаяния и выпадением жидких осадков.

В бассейнах рек, расположенных ниже линии вечного снега (Кавказ, Алтай, Сахалин) характерно растянутое половодье гребенчатого вида вследствие разновременности таяния снега по высотным зонам. На внутригодовое распределение стока горных рек Сибири заметное влияние оказывают почвенно-геологические условия. Щебенистые почвогрунты, россыпи на водоразделах в гольцевой зоне и делювиальные шлейфы поглощают часть талой и дождевой воды. Высота паводков при этом уменьшается, подъемы и спады становятся более пологими, а межень – полноводной.

Горные реки по характеру половодья подразделяются на три категории.

1. Реки с весенним половодьем. К ним относятся бассейны рек Кавказа, Средней Азии, Алтая, Западных Саян, расположенные на высотах до 2000 м. Питание этих рек происходит в основном за счет талых, дождевых и подземных вод.

2. Реки с половодьем в теплую часть года. Это реки высокогорных областей Средней Азии и реки, стекающие с наиболее высоких частей северного склона Большого Кавказа. Питание их в основном снеговое, значительно меньшую роль играют дождевое, подземное и ледниковое. Последнее может составлять до 10 – 20 % годового стока только на небольших водосборах Средней Азии и Кавказа. Весенне-летнее половодье на горных реках Средней Азии длится с марта–апреля по сентябрь–октябрь и практически совпадает с вегетационным периодом. Во время половодья проходит до 90 % годового стока.

На реках Дальнего Востока, Яно-Индигирского района и Витимо-Олекминской горной страны отмечается летне-осеннее полово-

дье, в формировании которого преобладающее значение имеют дождевые воды.

3. Реки с паводочным режимом. Они характеризуются кратковременными паводками в течение года или определенных сезонов. К ним относятся реки черноморского склона Кавказа, Крыма, правобережья Днестра. Паводки образуются за счет снеговых и дождевых вод.

После прохождения половодья устанавливается период летне-осенней и зимней межени. На реках низкогорных бассейнов с небольшим дождевым стоком питание рек в это время происходит в основном за счет подземных вод. На высокогорных бассейнах ледниково-снегового питания межень наблюдается лишь поздней осенью.

Зимняя межень устанавливается в основном в конце ноября – начале декабря и продолжается до первых весенних подъемов уровней воды. Зимний сток устойчивый и зависит от условий притока подземных вод.

Подземные воды горно-складчатых областей формируются за счет инфильтрации атмосферных осадков, талых вод снежников и ледников и на отдельных участках вследствие фильтрации речных вод. В зоне высокогорного рельефа широко развиты трещинные безнапорные воды, и подземное питание здесь осуществляется родниками. В верхних частях склонов распространены родники сезонного действия, ниже – постоянного. Режим родников в сглаженном виде повторяет колебания речного стока.

В среднегорном рельефе уменьшается роль родникового питания и возрастает значение подземных вод, гидравлически связанных с речными. Гидрограф подземного стока более сглажен и трансформирован по сравнению с режимом подземного питания вышележащей зоны.

В зоне низкогорий и предгорий разгрузка подземных вод происходит непосредственно в реки. Подпорный режим подземных вод приводит к прекращению подземного питания в периоды прохождения половодья и паводков. На территориях предгорных равнин наблюдается фильтрация речных вод в крупнообломочных отложениях конусов выноса, подземный приток в реки на этих участках отсутствует.

В районах развития карста подземное питание рек осуществляется посредством многочисленных родников. На отдельных участках речные воды могут расходоваться на заполнение карстовых емкостей.

На территории распространения многолетнемерзлых пород выделяют три типа подземных вод: надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. Надмерзлотные воды деятельного слоя (слоя сезонного оттаивания) тесно связаны с речными. Они часто встречаются на дне речных долин и озерных котловин, а также у подножий склонов. Увеличение запасов надмерзлотных вод в жидкой фазе наблюдается в связи с оттаиванием слоя сезонного промерзания и за счет выпадения дождей.

Межмерзлотные воды встречаются в толще многолетнемерзлых пород в жидкой и твердой фазах. По характеру вмещающих воду пород выделяются пластовые и трещинно-жильные межмерзлотные воды. Они также встречаются на участках протаявшей горной породы – таликах, в виде линз, жил и т. д. В зонах тектонических нарушений под руслами крупных рек встречаются сквозные межмерзлотные талики, они могут быть выводящими и поглощающими воду. Поглощение речной воды происходит весной и летом, а разгрузка подземных вод осуществляется зимой.

Подмерзлотные воды залегают ниже толщи многолетней мерзлоты в жидком состоянии и обычно обладают напором. Разгрузка подмерзлотных вод, как и межмерзлотных, происходит через сквозные талики под озерами, руслами рек и в зоне тектонических нарушений. На участках выхода подмерзлотных вод образуются полыньи.

В пределах русловых и пойменных участков рек районов многолетней мерзлоты при замерзании речных или подземных вод, излившихся на поверхность льда, снега, земли в пределах деятельного слоя, образуются наледи. В наледях зимой аккумулируются огромные массы воды, и сток резко снижается. При таянии льда в теплое время года увеличивается летний меженный сток. Наледи являются своего рода регулятором стока и индикаторами мест разгрузки подземных вод.

8.2. Особенности формирования стока горных рек

Горный рельеф обусловливает основную особенность речных бассейнов - вертикальную зональность климатических, почвенных и ботанических условий. Климатические особенности определяют характер питания и режима стока рек. В связи с этим важнейшей

характеристикой бассейна горных рек является распределение его площади по высоте.

Питание горных рек осуществляется за счет запасов сезонного снега, жидких осадков и подземных вод. Роль ледников и вечного снега гораздо меньшая, поскольку они, как правило, занимают незначительную часть площади бассейна или вообще отсутствуют.

С увеличением высоты возрастает количество осадков, понижается температура воздуха и, как следствие, повышается сток. Низкие температуры воздуха способствуют аккумуляции осадков в твердом виде. Характер изменения осадков с высотой отличен не только для отдельных бассейнов, но и для разных склонов одного и того же водосбора. На количество осадков существенное влияние оказывает ориентировка склонов по отношению к преобладающему направлению перемещения воздушных масс (рис. 8.1).

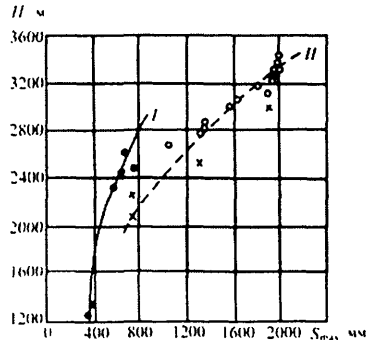


Рис. 8.1. Соотношение между максимальными снегозапасами и высотой места на склонах южной (*I*) и северной (*II*) экспозиции.

На наветренных склонах восходящий воздух приближается к состоянию насыщения, и это вызывает конденсацию водяного пара и выпадение осадков. Поэтому на наветренных склонах отмечается повышенное количество осадков. Так, на западных склонах Уральского хребта осадков выпадает на 300 мм больше, чем на восточных. Переваливающий через горы воздух оказывается в значительной степени обезвоженным. В бассейне р. Баксана на высотах 2000 – 2500 м на северных склонах высота снега на 100 – 200 см больше, чем на южных.

Количество осадков в горах увеличивается с высотой с разной интенсивностью и до определенной отметки. Их интенсивное увеличение отмечается в интервале высот 1000 – 2500 м, выше 3000 м увеличение замедляется или прекращается совсем. Причиной является понижение температуры и уменьшение с высотой содержания влаги в тропосфере. На количество осадков существенное влияние оказывает экспозиция склонов. В бассейне р. Варзоба (Средняя

Азия) на высоте 2800 м максимальные снегозапасы на южном и северном склонах составляют соответственно 800 и 1300 мм. В Закавказье на склонах горы Арагац рост количества осадков отмечен до высоты 3200 м, в то время как в других местах этого района увеличение количества осадков происходит лишь до высоты 2000 м. Резко снижается количество осадков в замкнутых межгорных котловинах.

Внутригодовое распределение осадков в горных областях отличается большим разнообразием. В Средней Азии в предгорной зоне осадки выпадают в основном в осенне-зимний период; в высокогорной зоне Центрального Тянь-Шаня и Восточного Памира преобладают летние осадки. Распределение осадков в бассейнах горных рек Сибири весьма неравномерное. Наименьшее их количество наблюдается в феврале–марте. Начиная с апреля количество осадков увеличивается, достигая максимума в июле или августе. На Западном Алтае зимой выпадает 15 – 20 % годовой суммы, а в Восточных Саянах и Забайкалье – не более 10 %. Летом количество осадков на Западном Алтае составляет 25 – 30 % годовой суммы, а в Забайкалье – достигает 65 %.

На значительных высотах, где приток тепла недостаточен для полного стаивания снега, находятся вечные снега и ледники. Нижней границей этих областей является *климатическая снеговая линия*, высота которой изменяется как по различным горным областям, так и для разных склонов. На склонах, богатых осадками, климатическая снеговая линия располагается ниже, чем во внутренних областях. Изменение температуры воздуха с высотой оказывает существенное влияние на динамику снегонакопления и снеготаяния. С высотой длительность периода снегонакопления увеличивается, что приводит к возрастанию снегозапасов. Таяние и сход снежного покрова происходит неравномерно по высоте, и это приводит к растягиванию продолжительности поступления талых вод. В Сибири начало снеготаяния на высотах 200 – 500 м наблюдается в первой–второй декадах апреля, на высотах 2000 – 2500 м на Алтае – в первой половине мая, а в Саянах и Забайкалье – во второй и третьей декадах мая.

Таяние снежного покрова постепенно распространяется от нижней зоны речного бассейна к верхней. Границей между зоной, освободившейся от снега, и зоной, на которой снег еще залегает, является *сезонная снеговая линия*. По мере таяния снега сезонная снеговая линия постепенно перемещается вверх. Выше этой зоны склоны гор полностью покрыты снегом, а ниже снег отсутствует.

Средняя скорость перемещения сезонной снеговой линии в различных районах горных рек Сибири составляет от 20 до 35 м/сут.

На формирование стока горных рек большое влияние оказывает интенсивность снеготаяния и закономерности изменения площадей одновременного таяния. Эти площади ограничены *фронтом снеготаяния*, или условной линией, проходящей через точки начала таяния снега и тылом снеготаяния, т.е. линией, соединяющей точки схода основной массы снега. Площади снеготаяния все время изменяются и смещаются вверх по склонам в зависимости от погодных условий и интенсивности таяния снега, следствием чего и являются резкие колебания стока (пилообразные очертания гидрографа горных рек). На форму гидрографов большое влияние оказывают жидкие осадки.

Таяние снега в горах может продолжаться несколько месяцев, что и обусловливает растянутость половодья. По материалам аэрофотосъемок 1967 г. в бассейне р. Варзоба снег на высотах до 2200 м сошел в мае, а в самых высоких зонах – лишь к началу октября.

На интенсивность снеготаяния оказывает влияние крутизна, ориентация склонов, закрытость горизонта в пункте наблюдения. Это создает значительные трудности расчета интенсивности снеготаяния, которая подчас определяется приближенно. При определении продолжительности холодного периода отдельных зон за его начало принимается декада окончательного перехода средней температуры воздуха через 0 °С в сторону отрицательных значений, за окончание – последняя декада с отрицательной средней температурой воздуха. Продолжительность холодного периода определяет период снегонакопления. На длительность половодья существенное влияние оказывает распределение площади бассейна реки по высотным зонам. Чем больше диапазон высот в речном бассейне и чем значительнее снегозапасы в высокогорных зонах, тем продолжительнее период снеготаяния и длительнее половодье. При диапазоне высот более 3000 м таяние растягивается на 5 – 6 месяцев, а талый сток может достигать 80 - 90 % годового стока. Увеличение стока горных рек наблюдается до тех пор, пока происходит увеличение площади одновременного снеготаяния. По мере уменьшения площади таяния нарушается соответствие между ходом температуры и изменением расходов воды. Более четко выделяются пики, обусловленные дождями. Роль дождевой составляющей с увеличением высоты речного бассейна уменьшается.

Дождевая составляющая стока определяется по разности между суммой жидких осадков и испарением. Испарение для горных районов избыточного увлажнения определяется по значению радиационного баланса. Последний приближенно устанавливается по сумме средних суточных температур воздуха за все месяцы теплого периода. В этом способе из-за неучета потерь на просачивание дождевая составляющая может быть существенно завышена. Более точно она определяется на основе построения комплексного графика, на котором представлены ежедневные расходы воды, количество осадков, температура воздуха. На графике выделяют паводки, сформированные жидкими осадками, и вычисляют объем дождевого стока за теплый период года.

Средний многолетний дождевой сток для рек Средней Азии не превышает 10 % годового стока, в Сибири он составляет 30 – 40 %, а на Дальнем востоке и Кавказе до 60 – 70 %.

Подземный сток горных рек подвержен сравнительно малым колебаниям во времени, и его часто называют базисным стоком. Способы установления базисного стока подробно рассматриваются в курсе общей гидрологии. Средний многолетний базисный сток для горных рек Средней Азии составляет 10 – 20 % годового, в Сибири, за исключением наледных рек, он редко превышает 5 – 10 %, а на Кавказе он повышается до 15 – 25 %.

Преобладание в горах крутых склонов, расчлененность рельефа способствуют быстрому стеканию талых и дождевых вод и концентрации стока в речной сети. Как правило, стекание происходит по водоупорным горизонтам под слоем рыхлых осыпей, валунно-галечных отложений или лесной подстилки. Из-за больших уклонов скорости подповерхностного стекания весьма значительные. Характер стекания воды в горах, естественно, зависит от особенностей физико-географических условий региона.

Экспедиционные исследования формирования дождевого стока в горах Сихотэ-Алиня показали, что на большей части поверхности горных склонов дождевые воды легко просачивались через рыхлый горизонт лесных почв. Под перегнойным горизонтом залегает рыхлообразный каменистый слой, ниже которого находятся скальные породы или глинисто-скелетная толща. Дождевые воды стекают по водоупорному слою, и этот слой А. Н. Бефани назвал «контактным». Поверхностный сток возникает после насыщения рыхлого и

перегнойного горизонтов при интенсивности ливня 2–5 мм/мин и более в виде ручейков, контактного и поверхностного стекания. Скорость контактного стока в крупно-обломочных породах в среднем 0,5 – 0,7 м/мин, а в маломощных щебнистых слоях – 0,1 м/мин. При наличии трещиноватых горных пород вода по трещинам попадает в более глубокие горизонты, частично идет на пополнение запасов подземных вод, а оставшаяся вода выходит на поверхность на склонах речных долин.

Потери талого и дождевого стоков в горах изучены недостаточно. Предполагается, что они меняются из года в год незначительно и уменьшаются с высотой. По отдельным бассейнам горных рек установлены зависимости коэффициента стока от средней высоты бассейна. На эти зависимости оказывает влияние ряд факторов: состав почвогрунтов, характер растительности, геологическое строение бассейна, его местоположение и др.

8.3. Основные физико-географические характеристики, используемые при разработке методики прогнозов стока горных рек

При анализе формирования стока горных рек и установлении прогностических зависимостей необходимо располагать данными о высотном распределении площади бассейна и закономерностях изменения ряда гидрометеорологических характеристик с высотой. Распределение площади бассейна по высоте характеризует *гипсографическая кривая* (рис. 8.2).

Эта кривая строится на основе топографической карты бассейна. Бассейн разбивается на несколько высотных зон через 100, 200 или 500 м, после чего определяются площади выделенных зон. По полученным данным строится график распределения площадей водосбора по высотным зонам и гипсографическая кривая. С помощью гипсографической кривой можно определить среднюю высоту бассейна, а также интервал высот,

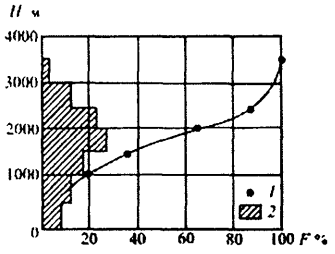


Рис. 8.2. Гипсографическая кривая бассейна реки:
1 — суммарная кривая;
2 — распределение площадей по высотным зонам.

между которыми расположена определенная часть площади водосбора. Гипсографическая кривая используется при установлении высоты снеговой линии, нулевой изотермы, положения фронта и тыла снеготаяния.

Важнейшими факторами формирования стока горных рек являются температура воздуха, осадки, запасы воды в снежном покрове. Учитывая вертикальную зональность климатических условий, необходимо установить закономерность изменения с высотой снегозапасов, количества осадков и температуры воздуха. Имея эти данные, можно установить величину и период снегонакопления по высотным зонам, интенсивность снеготаяния и другие характеристики, необходимые для прогноза стока.

Определение температуры воздуха на различных высотах горного бассейна производится с помощью вертикального температурного градиента. Последний устанавливается по данным наблюдений за температурой воздуха на станциях, различие в высоте местоположения которых в пределах 600 – 1000 м. *Вертикальный температурный градиент* устанавливается по средним суточным, пентадным, декадным и месячным значениям температур воздуха. Для этого строят график связи между температурами воздуха двух станций, расположенных на разных высотах за определенный интервал времени, с помощью которого вычисляется градиент γ_0 по формуле

$$\gamma_0 = 100(\theta_н - \theta_в)/\Delta H , \qquad (8.1)$$

где $\theta_н$ и $\theta_в$ – средняя за данный интервал времени температура воздуха на нижней и верхней станциях соответственно, °С; ΔH – разность между высотами этих станций, м.

Устанавливается закономерность изменения вертикального градиента температуры с высотой местности и по сезонам года. По данным наблюдений на северном склоне Заилийского Алатау градиент температуры за апрель – август в интервале 1 – 3 км составил 0,4 – 0,7 °С/100 м, а на высотах 3 – 5 км – 0,8 – 1,0 °С/100 м. В зависимости от расположения станции, градиент может изменяться внутри года от отрицательных значений до 0,7 — 1,0 °С на 100 м. Наибольшие значения градиента наблюдаются летом и весной, а наименьшие – зимой. Существенное различие в градиентах имеет место для условий открытой местности и межгорных котловин.

С помощью формулы (8.1) можно установить значение температуры воздуха на любой высоте по выражению:

$$\theta_в = \theta_н - 0{,}01\gamma_\theta \Delta H, \qquad (8.2)$$

здесь $\theta_н$ – температура воздуха на опорной, нижней станции; $\theta_в$ – температура воздуха на заданной высоте; γ_θ – вертикальный градиент температуры воздуха, °С/100 м высоты; ΔH – разность высот, м.

Использовав формулу (8.1), легко получить выражение для расчета высоты, на которой температура воздуха равна нулю, – *высота нулевой изотермы*. Эти сведения необходимы при расчетах снеготаяния, установления высоты, начиная с которой осадки выпадают только в твердом виде, и в других случаях. Принимая в формуле (8.1) $\theta_в = 0$ °С и заменяя $H_в = H_0$, получаем

$$H_0 = 100\frac{\theta_н}{\gamma_\theta} + H_н, \qquad (8.3)$$

где H_0 – высота нулевой изотермы; $H_н$ – высотное положение нижней (опорной) станции, на которой имеются данные о температуре воздуха $\theta_н$.

Определение значения снегонакопления в горном бассейне производится по данным осадкомеров и снегомерным съемкам. В связи с крайне неравномерным залеганием снежного покрова в горах, большой изменчивостью снегозапасов по высоте и по склонам разной ориентации установить запасы воды в снеге по высотным зонам и для всего бассейна можно лишь весьма приближенно.

Суммарные осадкомеры из-за недоучета осадков, обусловленного влиянием ветра, не дают действительного количества осадков. При скорости ветра более 8–10 м/с недоучет осадков может составлять более 20 %. Сеть пунктов осадкомерных наблюдений ограниченная. Кроме того, не учитывается испарение с поверхности снежного покрова и влияние оттепелей. Определение снегонакопления по данным осадкомеров сводится к вычислению суммы осадков за холодный период в каждой зоне и последующему установлению среднего значения для бассейна. Длительность холодного периода по высотным зонам устанавливается раздельно по данным о температуре воздуха.

Снегомерные съемки в горах проводятся по установленным маршрутам в постоянно закрепленных снегомерных пунктах, отличающихся по высоте не более чем на 150–200 м. Маршруты про-

кладываются в долинах рек и охватывают несколько высотных зон в диапазоне высот от 1000 до 3000 м. В каждом пункте выбираются от двух до пяти площадок с различной ориентировкой, на которых через определенное расстояние производятся измерения высоты и плотности снега, а затем определяется средний запас воды в снежном покрове по площадкам и в пункте. Стационарные наблюдения за высотой и плотностью снега производятся также на метеорологических станциях. Большинство станций расположено на высотах до 2000 м. Так, в Средней Азии на высотах свыше 3000 м имеется всего около 3 % от общего количества станций и постов.

Средний запас воды $\overline{S}$ в снежном покрове для бассейна горной реки вычисляется по формуле:

$$\overline{S} = \overline{S_1} f_1 + \overline{S_2} f_2 + \ldots + \overline{S_n} f_n, \qquad (8.4)$$

где $\overline{S_1}, \overline{S_2}, \ldots, \overline{S_n}$ – средние запасы воды в высотных зонах, мм; $f_1, f_2, \ldots, f_n$ – площади высотных зон в долях от общей площади бассейна.

Интервалы высот в горном бассейне обычно не превышают 500 м. Снегосъемки проводятся несколько раз за зиму, но наибольший интерес представляют данные измерений перед началом таяния снега в горах (март).

Так как верхние зоны бассейна недоступны для проведения снегосъемок и здесь отсутствуют осадкомеры, устанавливается зависимость запаса воды в снеге от высоты местности. При этом измеренные на близких по высоте пунктах снегозапасы осредняются. По экстраполированной части построенной зависимости $S = f(H)$ определяются снегозапасы в неосвещенных измерениями высокогорных частях бассейна.

Количество осадков для высотных зон, на которых отсутствуют пункты наблюдений, можно установить по *вертикальному градиенту осадков*, осредненному для всего бассейна. Последний вычисляется по формуле:

$$\gamma_X = 100(X_в - X_н)/(H_в - H_н), \qquad (8.5)$$

где γ_X – вертикальный градиент осадков, мм/100 м; $X_в, X_н$ – сумма осадков по верхней и нижней (опорной) станциям, мм; $H_в, H_н$ – соответственно высоты станций.

Приняв градиент осадков постоянным для всего диапазона высот в бассейне, сумму осадков на любой высоте можно определить по выражению:

$$X_{в} = X_{н} + 0{,}01\gamma_{X}\left(H_{в} - H_{н}\right). \qquad (8.6)$$

Здесь обозначения прежние. Следует иметь в виду сезонное изменение градиента осадков. По некоторым горным бассейнам зимой вертикальный градиент осадков меньше среднего годового. Это следует учитывать во избежание завышения количества осадков в верхних зонах при использовании среднего годового градиента.

По данным снегомерных съемок можно таким же способом установить вертикальный градиент изменения снегозапасов с высотой.

Ограниченность пунктов наблюдений за снегозапасами и осадками в горных бассейнах вынуждает определять относительные значения снегонакопления, или индексы (показатели) снегонакопления.

В бассейнах с большим диапазоном высот и редкой сетью пунктов наблюдений определяют модульный коэффициент снегозапасов бассейна K для каждого года по выражению:

$$K = K_{1,j}\frac{\overline{S_1}}{\overline{S}}f_1 + K_{2,j}\frac{\overline{S_2}}{\overline{S}}f_2 + \ldots + K_{n,j}\frac{\overline{S_n}}{\overline{S}}f_n, \qquad (8.7)$$

где $K_{1j}, K_{2j}, \ldots, K_{nj}$ – модульные коэффициенты снегозапасов для 1, 2, …, n зоны в j-м году, т.е. отношение снегозапасов данного года к их среднему многолетнему значению; $\overline{S_1}, \overline{S_2}, \ldots, \overline{S_n}$ – средние многолетние снегозапасы каждой высотной зоны; $\overline{S}$ – среднее многолетнее значение снегозапасов для всего бассейна; $f_1, f_2, \ldots, f_n$ – отношение площадей соответствующих высотных зон к площади всего бассейна.

Исходными данными для вычисления значения K являются данные снегосъемок или наблюдений за осадками на соответствующих высотах. Множители $K_{1j}\frac{\overline{S_1}}{\overline{S}}$ в уравнении (8.7) представляют собой веса, которыми учитываются запасы воды отдельных зон.

Для рек Сибири при оценке снегозапасов в бассейне по данным осадкомеров используется индекс осадков I_X:

$$I_X = \sum X_1 \frac{\overline{S_1}}{\sum \overline{X_1}} f_1 + \sum X_2 \frac{\overline{S_2}}{\sum \overline{X_2}} f_2 + \ldots + \sum X_n \frac{\overline{S_n}}{\sum \overline{X_n}} f_n, \qquad (8.8)$$

где $\bar{S}_1, \bar{S}_2, \ldots, \bar{S}_n$ – норма снегозапасов в соответствующих высотных зонах; $\sum X_i$; $\sum \overline{X_i}$ – сумма осадков и их норма за холодный период в i-й зоне; $f_1, f_2, \ldots, f_n$ – площади высотных зон в долях от всей площади бассейна.

Знание высоты сезонной снеговой линии необходимо при определении площади одновременного снеготаяния и установления размеров площади бассейна, покрытой снегом. Снеговой линии практически не существует, а имеется переходная зона от сплошного снежного покрова к полному его отсутствию. Высоту снеговой линии можно рассчитать приближенно по данным наблюдений на станциях, расположенных на разных высотах. По этим данным первоначально определяется градиент дат схода снежного покрова как отношение разницы дат схода снега на соответствующих высотах к интервалу высот. Принимая значение градиента $\gamma_д$ постоянным по высоте, дата схода снега на любой высоте ($D_в$) рассчитывается по выражению

$$D_в = D_н + 0{,}01\gamma_д (H_в - H_н), \qquad (8.9)$$

где $D_н$ – дата схода снега на станции, расположенной в нижней части бассейна на высоте $H_н$; $\gamma_д$ – градиент дат схода снежного покрова в сутках на 100 м высоты; $H_в$ – высота, для которой рассчитывается время схода снега.

В случае отсутствия наблюдений за сходом снега и данных о запасах воды в снежном покрове высота снеговой линии может быть определена по температуре заметного таяния. При этой температуре отмечается повышение уровня воды (при отсутствии жидких осадков). *Температура заметного таяния* определяется при сопоставлении хода температуры воздуха в районе гидроствора с ходом уровней или расходов воды. Эта температура выше той, при которой начинается таяние снега, поскольку начальные порции талой воды удерживаются в толще снежного покрова из-за его водоудерживающей способности. Установлено, что температура заметного таяния $\theta_{з.т}$ для разных районов находится в пределах 4 – 6 °С. Если после похолодания наблюдается хорошо выраженный подъем уров-

ня воды, то это свидетельствует о наличии снежного покрова на той высоте, которой достигла температура заметного таяния. Зная высоту нижней (опорной) станции $H_н$ и вертикальный градиент температуры воздуха, высоту снеговой линии вычисляют по формуле

$$H_{с.л} = 100(\theta_н - \theta_{з.т})/\gamma_\theta, \qquad (8.10)$$

где $H_{с.л}$ – высота снеговой линии, м; $\theta_н$ – температура воздуха на опорной (нижней) станции на дату начала повышения уровня (расхода) воды; $\theta_{з.т}$ – температура заметного таяния, установленная для данного района; γ_θ – вертикальный градиент температуры воздуха.

Следует иметь в виду, что начало подъема уровня воды несколько отстает по сравнению с началом повышения температуры воздуха на значение времени добегания стока до рассматриваемого створа реки. Изложенный способ неприменим к горным бассейнам со значительными осадками в период таяния снега.

Высота сезонной снеговой линии может быть определена по данным о стоке талых вод и температуре воздуха. Сток талых вод определяется площадью одновременного снеготаяния и притоком тепла к ней. Площадь одновременного снеготаяния зависит от положения верхней и нижней границы зоны таяния. Нулевая изотерма характеризует верхнюю границу зоны таяния. Зная ее высоту и приток тепла к отдельным высотным зонам, определяют площадь снеготаяния, а затем и высоту сезонной снеговой линии. Предварительно строят график определения высоты сезонной снеговой линии $H_{с.л.}$ по расходу талых вод Q и температуре воздуха θ, т.е. $H = f(Q, \theta)$. Расход талой воды определяется по формуле

$$Q = K_Q a \alpha \sum_{H_{с.л.}}^{H_0} f\left[\theta_н - \gamma_\theta \frac{H_{с.л.} - H_0}{100}\right], \qquad (8.11)$$

где K_Q – коэффициент размерности; a – коэффициент стаивания; α – коэффициент стока; f_i – площадь, охваченная таянием; $\theta_н$ – температура воздуха на опорной (нижней) станции; γ_θ – вертикальный градиент температуры воздуха; $H_{с.л.}$ – высота снеговой линии; H_0 – высота нулевой изотермы.

Данный способ применим для районов с небольшим дождевым стоком.

8.4. Методические основы прогноза стока горных рек

В настоящее время прогноз стока горных рек чаще всего осуществляется на основе приближенных корреляционных связей между стоком и обусловливающими его гидрометеорологическими факторами. Связи могут быть графического или аналитического вида. Основным фактором стокообразования во всех связях является накопление влаги в бассейне – сумма осадков за холодный период. Осадки, снегозапасы в условиях ограниченных пунктов наблюдений на горном бассейне характеризуются косвенными показателями или индексами.

Другой подход к прогнозу стока горных рек основан на решении уравнений баланса влаги и тепла с применением математических моделей как отдельных гидрологических процессов, так и всего цикла формирования талого и дождевого стоков. Модели отражают процессы накопления, таяния снежного покрова, потерь на инфильтрацию, трансформацию поступившей воды в гидрограф стока [10, 16, 28, 38].

Общей теоретической основой долгосрочных прогнозов стока горной реки является уравнение водного баланса речного бассейна. Это уравнение для весенне-летнего периода можно записать в виде:

$$Y = Y_{\text{т}} + Y_{\text{пз}} = \sum_{i=1}^{n} S_i f_i + \sum_{i=1}^{n} X_{1,i} f_i + \sum_{i=1}^{n} X_{2,i} f_i + h_{\text{т}} f_{\text{л}} - \\ - \left(\sum_{i=1}^{n} E_{\text{с},i} f_i + \sum_{i=1}^{n} E_{\text{п},i} f_i \right) \pm \Delta_{\text{гр}} \pm \Delta_{\text{п}} \pm \Delta_{\text{пг}}, \tag{8.12}$$

где Y – сток за весенне-летний период; $Y_{\text{т}}$ – сток талых вод; $Y_{\text{пз}}$ – устойчивый подземный (базисный) сток; S_i – запасы воды в снежном покрове в i-й высотной зоне к началу снеготаяния; n – число высотных зон; X_1 – количество осадков за время снеготаяния на поверхность снега; X_2 – количество осадков за период от момента схода снега до окончания весенне-летнего периода; $h_{\text{т}}$ – слой стаивания с площади, занятой ледниками и вечными снегами; $f_{\text{л}}$ – площади ледников и снежников, освободившиеся от сезонного снега; $E_{\text{с}}$ – испарение со снежного покрова (за вычетом конденсации); $E_{\text{п}}$ – испарение с поверхности почвы; f_i – площади высотных зон; $\Delta_{\text{гр}}$ – из-

менение запасов грунтовых вод, расположенных выше слоев, формирующих подземный (базисный) сток; $\Delta_п$ – изменение запасов подземных вод; $\Delta_{пг}$ – изменение запасов воды в почвогрунтах.

Уравнение (8.12) не учитывает подземный водообмен с соседними бассейнами, удержание части талой воды снежным покровом в областях с вечными снегами, аккумуляцию воды в руслах рек и др. Ряд членов уравнений измерить или определить путем расчета невозможно ($\Delta_{гр}$, $\Delta_п$, $\Delta_{пг}$), поэтому на практике применяются приближенные связи стока с основными факторами, его обусловливающими в каждом конкретном бассейне.

Подобные зависимости для горных рек чаще всего имеют следующий вид:

$$Y_т = Y - Y_{пз} = f[(S + X_1), X_2, W], \qquad (8.13)$$

где $Y_т$ – сток талых вод за расчетный период; S – запас воды в снежном покрове к моменту выпуска прогноза; X_1 – осадки за время снеготаяния на поверхность снега; X_2 – осадки за период от момента схода снега до окончания расчетного периода; W – характеристика увлажненности бассейна к началу прогнозного периода.

Запасы воды в снежном покрове для каждой высотной зоны должны устанавливаться в разные сроки, поскольку начало снеготаяния с высотой запаздывает. Довольно часто снегозапасы заменяют суммой твердых осадков за период снегонакопления.

Использование зависимости (8.13) основано на предпосылке о значительной изменчивости из года в год запаса воды в снежном покрове и количества осадков за время снеготаяния. Сведения об осадках (X_1, X_2) к моменту выпуска прогноза отсутствуют. Если количество осадков из года в год изменяется в небольших пределах, то используют данные о среднемноголетних осадках ($\overline{X_1}, \overline{X_2}$). В случае же незначительного участия осадков в формировании стока горных рек они не учитываются. Если же осадки, выпадающие в период заблаговременности прогноза, составляют существенную часть предсказываемого стока, то их учитывают приближенно по градациям: норма, ниже или выше нормы.

При разработке методики прогнозов месячного стока и стока за оставшуюся часть сезона необходимо знать оставшиеся к моменту выпуска прогноза запасы воды в снежном покрове $S_{ост}$. Приближенно эта

величина равна разности между начальными снегозапасами $S_н$ и количеством воды от стаявшего снега $S_т$. Значение $S_т$ определяется с помощью коэффициента стаивания a и суммы средних суточных положительных температур воздуха на площади одновременного снеготаяния

$$S_{ост} = S_н - a\sum_{i=1}^{i=t}\theta . \qquad (8.14)$$

В качестве характеристики увлажненности бассейна к началу прогнозного периода принимаются: количество осадков за месяцы, предшествующие установлению снежного покрова; сток за осенне–зимний период; минимальный расход воды зимнего периода и др. Для очень низких бассейнов вводится показатель зимних оттепелей в виде среднезимней температуры воздуха или температуры воздуха за отдельные месяцы.

Уравнение (8.13) не применимо к горным рекам со значительным ледниковым питанием из-за невозможности с большой заблаговременностью прогнозировать таяние льда.

Долгосрочные прогнозы стока горных рек выпускаются обычно в виде среднего расхода за определенный период. Это могут быть среднемесячные, среднеквартальные и средневегетационные расходы воды.

8.5. Использование множественной корреляции в прогнозах весенне-летнего стока

Теория прогнозов стока горных рек отстает от общего уровня гидрологической науки. Соответствующие математические модели стока горных рек еще не нашли широкого применения. Этим и ограниченностью данных наблюдений важнейших факторов стока горных рек в основном объясняется широкое распространение в целях расчета и прогноза статистических методов в виде регрессионной математической модели.

Методы статистического прогноза предполагают возможность оценки будущего значения процесса по прошлым и текущим данным наблюдений и определяющими его факторами. Если за используемый интервал времени (30 – 40 лет) условия формирования стока существенно не менялись, для оценки связей применяется метод множественной линейной корреляции.

Детальное изложение метода можно найти в специальной литературе, поэтому остановимся лишь на основных принципах и граничных условиях.

Метод множественной линейной корреляции позволяет оценить влияние каждого параметра и суммарного эффекта с помощью коэффициента корреляции.

Обозначим значение исследуемого процесса через Y (предиктант), а значение факторов, связанных или влияющих на этот процесс, через $X_1, X_2, \ldots, X_m$ (предикторы). Необходимо установить форму и степень взаимосвязи Y с $X_1, X_2, \ldots, X_m$ с тем, чтобы затем по известным значениям X найти или предсказать значения Y.

Важнейшим этапом практической реализации метода множественной регрессии является тщательный анализ рассматриваемого природного явления и определение его основных причинных связей. Этот этап позволяет выделить исходное множество потенциальных предикторов. Сужение их первоначального числа до оптимального требует специальных исследований.

Взаимосвязи ряда предиктанта Y с рядами предикторов X_j ($j = 1, 2, \ldots, m$) и между рядами предикторов должны быть линейными. Однако проверка линейности связей не представляется возможной, так как парные коэффициенты корреляции r_{0j} и r_{hj}, как правило, ниже 0,5. Приходится основываться на физических соображениях о взаимосвязи тех или иных процессов.

Сопоставляемые переменные Y и X должны подчиняться нормальному закону распределения. Этому требованию не удовлетворяет большинство данных наблюдений, характеризующих гидрологические явления. Возникает необходимость нормализации исходных переменных.

Предикторы должны измеряться без ошибок. Это требование также не выполняется, поскольку данные по стоку и особенно по осадкам и другим величинам определяются с погрешностями.

Корреляция между рядами-предикторами должна отсутствовать или быть незначительной. В реальных условиях ряды-предикторы, как правило, скоррелированы. Наличие связи приводит к неустойчивости коэффициентов регрессии, появлению отрицательных знаков вкладов у некоторых предикторов.

Объем выборки должен в несколько раз превышать число предикторов. Между длиной ряда наблюдений и числом предикторов установлено оптимальное соотношение.

Средняя квадратическая ошибка сводного (общего) коэффициента корреляции R_0 равна

$$\sigma_{R_0} = \frac{1 - R_0^2}{\sqrt{n - m}}, \qquad (8.15)$$

где n – длительность ряда наблюдений; m – число предикторов.

Выражение (8.15) позволяет, задав величину σ_{R_0}, устанавливать возможное число предикторов. При n, равном примерно 30 – 40, m не должно превышать 3–4.

Рассмотрим методы поиска оптимального набора предикторов-предсказателей. Первый способ – *метод полного перебора всех возможных регрессий*. Предполагается построение и анализ $\sum_{k=1}^{p} c_m^k$ уравнений (p – порядок уравнений). В результате такого перебора выбирается то уравнение и тот набор предикторов, которые дают наименьшую остаточную сумму квадратов. Недостаток этого способа заключается в том, что вследствие выборочности исходных данных в набор предикторов могут попасть ряды и явления, не имеющие ничего общего с прогнозируемыми явлениями. Сводный коэффициент корреляции будет возрастать с включением новых предикторов, но сама взаимосвязь будет фиктивной, нарушающейся с увеличением объема выборки.

Второй способ – *метод просеивания*. Здесь сначала устанавливается наиболее информативный предсказатель, имеющий наибольший коэффициент корреляции r_{0j}, равный в данном случае R_0. Из оставшихся предикторов отбирается тот, который дает наибольшее приращение общего коэффициента множественной корреляции и уменьшение σ_{R_0}. Это же условие определяет включение третьего предиктора и так до тех пор, пока не прекращается приращение R_0 и не начинает возрастать его средняя квадратическая ошибка.

Недостатком метода просеивания является возможность ошибки в конструировании всей цепочки предикторов при случайном попадании в нее физически необоснованной переменной. В связи с этим уместно еще раз напомнить о целесообразности предварительного физического анализа исследуемых подмножеств тест-предикторов.

Рассматриваемые способы выбора оптимальной совокупности предсказателей основываются на оценках по значению сводного (множественного) коэффициента корреляции. Эффективность включения предсказателей оценивается по вкладам или по F-критерию, одним из распространенных вариантов которого является *шаговый регрессионный метод*. Оценки R_0^2 и S/σ справедливы только для выборки, использованной при конструировании уравнения. Переход на независимый материал (собственно прогноз) эти оценки ухудшает. Причина заключается в возможности изменения статистических параметров. Уравнение считается устойчивым, если ухудшение показателя качества регрессии находится в допустимых пределах. В частности, для расчета допустимого снижения R_0^2 применяется выражение:

$$\Delta(R_0^2) = \frac{2m}{N - \frac{1}{N}}(1 - R^2), \qquad (8.16)$$

где m – число предикторов; N – число наблюдений в каждой выборке (зависимой и независимой); R – сводный коэффициент корреляции для генеральной совокупности.

Связи считаются неустойчивыми, если разность значений квадратов коэффициентов множественной линейной регрессии, полученных на зависимом и независимом материале, превышает ΔR_0^2.

Необходимость иметь при анализе устойчивости уравнений регрессии две выборки одинаковой длины приводит к тому, что уравнение приходится устанавливать по рядам в 15 – 20 членов. Это ограничивает число предикторов до одного, что крайне нежелательно. На практике регрессионные уравнения строятся по данным всего имеющегося периода наблюдений. Со временем число совместных реализаций предикторов и предиктантов увеличивается, поэтому целесообразно требовать адаптации прогностических уравнений.

Первый путь адаптации заключается в пересмотре параметров уравнений, состав предикторов при этом не изменяется. Второй путь адаптации основан на ревизии состава совокупности предикторов. Если прогностическим рекомендациям предшествует тщательный физико-статистический анализ предсказателей, следует идти по первому пути.

Обозначим через n – исходное, а n' – дополнительное число наблюдений, тогда среднее и дисперсия для объема выборки $n+n'$ имеют вид:

$$\bar{X}_{i,n+n'} = \frac{n}{n+n'}\bar{X}_{i,n} + \frac{1}{n+n'}\sum_{k=n+1}^{n+n'} X_{i,k}\ , \qquad (8.17)$$

где k – временной индекс, номер наблюдения.

$$D_{i,n+n'} = \frac{n-1}{n+n'-1}D_{i,n} + \frac{n-1}{n+n'-1}\sum_{k=n+1}^{n+n'}(X_{i,k} - \overline{X}_{i,n})^2 - \\ - \frac{1}{(n+n')(n+n'-1)}[\sum_{k=n+1}^{n+n'}(X_{i,k} - \bar{X}_{i,n})]^2. \qquad (8.18)$$

Более сложное выражение будет для вычисления изменения коэффициента корреляции при добавлении n' точек (здесь не приводится).

В практических расчетах пересчет на каждом шаге осуществляется по рекуррентным соотношениям. Подобная адаптационная схема наиболее употребима при размерности вектора-предиктора, не превышающей 10.

Для отбора группы репрезентативных предсказателей и построения прогностических зависимостей может быть использован следующий метод [63]. В отличие от метода полного перебора и «просеивания» здесь не только осуществляется отбор системы предсказателей, дающих наилучший результат для данной выборки, но и производится проверка устойчивости полученного решения.

Обычно в качестве показателя информативности некоторой группы предикторов используется коэффициент множественной корреляции. Однако, во-первых, он является по существу только показателем тесноты аппроксимации и, как показывает практика гидрологических прогнозов, не всегда хорошо отражает точность будущих прогнозов. Во-вторых, известно, что оптимальное число предикторов не может быть выявлено с его помощью, поскольку с добавлением очередного предсказателя коэффициент множественной корреляции растет.

Более эффективным в этом смысле является коэффициент прогностической информативности [54]. Ряды наблюдений за предикторами $X_1, X_2, \ldots, X_m$ и предиктантом Y делятся на две группы:

$$\begin{matrix} X_{11} & X_{12} & \dots & X_{1m} & Y_1 \\ X_{12} & X_{22} & \dots & X_{2m} & Y_2 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ X_{n1} & X_{n2} & \dots & X_{nm} & Y_n \end{matrix},$$

где n – количество наблюдений; m – количество предикторов.

В первую (независимую) группу вначале входят первые p наблюдений. По оставшимся $n - p$ наблюдениям (зависимая группа) конструируется уравнение множественной линейной регрессии и по нему рассчитываются (прогнозируются) значения предиктанта $\widetilde{Y}_1$, $\dots, \widetilde{Y}_p$.

На следующем шаге в независимую группу выделяются очередные p наблюдений, по $n - p$ наблюдениям строится новое уравнение и с привлечением предикторов независимой группы вычисляют предиктанты $\widetilde{Y}_{p+1}$, $\dots, \widetilde{Y}_{2p}$. Описанная процедура заканчивается после полного перебора всех n наблюдений. Таким образом, получается ряд прогностических значений $\widetilde{Y}_1, \widetilde{Y}_2, \dots, \widetilde{Y}_n$. В большинстве случаев достаточно p принимать равным единице.

При нормальном или близким к нему законе распределения погрешностей прогнозов в качестве показателя информативности группы предикторов можно использовать коэффициент корреляции между фактическим Y_i и спрогнозированным $\widetilde{Y}_i$ значениями предиктанта, который был назван коэффициентом прогностической информативности (КПИ):

$$\text{КПИ} = \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(Y_i - \overline{Y}\right)\left(\widetilde{Y}_i - \overline{\widetilde{Y}_i}\right)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(Y_i - \overline{Y}\right)^2 \sum_{i=1}^{n}\left(\widetilde{Y}_i - \overline{\widetilde{Y}_i}\right)^2}}. \qquad (8.19)$$

Такой коэффициент, естественно, будет меньше обычного коэффициента множественной корреляции, но даст возможность судить об устойчивости связи при переходе на независимый материал, т.е. характеризовать ее прогностические качества.

В отличие от коэффициента множественной корреляции значение КПИ растет лишь до определенного момента, а затем с добав-

лением очередного предсказателя убывает. Это свойство коэффициента прогностической информативности позволяет выбрать оптимальное число предикторов. Очевидно, что им будет то число предсказателей, при котором КПИ достигает максимального значения.

Существует несколько алгоритмов выбора наиболее информативных предикторов с использованием этого показателя. Рассмотрим простейший из них.

Имеется исходная совокупность тест-предикторов (X_1, ..., X_m). Выбирается любой предиктор X_1^1 (например, имеющий наибольший коэффициент парной корреляции с предиктантом). Далее для каждой пары предикторов (X_1^1, X_i), где i – индексы оставшихся в первоначальной совокупности предикторов, вычисляется КПИ. Вторым выбираемым предиктором X_2^1 будет тот, для которого выполняется условие:

$$\text{КПИ}\,[Y,\ \tilde{Y}\,(X_1^1, X_2^1)] = \max \text{КПИ}\,[Y,\ \tilde{Y}\,(X_1^1, X_i)], \qquad (8.20)$$

где Y – фактические, $\tilde{Y}\,(X_1^1, X_i)$ – прогнозные значения предиктанта.

Затем расчеты повторяются для каждой тройки предикторов (X_1^1, X_2^1, X_i). Критерий выбора третьего предиктора X_3^1 имеет вид:

$$\text{КПИ}\,[Y,\ \tilde{Y}\,(X_1^1, X_2^1, X_3^1)] = \max \text{КПИ}\,[Y,\ \tilde{Y}\,(X_1^1, X_2^1, X_i)]. \qquad (8.21)$$

Процесс добавления предикторов заканчивается при выполнении условия:

$$\text{КПИ}\,[Y,\ \tilde{Y}\,(X_1^1, \ldots, X_p^1)] < \text{КПИ}\,[Y,\ \tilde{Y}\,(X_1^1, \ldots, X_{p-1}^1)], \qquad (8.22)$$

т.е. тогда, когда добавление очередного предсказателя приводит к уменьшению КПИ.

На этом отбор 1-й группы предикторов заканчивается.

Затем в качестве первого выбираемого предиктора X_1^2 (индекс сверху – принадлежность ко второй отбираемой группе) берется любой, но не тот, который был выбран в первой группе. Расчеты по описанному алгоритму повторяются. Всего, таким образом, формируется m групп предикторов.

Сравнительная оценка отобранных групп осуществляется по значениям КПИ.

8.6. Восстановление пропусков, удлинение рядов наблюдений

В бассейнах горных рек в связи с ограниченностью необходимых для разработки методики прогнозирования исходных данных, особенно в высокогорных областях, с короткими рядами наблюдений часто возникает необходимость их удлинения, восстановления имеющихся пропусков.

Для построения прогностических уравнений выбирают случаи совместных наблюдений по всем пунктам (или элементам). Но в связи с закрытием одних и открытием других станций, отбраковкой ошибочных измерений период совместных наблюдений значительно укорачивается. В этой ситуации необходима оценка отсутствующих данных, средних и дисперсий по удлиненному ряду.

Для решения этих задач целесообразно использовать *метод линейной регрессии*. К восстановлению (удлинению) короткого ряда привлекаются одна или несколько переменных с продолжительным периодом наблюдений.

Качество восстановления зависит от длины совместного периода наблюдений, длины восстанавливаемого отрезка и от тесноты связи переменных.

Без потери общности можно рассмотреть случай с двумя переменными X и Y. Пусть период наблюдений за величиной Y будет равен k ($Y_1, \ldots, Y_k$), а за величиной $X - n$ ($X_1, \ldots, X_k, X_{k+1}, \ldots, X_n$).

Хронологическая последовательность совместных наблюдений может не соблюдаться, а приводимая форма записи просто более удобна для последующего изложения.

Мера надежности выборочных оценок параметров выражается через соответствующие дисперсии:

$$\sigma^2_{[\bar{Y}(k)]} = \frac{\sigma^2_Y}{k}, \tag{8.23}$$

$$\sigma^2_{[S^2(k)]} = \frac{2\sigma^4_Y}{k-1}, \tag{8.24}$$

где $\overline{Y_{(k)}}$ и $S^2_{(k)}$ – оценки среднего и дисперсии за период k; σ^2_Y – истинная дисперсия.

Отсюда следует, что надежность выборочных оценок увеличивается с увеличением длины ряда.

В случае увеличения выборки за счет восстановления (а не привлечения дополнительной информации) нужно доказать, что надежность оценок параметров не ухудшается. Выполнение этого условия зависит от тесноты связи X и Y.

Корреляционная зависимость за совместный период наблюдений выражается уравнением:

$$\widetilde{Y}_i = \overline{Y}_{(k)} + a(X_i - \overline{X}_{(k)}), \tag{8.25}$$

где $\widetilde{Y}_i$ – рассчитанное значение Y_i при $i = \overline{1, k}$.

По уравнению (8.25) определяем оценки наблюдений за период $n - k$, формируем последовательность $(Y_i,\ldots, Y_k, \widetilde{Y}_{k+1},\ldots, \widetilde{Y}_n)$ и подсчитываем по ней среднее $\widetilde{Y}$ и дисперсию $S^2_{\widetilde{Y}}$.

Дисперсии этих статистик выражаются через дисперсии статистик короткого ряда и некоторых дополнительных слагаемых, зависящих от k, $n - k$ и коэффициента корреляции p (генеральное значение):

$$\sigma^2_{[\overline{Y}]} = \sigma_{[\overline{Y}(k)]}\left\{1 - \frac{n-k}{n}\,\frac{\left[p^2(k-2)-1\right]}{k-3}\right\}, \tag{8.26}$$

$$\sigma^2_{\left[s^2_{\overline{Y}}\right]} = \sigma^2_{\left[s^2_{(k)}\right]}\left\{1 + \frac{n-k(k-1)}{2n(n-1)^2}\right\}\left[Ap^4 + Bp^2 + C\right]. \tag{8.27}$$

Коэффициенты A, B и C зависят только от k и $n - k$. Очевидно, что удлинение эффективно лишь при существовании неравенств

$$\sigma^2_{[\overline{Y}(k)]} \geq \sigma^2_{[\overline{Y}]} \tag{8.28}$$

и

$$\sigma^2_{\left[s^2_{(k)}\right]} \geq \sigma^2_{\left[s^2_{\overline{Y}}\right]}. \tag{8.29}$$

Если эти условия не выполняются, то выборочные статистики ухудшаются и удлинение ряда не целесообразно.

Оперируя с выборочными оценками коэффициента корреляции $r(k)$, надо иметь в виду, что они должны быть значительно выше, чем p.

Рассмотренный комплекс процедур построения систем прогностических уравнений на практике обычно дополняется некоторыми эвристическими методами снижения размерности многомерного вектора-предиктора.

Выше отмечалась возможность использования аппарата множественной линейной корреляции при соблюдении требования о нормальном законе распределения исходной информации и прямолинейном характере связи между отдельными рядами. Если это условие не выполняется, то возникает необходимость в нормализации исходной информации, например, путем преобразований, предложенных Г.А. Алексеевым [1].

Исходные переменные каждого ряда Y и X заменяются эмпирическими вероятностями непревышения (ранговыми переменными) P_m, рассчитанными по формуле

$$P_m = (m - 0{,}25)/(n + 0{,}5) \cdot 100\ \%, \qquad (8.30)$$

где m - ранговые (порядковые) номера наблюденных значений X после их ранжирования в возрастающем порядке; n – число членов ряда.

Полученные ранговые переменные заменяются нормализованными переменными. С этой целью, используя таблицу значений нормальной нормированной интегральной функции распределения, по значениям P_m определяются нормированные ординаты U_m.

Коэффициент корреляции r_{jk} между нормализованными рядами U_j и U_k характеризует тесноту связи при любом виде монотонной криволинейной корреляции между исходными переменными X_j и X_k. Коэффициенты корреляции нормализованных рядов r_U более устойчивы, чем коэффициенты корреляции исходных рядов.

Недостатком метода является некоторое сглаживание исходной информации. Этот фактор может сказаться в случае, если по одному из сопоставляемых рядов эмпирические точки в концевых участках сильно отклоняются от теоретической кривой обеспеченности.

8.7. Методика краткосрочного прогноза расходов воды горных рек на основе математической модели формирования стока

Модель формирования весенне-летнего стока горных рек, предназначенная для расчета на ЭВМ, была разработана в САНИИ и получила свое дальнейшее развитие в исследованиях Гидрометцентра

России. Итогом исследований Гидрометцентра России явились методические указания к разработке метода краткосрочного прогноза расходов воды горных рек на примере р. Карадарьи [43]. Модель рекомендуется к применению на горных реках со сравнительно небольшим количеством осадков, выпадающих на освободившуюся от снега поверхность бассейна.

Исходными данными к разработке методики прогноза стока являются ежедневные расходы воды в расчетном створе, суточные суммы осадков и средние суточные температуры воздуха по станциям, расположенным на разных высотах. При прогнозе расходов воды с заблаговременностью до 5 сут. необходимо использовать данные об ожидаемых температуре воздуха и количестве осадков.

Модель формирования стока горных рек состоит из двух блоков – модели формирования снежного покрова, таяния снега и ледников, поступления воды на поверхность бассейна и модели трансформации поступающей воды в гидрограф стока, включая расчет потерь.

Блок-схема модели показана на рис. 8.3.

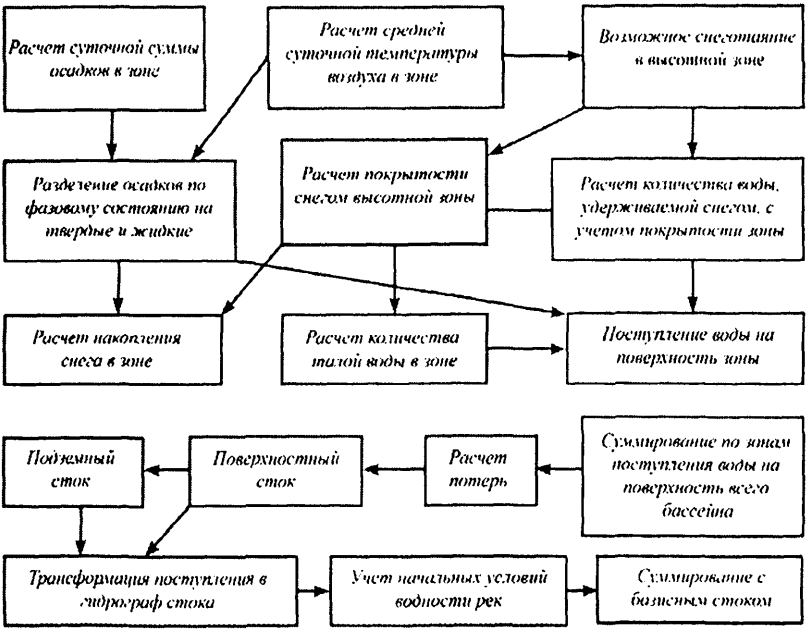


Рис. 8.3. Блок-схема модели формирования стока в бассейне горной реки.

Поступление воды на поверхность бассейна устанавливается по зонам с шагом по высоте 200 – 400 м.

По предложению Л.Н. Боровиковой и Ю.М. Денисова распределение по высотным зонам суточного количества осадков устанавливается по зависимости нелинейного вида [10]:

$$X(H, t) = X(H_1, t)[1 + K_2(H - H_1) + K_3(H - H_1)^2], \qquad (8.31)$$

где $X(H, t)$ – количество осадков на высоте H в момент t; $X(H_1, t)$ – количество осадков на высоте H_1, к которой приводят осадки, измеряемые на станциях и постах; K_2 и K_3 – параметры, определяемые для данного бассейна по наблюдениям за осадками.

Предполагается, что осадки возрастают до гребня гор. В бассейнах, находящихся в условиях хорошей доступности влагонесущим массам, кривая изменения осадков с высотой имеет выпуклость кверху ($K_3 < 0$). Эта же кривая в бассейнах, нижние зоны которых закрыты высокими хребтами, имеет выпуклость книзу ($K_3 > 0$). При $K_3 = 0$ зависимость (8.31) линейная.

Значения параметров K_2 и K_3 изменяются от месяца к месяцу. Эти изменения устанавливаются по формулам:

$$K_2 = K_{2,0} + A_2 \cos\frac{2\pi}{T}(t - \tau_2); \qquad (8.32)$$

$$K_3 = K_{3,0} + A_3 \cos\frac{2\pi}{T}(t - \tau_3), \qquad (8.33)$$

где $K_{2,0}$, $K_{3,0}$ – среднегодовые значения параметров K_2 и K_3; A_2 и A_3 – полуамплитуды изменения параметров K_2 и K_3; τ_2 и τ_3 – константы, учитывающие сдвиг фаз; T – число дней в году; t – время в сутках, отсчитываемое от выбранного начала.

Изменение температуры воздуха с высотой рассчитывается по линейной зависимости:

$$\theta(H,t) = \theta(H_1,t) - \gamma_\theta(H - H_1), \qquad (8.34)$$

здесь γ_θ – вертикальный градиент температуры, °С/км; $\overline{\theta}(H_1,t)$ – средняя по станциям температура воздуха на высоте H_1, определяемая из выражения:

$$\bar{\theta}(H_1,t)=\frac{1}{n}\sum_{j=1}^{n}\left[\theta(H_j,t)-\gamma_0(H_1-H_j)\right], \qquad (8.35)$$

где H_j – высота j-й станции; n – число станций.

Температурный градиент γ_0 в течение года меняется в соответствии с выражением:

$$\gamma_\theta=\left\{\frac{z^3}{\left[z^2+(t-\tau_0)^2/c\right]}\right\}+\gamma_0, \qquad (8.36)$$

где z, γ_0, τ_0, c – параметры, определяемые по данным эмпирической кривой, отражающей внутригодовой ход γ_0 (рис. 8.4); t – координата времени от начала года.

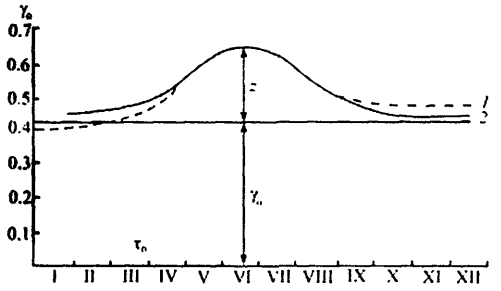


Рис. 8.4. Аппроксимация внутригодового хода вертикального градиента температуры воздуха: *1* фактический ход на склоне Ферганского хребта, *2* его аппроксимация.

Расчет накопления и таяния снежного покрова (h_1 мм/сут.) производится по данным об осадках и температуре воздуха. Разделение осадков на твердые и жидкие осуществляется на основе следующих условий. Выше изотермы 2 °С ($H_{2\,°C}$) осадки выпадают только в твердом виде, а ниже – в жидком. Таяние снега происходит на высотах ниже нулевой изотермы (H_0). На высотах выше нулевой изотермы происходит только накопление снега.

Интенсивность таяния снега h_1 для каждой j-й зоны принята пропорциональной среднесуточной температуре воздуха:

$$h_{1j}=\begin{cases}\alpha\gamma_\theta(H_0-H_j) & \text{для } H_j<H_0 \text{ и } S>0\\ 0 & \text{для } H_j\ge H_0 \text{ или } S=0\end{cases}, \qquad (8.37)$$

где a – коэффициент стаивания снега, мм/(°С·сут); S – запас воды в снежном покрове, мм.

В бассейне Карадарьи коэффициент стаивания снега принимался равным 3 мм/(°С · сут.) [38].

Водоотдача из снежного покрова $q_т$ определялась при предположении постоянной влагоемкости снега по формуле

$$q_т = \frac{h_т}{1-0{,}13}. \tag{8.38}$$

При возврате холодов в период таяния учитывается слой замерзшей в снеге воды. Осадки, выпадающие в твердом виде в период снеготаяния, прибавляются к запасу воды в снежном покрове. Жидкие осадки, за исключением части удерживаемой снежным покровом, относятся к поступающей талой воде на поверхность бассейна.

При учете неравномерности залегания снежного покрова в пределах каждой высотной зоны использовалась аппроксимация типовой кривой распределения снегозапасов, полученной по данным аэрофотосъемок в бассейне р. Варзоб. Аппроксимация получена в виде экспоненты:

$$p(S,h) = \exp\left[-\frac{S + S_р \ln m - h}{S_р}\right], \tag{8.39}$$

где S – текущее значение запаса воды в снежном покрове в высотной зоне, мм; h – слой стаивания снежного покрова, мм; $S_р$ – средний запас воды в снежном покрове высотной зоны, когда она полностью покрыта снегом; m – параметр, принятый равным 100.

Поступление дождевой воды на участки высотных зон, свободных от снега ($h_{д.j}$), вычисляется по выражению

$$h_{д.j} = \begin{cases} X(H_1,t)\left[1 + K_2(H_j - H_1) + K_3(H_j - H_1)^2\right](1-p_j) & \text{при } p_j < 1; \\ 0 & \text{при } p_j = 1, \end{cases} \tag{8.40}$$

где H_j – высота j-й зоны; p_j – покрытость j-й зоны снегом.

Интенсивность таяния льда принимается также пропорциональной средней суточной температуре воздуха в зоне, где находится ледник. Коэффициент стаивания льда $a_л$ возрастает с высотой. Для его определения использовалось выражение

$$a_л\,(H) = 5{,}2 + 0{,}01\,\exp\,(1{,}5\,H), \qquad (8.41)$$

где H – высота, км.

Таяние льда происходит на участках ледников, свободных от снега. Поступление талой воды с ледников $h_л$ для каждой j-й зоны определяется по формулам:

$$h_{лj} = \begin{cases} a_л \gamma_\theta \left[H_0 - H_j\right]\left(1 - p_j\right) & \text{при } p_j < 1; \\ 0 & \text{при } p_j = 1. \end{cases} \qquad (8.42)$$

Общая водоотдача всего бассейна, выраженная в расходах ($м^3/с$), представляет собой входные данные для предвычисления расходов воды:

$$q(t) = q_т\,(t) + q_л\,(t) + q_л\,(t). \qquad (8.43)$$

Следующий этап моделирования включает расчет потерь и трансформацию поступающей на поверхность бассейна воды в расходы воды в замыкающем створе. Потери воды в течение весенне-летнего периода складываются из потерь на инфильтрацию, испарение и фильтрацию за пределы бассейна.

Потери воды в течение весенне-летнего периода вычисляются по выражению

$$I(t) = q(t)\exp\left[-d_i S_0 \int_0^t q(\tau)d\tau\right], \qquad (8.44)$$

где $q(t)$ – суммарная водоотдача с начала таяния, $м^3/с$; d_i – оптимизируемый параметр; S_0 – средневзвешенные для водосбора запасы воды в снежном покрове перед началом снеготаяния, мм.

Выражение (8.44) предполагает увеличение коэффициента стока талых вод пропорционально суммарному значению поступления (водоотдачи) воды к моменту t. Это объясняется также продвижением фронта снеготаяния по мере развития половодья в верхние зоны, где возрастают снегозапасы и коэффициент стока.

Уменьшение коэффициента стока жидких осадков, выпадающих на свободную от снега поверхность бассейна, косвенно учитывается замедлением роста коэффициента стока талых и дождевых вод с помощью оптимизируемого параметра d_i.

Поступление воды на поверхность всего бассейна $q_э$ определяется по выражению

$$q_э(t) = q(t) - I(t). \qquad (8.45)$$

Поступившая на поверхность бассейна вода проходит через две последовательно-параллельно соединяющиеся регулирующие емкости. Полагают, что емкости расположены одна над другой. Заполнение нижней емкости осуществляется за счет воды, профильтровавшейся из верхней емкости. Сток из верхней емкости отождествляется с поверхностным и почвенно-грунтовым, а из нижней – с грунтовым (базисным) стоком. Наибольшими скоростями течения характеризуются поверхностные воды, скорости почвенно-грунтовых вод на порядок, а грунтовых вод на два-три порядка ниже скоростей течения поверхностных вод.

Процесс трансформации стока описывается дифференциальным уравнением, которое после преобразований сводится к конечно-разностному уравнению.

Прогноз расходов воды с заблаговременностью в δ суток осуществляется по формуле

$$Q(t+\delta) = a_{1,\delta}X + a_{2,\delta}Z + b_{1,\delta}[0{,}5q_э(t+\delta-2) - 2q_э(t+\delta-1)] + b_{2,\delta}q_э(t+\delta), \tag{8.46}$$

где

$$X = \begin{cases} Q(t+\delta-2) & \text{при } \delta = 1 \text{ и } 2 \\ \tilde{Q}(t+\delta-2) & \text{при } \delta > 2 \end{cases}$$

$$Z = \begin{cases} Q(t) & \text{при } \delta = 1 \\ \tilde{Q}(t+\delta-2) & \text{при } \delta > 1, \end{cases}$$

$a_{1,\delta}$, $a_{2,\delta}$, $b_{1,\delta}$, $b_{2,\delta}$ – параметры, определяемые по данным за прошлые годы для каждого значения заблаговременности прогноза; Q – фактический расход за вычетом базисного стока; $\tilde{Q}$ – рассчитанный расход воды; t – дата составления прогноза.

Ряд параметров модели потерь и трансформации водоотдачи в гидрограф стока определяется по входным и выходным данным за прошлые годы. Параметры считаются оптимальными, когда функция (8.47) достигает минимума:

$$f(Q, q_э, \vec{X}) = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^{N(T-\delta)} \left[Q(t+\delta) - \tilde{Q}(t+\delta, \vec{X})\right]^2}{\sum_{t=1}^{N(T-\delta)} \left[Q(t) - Q(t+\delta)\right]^2}}, \tag{8.47}$$

где Q и $\tilde{Q}$ – фактический и рассчитанный расходы воды; T и N соответственно число дней в расчетном периоде и число расчетных периодов; $\vec{X}$ – вектор искомых параметров.

Все составляющие и промежуточные результаты расчета элементарных процессов оптимизации параметров, прогноз стока рассмотренной модели вычисляются с помощью специальных программ.

8.7.1. Применение математической модели формирования стока талых вод горных рек в долгосрочных прогнозах

Прогноз стока за вегетационный период и за отдельные месяцы этого периода по предложениям Гидрометцентра России может быть осуществлен на основе использования математической модели формирования стока в сочетании с физико-статистическими приемами построения прогностических зависимостей. Основным показателем будущего стока в горном бассейне являются запасы воды в снежном покрове.

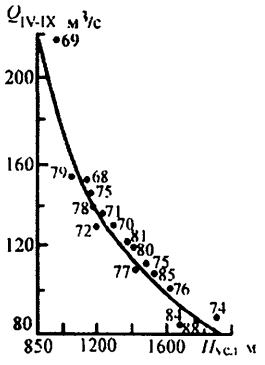


Рис. 8.5. Зависимость среднего за вегетационный период $Q_{IV\ IX}$ расхода воды р. Пскем-Муллала от высоты условной снеговой линии ($H_{усл}$). Цифры у точек годы (1968 – 1988).

Прогноз вегетационного и месячного стока горных рек, питание которых на 50 – 70 % осуществляется за счет таяния сезонного снега, можно производить по данным о накопленных запасах воды в снежном покрове или их косвенных показателях (рис. 8.5).

Запасы воды в снежном покрове, их распределение по высотным зонам, поступление воды на поверхность бассейна от таяния снега, ледников, выпадающих жидких осадков рассчитываются по рассмотренной выше математической модели формирования стока. Это позволяет прогнозировать сток в период вегетации, используя данные о поступающей на поверхность бассейна воде с помощью модели трансформации стока.

Разработка методики долгосрочного прогноза стока осуществлялась на основе данных наблюдений в бассейне р. Карадарьи с площадью водосбора до замыкающего створа 12 370 км^2. Левобережная часть бассейна

расположена на склонах Алайского хребта и имеет площадь 8 250 км^2, правобережная (склон Ферганского хребта) – 4 120 км^2. Высоты бассейна изменяются от 800 до 5 000 м [51].

Прогноз стока на период вегетации (апрель – сентябрь) и на отдельные месяцы производился на основе учета снегозапасов на фиксированных высотах или средневзвешенных снегозапасов по площадям высотных зон.

Снегозапасы рассчитывались по математической модели формирования стока для каждого склона бассейна в отдельности с использованием данных наблюдений за температурой воздуха и осадками за период с октября до момента составления прогноза.

Уравнение для прогноза среднего вегетационного расхода $Q_в$ имеет вид:

$$Q_{в\,IV-IX} = 0{,}34(S_А + 0{,}5S_Ф) + Q_{III} - 76, \qquad (8.48)$$

где $S_А$ и $S_Ф$ – запасы воды в снежном покрове на Алайском и Ферганском склонах в основных стокообразующих зонах между высотами 3 200 – 3 400 м; Q_{III} – средний расход воды за март.

При использовании средневзвешенных снегозапасов получено следующее уравнение:

$$Q_{в\,IV-IX} = 0{,}82(\overline{S}_А + 0{,}5\overline{S}_Ф) + Q_{III} - 67, \qquad (8.49)$$

здесь $\overline{S}_А$ и $\overline{S}_Ф$ – средневзвешенные по площади высотных зон снегозапасы на Алайском и Ферганском склонах.

Прогнозирование среднемесячных расходов воды в течение периода вегетации осуществляется аналогичным способом. Так, прогноз расхода воды на май производится по уравнению

$$Q_V = 1{,}44S_{IV} - 86\,. \qquad (8.50)$$

В процессе анализа прогностических зависимостей выяснилось, что среднемесячные расходы воды за апрель и май лучше связаны со снегозапасами, вычисленными на конец марта в зоне высот от 2 400 до 2 600 м, а сток июня – со снегозапасами между высотами 3 200 – 3 400 м.

Сток в июне, июле, августе теснее связан со средневзвешенными снегозапасами, чем со снегозапасами в определенных высотных зонах. Следует отметить, что сток в августе и сентябре не зависит от количества оставшегося в бассейне снега. Основную роль играет ин-

тенсивность истощения запасов воды, накопившихся за предшествующее время во всем бассейне. Сток в августе более тесно связан со снегозапасами в конце апреля, чем со снегозапасами в конце июля. Снегозапасы в конце апреля лучше характеризуют как объем стока за все половодье, так и запасы воды, накопившиеся во всем бассейне.

Другой подход к долгосрочному прогнозу месячного стока горных рек основан на использовании модели расчета поступления воды на поверхность бассейна с последующей трансформацией водоотдачи бассейна в гидрограф стока.

Процесс трансформации описывается конечно-разностными уравнениями вида (8.46). Параметры уравнения определяют с помощью метода оптимизации.

Прогноз средних месячных расходов воды рекомендуется выпускать по уравнению в сокращенном варианте:

$$Q_{t+\delta} - Q_{\text{баз}} = (Q_t - Q_{\text{баз}})\exp(-a\delta) + b_1 q_t + b_2 q_{t+\delta}, \qquad (8.51)$$

где Q_t – средний расход воды за t-й месяц; $Q_{\text{баз}}$ – расход воды, характеризующий базисный сток; q_t и $q_{t+\delta}$ – поступление воды на поверхность бассейна в данном и прогнозируемом месяце; δ – период заблаговременности прогноза; a – параметр, устанавливаемый по нижней огибающей графической зависимости $Q_{t+\delta} = f(Q_t)$; b_1, b_2 – обобщенные параметры.

Поступление воды в период заблаговременности прогноза $q_{t+\delta}$ вычисляют по ранее установленным связям вида

$$q_{t+\delta} = f(S_t) \text{ или } q_{t+\delta} = f(\dot{S}_t), \qquad (8.52)$$

где S_t – запасы воды в снежном покрове в основных стокообразующих зонах обоих склонов; $\overline{S}_t$ – средневзвешенные снегозапасы на всем бассейне.

Уравнение для прогноза стока на июль имеет вид:

$$Q_{\text{VII}} - Q_{\text{баз}} = (Q_{\text{VI}} - Q_{\text{баз}})\exp(-1{,}11) + 0{,}065 q_{\text{VI}} + 0{,}318 q_{\text{VII}} - 116, \qquad (8.53)$$

где $Q_{\text{баз}} = 30$ м^3/с; остальные обозначения прежние.

Прогнозы составляют в конце марта на апрель и весь период вегетации с распределением стока по месяцам, затем в конце апреля на май и на оставшуюся часть вегетационного периода и т. д. Эти прогнозы названы последовательными, они имеют разную заблаговременность и точность.

8.7.2. Использование спутниковой информации в прогнозах стока горных рек

Основная информация, используемая при составлении гидрологических прогнозов горных бассейнов, – это снегозапасы. Особенно слабо освещены данными о снегозапасах высокогорные части речных бассейнов. Снимки с искусственных спутников Земли дают возможность установить степень покрытости бассейна снегом, а затем по гипсографической кривой определить высоту снеговой линии.

С помощью спутниковой информации проводятся наблюдения за динамикой схода снега со склонов разной экспозиции [59].

Так, по данным спутниковых снимков анализировались условия схода снега в бассейнах Верхней Оби, Катуни, Верхнего Енисея. По этим рекам были установлены зависимости изменения заснеженности площади бассейна $F_{сн}/F_{общ}$ (%) от суммы накопившихся положительных температур воздуха за период от даты начала таяния до даты получения снимка и от максимальных снегозапасов S_{max}. С помощью этой зависимости можно установить степень заснеженности площади на любой день и по полученным данным прогнозировать сток рек Оби, Катуни, Енисея на оставшийся период половодья [18].

Высота снеговой линии является косвенным показателем стока отдельных месяцев и за весь период снеготаяния. Исходя из этого была установлена зависимость среднего вегетационного расхода Q_{IV-IX} от высоты условной снеговой линии $H_{усл}$ ряда рек Средней Азии [18]. Условная снеговая линия определяется по данным о степени покрытости снегом бассейна с поправкой на предшествующую температуру воздуха:

$$H_{усл} = H_{с.л.} + K_{с.л.}\left(\sum\overline{\theta} - \sum\theta\right), \qquad (8.54)$$

где $H_{с.л.}$ – максимальная высота снеговой линии во второй половине марта по данным ТВ снимков; $\left(\sum\overline{\theta} - \sum\theta\right)$ – сумма положительных температур воздуха на 31 марта в отклонениях от нормы; $K_{с.л.}$ – коэффициент, характеризующий особенности динамики снеговой линии при разных значениях $\left(\sum\overline{\theta} - \sum\theta\right)$.

Средний расход р. Амударьи до г. Керки (F = 309 000 км^2) за вегетационный период Q_{IV-IX} формируется в основном за счет таяния сезонного снежного покрова. Большая часть площади бассейна расположена на высотах выше 3000 м, не освещенных наблюдениями за снежным покровом. В бассейне преобладают зимне-весенние осадки и снегозапасы тем больше, чем выше степень заснеженности бассейна. Для прогноза среднего расхода за вегетационный период р. Амударьи у г. Керки установлена зависимость

$$Q_{IV-IX} = \frac{1275}{v^{0,791}}, \qquad (8.55)$$

где v – скорость убывания заснеженности (%/сут.) с марта по май. Величина v является показателем водности и степени заснеженности бассейна.

8.8. Примеры долгосрочных прогнозов стока горных рек

8.8.1. Прогнозы стока за вегетационный период

На горных реках Средней Азии за вегетационный период принимается время с апреля по сентябрь включительно. Прогноз среднего стока за вегетационный период выпускается в четыре срока: 5 февраля, 5 марта, 5 апреля и 5 мая. В эти же сроки прогнозируется распределение стока по месяцам и уточняются прогнозы на оставшийся период.

Вегетационный сток и его распределение во времени зависят в основном от режима накопления и расходования снегозапасов в бассейне. Для условий Средней Азии накопление осадков за холодный период и сумма положительных температур воздуха за определенный период определяют интенсивность поступления воды за счет таяния снега и ледников. Базисное подземное питание рек характеризует меженный сток, например расходы за январь или февраль. Используется также сток месяца, предшествующего времени выпуска прогноза, в качестве показателя сезонной составляющей подземного стока и одновременно показателя интенсивности начала половодья.

При разработке прогноза среднего вегетационного расхода основным фактором является накопление осадков в бассейне с октября по дату выпуска прогноза. Дополнительно учитывается осеннее

увлажнение бассейна через количество осадков или величины среднего расхода воды в октябре–ноябре; грунтовое питание реки (зимние расходы одной из рек, водность которой наиболее характерна для данного района).

Уравнение для прогноза средневегетационного расхода воды р. Кашкадарьи у Варганза за третий срок (5 апреля) имеет следующий вид:

$$\overline{Q}_{\text{вIV-IX}} = 0{,}59X_{\text{X-III}} + 0{,}34Q_{\text{III}}, \qquad (8.56)$$

где $X_{\text{X-III}}$ – сумма осадков с октября по март; Q_{III} – среднемесячный расход воды за март.

В последующих сроках выпуска прогноза возрастает роль предшествующих гидрометеорологических условий. Так, в бассейне низкорасположенных рек при выпуске прогноза 5 апреля влияние предшествующего расхода воды соизмеримо с учетом накопленных за зиму осадков. В дальнейшем появляется новый предиктор – температура воздуха, определяющая таяние снега в бассейне.

Прогноз среднего расхода воды с мая по сентябрь выпускается на основе информации на конец апреля. Прогностическое уравнение для р. Сурхандарьи у Шурчи имеет вид

$$\overline{Q}_{\text{вV-IX}} = 0{,}71X_{\text{X-IV}} - 0{,}31\theta_{\text{III-IV}} + 0{,}24Q_{\text{IV}}, \qquad (8.57)$$

где $\theta_{\text{III-IV}}$ – средняя температура воздуха за март-апрель, остальные обозначения прежние.

Простейшие корреляционные связи стока за период вегетации устанавливаются с максимальными снегозапасами воды в снежном покрове. При этом могут быть использованы данные о снегозапасах в бассейне либо максимальные за зиму, либо полученные по результатам измерений перед началом вегетационного периода.

Прогноз месячного распределения стока внутри вегетационного периода осуществляется двумя способами. Первый способ основан на установлении прогностических уравнений регрессии для каждого месяца в отдельности. В этом случае часто предикторы для прогноза месячного стока совпадают с предикторами для прогноза среднего стока за вегетационный период. Например, уравнения для прогноза месячного стока р. Карадарьи у пос. Кампыррават имеют вид:

$$Q_{V} = 0{,}53X_{X-III} + 0{,}41Q_{III\,крш};$$

.....

$$Q_{VII} = 0{,}66X_{X-III} + 0{,}203Q_{I\,крш}; \qquad (8.58)$$

.....

$$Q_{IX} = 0{,}66X_{X-III} + 0{,}203Q_{II\,кар} + 0{,}13Q_{I\,яс},$$

где X_{X-III} – средние нормированные осадки за октябрь – март; Q – расходы воды за соответствующие месяцы и названия рек: крш – Куршаб, яс – Яссы, кар – Карадарья.

Основной вклад в уравнение регрессии дает накопление осадков с октября по март. На притоке Карадарьи реке Куршаб значительную долю стока составляет подземная составляющая, ее вклад в сток отдельных месяцев является доминирующим.

Уравнение для прогноза стока за апрель имеет вид

$$Q_{IV} = 0{,}611Q_{I\,крш} + 0{,}33X_{X-III}, \qquad (8.59)$$

обозначения прежние.

Второй способ основан на прогнозе среднемесячных расходов по данным типового распределения стока, которое выражается в долях или процентах от среднего расхода воды за период вегетации. Предварительно анализируется наличие связи между снегозапасами в бассейне и объемом стока за вегетационный период. Практически в этом способе мы имеем прогноз по прогнозу

$$Q_i = k_i\bar{Q}, \qquad (8.60)$$

где Q_i – среднемесячный расход воды; k_i – принятая доля для среднемесячного расхода; $\overline{Q}$ – средний ожидаемый расход за вегетационный период.

Заблаговременность прогноза расхода каждого месяца изменяется от одного месяца для первого месяца вегетационного периода до шести для последнего. По данным [9], связь между Q_i и $\overline{Q}$ в начальный период вегетации (апрель–май) слабая для рек Нарына, Кекемерена, Шахимардана, в дальнейшем (июнь – сентябрь) коэффициент корреляции повышается и составляет для отдельных месяцев 0,67 – 0,88. Для рек Тар, Угам, Ахангаран, Кашкадарья коэффициент

корреляции за этот период между среднемесячным и вегетационным стоком изменяется от 0,80 до 0,97.

На распределение стока в течение периода вегетации оказывает влияние изменение характера снегонакопления с высотой. С целью учета этого фактора месячное распределение стока типизируется в зависимости от распределения снегозапасов с высотой в конкретном году.

8.8.2. Прогнозы квартального стока

Меженный сток IV и I кварталов происходит в основном за счет сработки объемов воды, накопившейся в бассейне. Расходы воды в IV квартале определяются водностью осеннего периода, характеристикой которой может быть средний расход воды за этот, предшествующий четвертому кварталу, период ($\overline{Q}_{\text{пред}}$) той или иной длительности:

$$\overline{Q}_{\text{IV}} = f(\overline{Q}_{\text{пред}}). \qquad (8.61)$$

Прогнозирование стока I квартала является более сложной задачей, поскольку в марте начинается повышение расходов вследствие таяния снега, и учесть заблаговременно это возрастание водности практически невозможно. При прогнозах стока за первый квартал учитывается снегонакопление, сток и температура воздуха за предшествующий период.

Сток горных рек за II квартал определяется в основном условиями снегонакопления. Для рек Средней Азии снеголедникового, снегодождевого типов питания максимум стока приходится на этот квартал. Структура уравнений для этого периода подобна уравнениям для прогноза средневегетационного стока. Так, для прогноза среднего квартального расхода р. Чаткал у с. Чарвак предложено уравнение:

$$\overline{Q}_{\text{IV-VI}} = 0{,}76X_{\text{X-III/дек}} + 0{,}22Q_{\text{III/дек}}, \qquad (8.62)$$

где $X_{\text{X-III/дек}}$ – сумма осадков с 1 октября по 10 марта; $Q_{\text{III/дек}}$ – средний расход за первую декаду марта.

Подобные уравнения используются для прогноза среднего расхода рек Кавказа и Сибири. Для р. Ингури у с. Хаиши уравнение имеет вид:

$$\overline{Q}_{\text{IV-VI}} = 0{,}23S + 1{,}52Q_{\text{III}} + 102\,, \qquad (8.63)$$

где S – запасы воды в снежном покрове к концу зимы по маршрутным снегосъемкам на высотах 1500 – 1600 м; Q_{III} – расход воды за март у с. Хаиши.

Сток рек за III квартал определяется оставшимися запасами воды в снежном покрове, предшествующими расходами воды и температурой воздуха.

Например, для прогноза среднего расхода за третий квартал р. Узунахмат – Устасу получено уравнение

$$\overline{Q}_{\text{VII-IX}} = 0{,}50X_{\text{X-IV}} - 0{,}41\theta_{\text{V-VI/дек}}\,, \qquad (8.64)$$

где $X_{\text{X-IV}}$ – сумма осадков с октября по апрель; $\theta_{\text{V VI}}$ – средняя температура воздуха за период с 1 мая по 10 июня.

Иной тип уравнения установлен для прогноза среднеквартального расхода р. Кёкёмерен – Джумгол:

$$\overline{Q}_{\text{VII IX}} = 0{,}62X_{\text{X-IV}} + 0{,}37Q_{\text{IV}}\,, \qquad (8.65)$$

где Q_{IV} – средний расход за апрель, остальные обозначения прежние.

При прогнозе притока воды в Токтогульское водохранилище за III квартал учитывается лишь сумма осадков с октября по вторую декаду мая.

На реках бассейнов Иртыша, Оби и Енисея установлена тесная связь между стоком смежных кварталов (III–IV, IV–I), что свидетельствует о формировании стока осенне-зимнего периода в основном за счет подземных вод. В инерционных связях, типичных для этого времени года, основным предиктором является показатель водности предшествующего периода – средний расход воды за тот или иной период длительности или данные о запасах воды в русловой сети к началу прогнозного периода.

В бассейнах горных рек со значительной долей дождевой составляющей стока последние косвенно характеризуются индексами циркуляции атмосферы (Г. Я. Вангенгейма, Д. А. Педя и др.).

Прогнозы стока р. Терека у ст. Каргалинской за IV квартал составляют по уравнению:

$$\overline{Q}_{\text{X-XII}} = 0{,}33X_{\text{VIII-IX}} - 1{,}05I_{\text{VII-IX}} + 333\,, \qquad (8.66)$$

где X – среднеарифметическое количество осадков за август – сентябрь по трем станциям, расположенным на высотах 690, 1 320 и 1 740 м; I – индекс циркуляции атмосферы за июль – сентябрь.

8.8.3. Прогнозы месячного стока

Прогнозы среднемесячных расходов горных рек разрабатываются с учетом условий формирования стока отдельно для периодов половодья и межени. Надежность прогнозов в период половодья зависит от соотношения между количеством накопленных за зимний период осадков и осадков весенне-летнего периода. На спаде половодья в начале межени возрастает роль инерционных связей, и уравнения, как правило, учитывают лишь сток предшествующего периода. В период межени существенное влияние на формирование стока может оказывать участие дождевых вод.

На небольших горных бассейнах Средней Азии с повышенным значением ледникового стока трудность учета притока тепла может исключить возможность надежного прогнозирования стока. При прогнозах месячного стока возрастает роль предшествующих расходов воды, температур воздуха.

Прогноз стока первого месяца весенне-летнего сезона (обычно это апрель) основывается на учете снегонакопления и ожидаемого притока тепла к области снеготаяния. В случае ежегодно наблюдающихся значительных снегозапасов основным показателем стока первых месяцев является приток тепла к основной зоне таяния снега. За показатель притока тепла принимается ожидаемая средняя месячная температура воздуха или ее отклонение от нормы. Применяются и косвенные характеристики возможной температуры воздуха. На ряде рек Алтая и Саян в качестве предиктора при прогнозе стока за апрель использовалось число юго-западных вхождений циклонов в марте. Если температура воздуха мало изменяется из года в год в апреле, то сток этого месяца будет целиком определяться количеством осадков, скопившихся в бассейне к началу снеготаяния. В условиях низких гор снежный покров полностью стаивает в апреле, и сток рек этих областей в большей степени зависит от снегозапасов. В бассейнах с большой изменчивостью снегонакопления и притока тепла при прогнозе стока первого месяца необходимо учитывать эти факторы.

Сток горных рек в мае – июне прогнозируется в основном в зависимости от запасов воды в снежном покрове или показателя этого запаса с учетом ожидаемого притока тепла. На ряде бассейнов учитываются оставшиеся запасы воды в снежном покрове к моменту выпуска прогноза.

В течение мая–июня на большинстве горных рек Сибири происходит интенсивное таяние основных запасов сезонного снега. Прогноз стока р. Енисея у Красноярска за май основан на учете показателя снегозапасов к началу формирования майского стока и аномалии средней месячной температуры воздуха в мае. По мере освобождения нижних зон от снега и уменьшении начальных снегозапасов в верхних зонах появляется необходимость в учете оставшихся в бассейне запасов воды в снежном покрове. Косвенно количество стаявшего снега за апрель характеризуется аномалией температуры воздуха в этом месяце.

Уравнение для прогноза стока р. Томи у с. Новокузнецка за май имеет вид:

$$Q_V = 450m - 20(\theta_{IV} - \overline{\theta}_{IV}) - 180, \qquad (8.67)$$

где m – модульный коэффициент осадков за холодный период; θ_{IV} – средняя месячная температура воздуха в апреле; $\overline{\theta}_{IV}$ – средняя многолетняя апрельская температура воздуха.

Показателем убыли снегозапасов может быть отношение стока к температуре воздуха за предшествующий период. Прогноз стока за июнь р. Ахангаран у с. Турк производился по зависимости

$$Q_{VI} = 8{,}75K_{IV-V} - 15, \qquad (8.68)$$

где $K_{IV-V} = \dfrac{Q_{IV-V}}{\theta_{IV-V}}$ – есть отношение среднего расхода воды к средней температуре воздуха за апрель–май.

Подобные зависимости используются и при прогнозах стока за июль, август по высокогорным бассейнам.

Сток рек Северного Кавказа в июне в основном определяется оставшимися запасами воды в снеге к концу мая. Несмотря на возрастание роли жидких осадков в июне, сток рек за этот месяц можно прогнозировать, учитывая осадки лишь до 1 июня.

На ряде рек Средней Азии в июне наблюдается прохождение максимальных расходов воды. Сток в этом месяце зависит от оставшихся снегозапасов и одного из факторов – предшествующего стока, осадков или температуры воздуха.

Прогноз притока воды в Андижанское водохранилище за июнь на р. Карадарье осуществляется по уравнению

$$Q_{VI} = 0{,}29Q_{IV-V} + 0{,}68X_{X\ V} - 15{,}3\theta_{IV-V} + 65, \qquad (8.69)$$

где Q_{IV-V} – средний приток воды в водохранилище за апрель–май; X_{X-V} – средние суммы осадков с октября по май по пяти станциям и постам; θ_{IV-V} – средняя температура воздуха за апрель–май.

Глава 9

ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ СТОКА РЕК И ПРИТОКА ВОДЫ В ВОДОХРАНИЛИЩА В ПЕРИОД МЕЖЕНИ

В годовом цикле изменения водности рек России наблюдаются два маловодных сезона: летне-осенний и зимний в районах с весенним половодьем; осенний и зимний в районах с весенне-летним половодьем. В отдельных районах с большими осенними паводками могут наблюдаться только летний и зимний маловодные сезоны. Указанные маловодные сезоны могут быть смежными, образуя маловодный период продолжительностью до 5 – 7 месяцев. Причина малой водности – резкое снижение поступления воды с водосборной площади реки.

Межень может быть устойчивой или прерывистой. Длительная устойчивая межень отмечается на равнинных и горных реках аридных областей. Неустойчивая межень, нарушаемая дождевыми паводками, характерна для рек зон достаточного и избыточного увлажнения.

Зимняя межень на реках областей континентального климата совпадает обычно с периодом ледостава. Расходы воды от начала замерзания рек постепенно снижаются, достигая минимума перед вскрытием. Исключением являются реки областей с мягким климатом, на которых межень нарушается из-за дождей или таяния снега во время оттепелей.

Долгосрочный прогноз стока за период межени и его распределения во времени необходим при решении вопросов, связанных с хозяйственно-бытовым и промышленным водоснабжением, орошением, работой водного транспорта, горнодобывающей промышленности и др. Большое значение имеют прогнозы притока воды к ГЭС в межень как для станций, на которых отсутствуют значительные стокорегулирующие емкости, так и для станций с водохранилищами многолетнего или сезонного регулирования.

На основе прогнозов меженного стока осуществляется оценка возможного загрязнения речных вод, расчеты их очищения и разбавления.

9.1. Источники питания и режим стока рек в меженный период

Основными источниками питания рек в межень являются подземные воды и жидкие осадки. Количество осадков и их распределение по сезонам зависит от климатических условий местности. Длительная устойчивая летняя, иногда летне-осенняя, межень характерна для рек, бассейны которых расположены в засушливых зонах. На реках степной и полупустынной зоны постепенное снижение расходов наблюдается с конца половодья до окончания осени. Дождевые паводки в этих районах бывают редко, и питание рек происходит за счет истощения остаточных запасов талых и дождевых вод, поступивших в период половодья и за счет запасов подземных вод.

В зонах избыточного и достаточного увлажнения меженный период на реках в течение лета и особенно осенью прерывается дождевыми паводками и имеет из года в год разную продолжительность.

В зимний период большинство рек России питается исключительно за счет подземных вод.

Запасы подземных вод формируются из временных и постоянных водоносных горизонтов, т.е. за счет грунтовых и глубинных вод. Грунтовые воды расположены в пределах зоны интенсивного водообмена. Запасы их определяются наличием и емкостью подземных аккумуляторов влаги. Пополняются они в равнинных бассейнах в основном за счет инфильтрации талых и дождевых вод весной, а в горных бассейнах – в весенне-летний период.

Грунтовые воды подвержены многолетним, сезонным и эпизодическим колебаниям. Многолетние колебания обусловлены различием между количеством осадков и испарением в отдельные годы. Сезонные колебания уровней грунтовых вод соответствуют изменению водности рек. Эпизодические колебания отмечаются в периоды оттепелей и выпадения отдельных, обильных дождей.

Глубинные подземные воды получают питание из основных водоносных горизонтов. Они могут быть безнапорными и напорными. Последние выклиниваются обычно лишь на отдельных участках в виде родников. Запасы глубинных вод практически не подвержены сезонным и эпизодическим колебаниям. Они определяются геологией и гидрогеологией территории, мощностью и степенью заполнения толщи водоносного слоя. Тем самым обеспечивается более или менее стабильный приток воды в течение всего года. Число прорезаемых рекой водоносных горизонтов зависит от дренирующей способности водотока – глубины вреза ее русла.

Немаловажное влияние на условия питания и разгрузку подземных вод оказывают геоморфологические факторы, такие, как характер рельефа, эрозионная расчлененность местности, густота речной сети.

Существенное влияние на режим стока в межень оказывают и такие наземные регуляторы стока, как озера и болота. Они могут не только увеличивать, но и снижать меженный сток рек в зависимости от климатических и гидрогеологических условий территории, наличия бессточных озер типа болот.

Необходимо также учитывать и все возрастающее влияние различных видов хозяйственной деятельности на сток в период межени. Трудность учета количественного изменения речного стока обусловлена отсутствием необходимых данных и наличием большого числа антропогенных факторов, оказывающих влияние на меженный сток.

Начало меженного периода на равнинных реках зависит от размеров и местоположения бассейна, климатических условий, степени заболоченности, озерности. В горных бассейнах период межени определяется высотным расположением бассейна, характером внутригодового распределения осадков. Здесь межень приходится чаще всего на конец лета или на осень, когда прекращается таяние снежников и ледников и уменьшается количество выпадающих осадков. С увеличением высоты местности начало межени все более отодвигается ближе к осеннему сезону. Так, на реках со средней высотой водосборов 2 000 – 2 300 м межень наступает в июле–августе, а в бассейнах со средними высотами от 2 500 до 3 500 м – в сентябре–октябре.

А.М. Владимиров * районировал территорию бывшего СССР по типу меженных периодов и условиям питания рек в этот период. Составлены карты районов со средними сроками начала и конца межени.

Выделены три зоны со следующими характеристиками меженных периодов:

1-я зона – меженный период продолжительный и устойчивый; наблюдается на большей части рек в зимний и летне-осенний сезоны;

2-я зона – меженный период продолжителен и прерывист; наблюдается в оба сезона в областях с повышенным питанием рек в межень за счет поверхностного стока;

---

* *Владимиров А.М.* Сток рек в маловодный период года. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 295 с.

3-я зона – меженный период в течение года в большинстве случаев выражен нечетко вследствие частых дождей или таяния ледников в летне-осенний сезон и оттепелей зимою.

Меженный сток может быть сформирован:

– только подземными водами;

– подземными и частично поверхностными водами, образующимися от таяния снега и выпадения дождей;

– поверхностными водами, образующимися от выпадения дождей при подчиненной роли подземных вод;

– главным образом водами таящих ледников и выпадающих дождей;

– в основном поверхностными (дождевыми) и наледными водами.

Анализ условий питания рек позволяет сделать вывод о том, что основными факторами, определяющими меженный сток, являются климатические условия и гидрогеологическое строение бассейна. Последний из этих факторов является главным для большей части малых рек. Климатические факторы создают общую водность территории, что оказывает решающее влияние на формирование меженного стока средних и больших рек. В бассейнах малых рек в период межени возрастает роль местных азональных факторов.

Наиболее благоприятные условия при разработке долгосрочных прогнозов меженного стока отмечаются в тех бассейнах, где дождевое питание играет относительно малую роль. Это связано с отсутствием надежных прогнозов количества осадков, выпадающих за период заблаговременности прогнозов.

Районирование территории по типу меженных периодов и условиям питания рек в этот период позволяет установить области, где долгосрочное прогнозирование меженного стока возможно и где оно сопряжено с непреодолимыми в настоящее время трудностями.

9.2. Основные составляющие меженного стока равнинных и горных рек

Средний расход воды в створе реки за некоторый период межени T можно представить в виде:

$$Q_т = Q_w + Q_п + Q_д, \tag{9.1}$$

где Q_w – средний расход, сформированный за счет запасов воды в русловой сети; $Q_п$ и $Q_д$ – средние расходы воды, обусловленные

притоком подземных и дождевых вод за период T. Отметим, что в рассмотренном уравнении $T \geq \tau_{max}$, где τ_{max} – максимальное время добегания воды по руслу.

Запас воды в русловой сети бассейна имеет существенное значение для значительных по размеру равнинных рек. На этих реках τ_{max} соизмеримо с периодом времени, на который прогнозируется сток. По данным [40], на Днепре у Киева при $\tau_{max} = 23$ сут. за счет истощения запасов русловых вод формируется 50 – 60 % месячного меженного стока. Запасы воды в русловой сети достаточно точно могут быть определены по гидрометрическим данным.

Подземное питание рек в меженный период осуществляется за счет истощения сезонных запасов грунтовых вод и относительно устойчивого притока глубинных подземных вод. Определить закономерность изменения сезонных запасов грунтовых вод практически невозможно. Приближенно закономерность истощения общей подземной составляющей меженного стока можно установить по данным наблюдений за стоком в годы, когда дождевой сток был незначительным. Для этого используется типовая кривая истощения, с помощью которой можно также выделить дождевой сток.

Начало меженного периода практически совпадает с окончанием притока весенних талых вод. Определить этот момент можно, если располагать сведениями об окончании таяния снега в бассейне и максимальном времени добегания воды от наиболее удаленной части бассейна до рассматриваемого створа реки.

9.3 Прогноз меженного стока на основе учета закономерностей истощения запасов воды в речных бассейнах

Закономерность изменения составляющих стока в период межени схематично представлена на рис. 9.1 [46, 47].

К концу половодья – началу межени практически прекращается поверхностный приток воды в речную сеть, хотя остается еще некоторый ее запас в русловой сети, в озерах и болотах. На рис. 9.1 начало и окончание меженного периода обозначено соответственно через t_0 и t_n. Истощение запаса воды, находящегося в русловой сети, происходит одновременно с уменьшением сезонных запасов грунтовых вод. Значение стока и его продолжительность за счет исто-

щения запаса воды, находящегося в русловой сети, зависит от размера бассейна, его озерности и заболоченности.

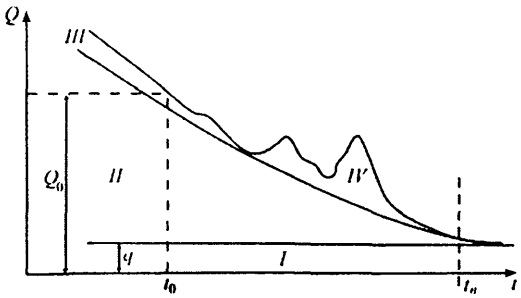


Рис. 9.1. Схематический график составляющих стока в период межени (по Е.Г. Попову):
I глубинные воды; *II* грунтовые;
III поверхностные; *IV* дождевые.

По мере истощения запасов воды, находящихся в русловой сети, и сезонных запасов грунтовых вод отмечается постепенное снижение расходов воды. К концу межени этот расход, обусловленный глубоководным подземным питанием, достигает относительно устойчивого минимального значения q. При практических расчетах глубокое подземное питание принимается постоянным и равным минимальному зимнему расходу. Однако эти минимальные расходы не остаются постоянными, а меняются из года в год. Причины подобных колебаний не совсем ясны. Возможно, это связано с годовыми колебаниями сезонных запасов грунтовых вод или с изменением запасов глубоких подземных вод. Последние, возможно, подвержены многолетним колебаниям. Колебания минимальных расходов воды в конце межени на крупных равнинных бассейнах степной и лесостепной зон связывают с большой вариацией дождевого стока в летне-осенний период. На ряде горных бассейнов прослеживается связь между минимальными расходами конца межени и предшествующим талодождевым стоком.

Е.Г. Попов [47] разработал метод долгосрочного прогноза меженного стока и его распределения во времени. Метод базируется на физико-статистической основе, которая включает:

– генетически аргументированную аналитическую аппроксимацию природной закономерности истощения бассейновых водных запасов как функцию времени;

– эмпирические (статистические) приемы определения параметров этой функции и непосредственных расчетных формул;

– возможность введения поправок, учитывающих влияние на сток переменных метеорологических факторов, за период заблаговременности прогноза, а также некоторую неадекватность принятой математической аппроксимации.

Уменьшение расходов воды в меженный период описывается двухпараметрическим уравнением экспоненциального вида. Это уравнение выводится теоретически, исходя из предпосылки наличия линейной зависимости между запасом воды в речном бассейне и ее расходом в замыкающем створе этого бассейна:

$$Q = \alpha W, \tag{9.2}$$

где Q – расход воды, м^3/с; W – объем (запас) воды в бассейне, м^3; α – константа.

Предполагается также наличие в речном бассейне относительно устойчивого минимального расхода воды q, обусловленного глубоководным подземным питанием. Этот расход зависит от гидрогеологических особенностей и размеров водосбора. Из двух предпосылок следует простое дифференциальное уравнение убыли (истощения) запаса воды в бассейне

$$dW = q\,dt - Q\,dt \tag{9.3}$$

или с учетом соотношения (9.2)

$$\frac{dQ}{\alpha} = qdt - Qdt\,, \tag{9.4}$$

где t – время.

Интегрирование уравнения (9.4) при q – const в пределах от 0 до t приводит к уравнению истощения в виде

$$Q(t) = (Q_0 - q)\,e^{-\alpha t} + q, \tag{9.5}$$

где Q_0 – расход воды в начале межени; α и q – постоянные для данного бассейна параметры; t – время от начального момента t_0.

Из теоретического уравнения (9.5) следует, что между последовательными средними расходами одинаковой продолжительности T (декада, месяц) должна существовать линейная зависимость вида

$$Q_{t+1} = cQ_t + (1 - c)\,q, \tag{9.6}$$

где

$$c = e^{-\alpha t}. \tag{9.7}$$

Из опыта корреляционного анализа известно, что линейные зависимости вида

$$Q_{i+1} = aQ_i + b \tag{9.8}$$

имеют место на многих реках в аридных и тропических зонах с длительным сухим периодом и в горных бассейнах с длительным холодным периодом. Наличие подобных зависимостей свидетельствует о возможности использования уравнения (9.5) в качестве аппроксимационной модели долгосрочного прогноза сезонного меженного стока и его распределения во времени.

Параметры уравнения истощения (9.5) определяются через значения коэффициентов эмпирической линейной зависимости (9.8) по формулам:

$$\alpha = \frac{\ln a}{T} \quad \text{и} \quad q = \frac{b}{1-a}, \tag{9.9}$$

здесь a и b – коэффициенты эмпирической зависимости; T – продолжительность выбранного периода, сут.

Использовав уравнение (9.5), можно, пользуясь единственным аргументом – начальным расходом Q_0, рассчитать расходы воды на любое время вперед, а также определить средние расходы за любой календарный отрезок времени.

В качестве единственного аргумента может служить не только предшествующий средний суточный расход, но и более надежный средний расход за некоторый предшествующий дате выпуска прогноза отрезок времени – декаду или месяц.

Из уравнения (9.5) следует линейность зависимости среднего расхода воды за период любой длительности T от начального расхода Q_0. Для ее установления следует проинтегрировать уравнение (9.5) и разделить этот интеграл на время T:

$$Q_T = \frac{1}{T}\int_0^T \left[(Q_0 - q)e^{-\alpha t} + q\right]dt, \tag{9.10}$$

где все обозначения прежние.

В результате интегрирования получим линейное уравнение

$$Q_T = K_T Q_0 + (1 - K_T)\, q, \tag{9.11}$$

где

$$K_T = \frac{1 - e^{-\alpha T}}{\alpha T}, \tag{9.12}$$

является постоянной величиной при заданных значениях α, q и расчетного интервала времени T.

Уравнение (9.11) используется при долгосрочных прогнозах суммарного стока за меженный период и для установления его распределения по календарным периодам – кварталам и месяцам.

При установлении распределения стока во времени возможны следующие приемы расчета.

Первый прием основан на использовании в качестве аргументов значений соответствующих начальных расходов Q_0, вычисленных по уравнению (9.5). Определив Q_0, средний расход за сезон, квартал и месяц можно найти по уравнению (9.11).

Второй прием заключается в преобразовании уравнения (9.11) к такому виду, когда единым аргументом для всех календарных периодов служит фактический начальный расход воды на дату, предшествующую началу сезона, например на 30 сентября.

В последнем, третьем, расчетном приеме также используется единый аргумент в виде среднего расхода за некоторый период T_0 (декада или месяц), предшествующий дате начала меженного периода.

Расчетное уравнение в этом случае имеет вид:

$$Q_T = BQ_{T_0} + (1 - B)q, \tag{9.13}$$

где

$$B = \frac{K_T}{K_{T_0}} e^{-\alpha t'}, \tag{9.14}$$

здесь Q_{T_0} – начальный средний расход воды; t' – время (сут.) от начальной даты исчисления начального среднего расхода до даты начала соответствующего календарного периода. Если за начальный расход берется средний расход в третьей декаде сентября, то вычисление временного сдвига ведется начиная с 21 сентября. Коэффициенты K_T и K_{T_0} определяются по формуле (9.12).

Разработка метода сопряжена с трудностью учета влияния на сток межени метеорологических условий за период заблаговременности прогноза, предвидеть которые с необходимой точностью пока не представляется возможным. Применение данного метода возможно для бассейнов, в которых вклад осадков в формирование речного стока в меженный период незначителен или мала его изменчивость во времени и в межгодовом плане. В этих условиях

предлагается учесть влияние осадков на сток чисто статистическим путем – введением постоянных добавок, эмпирически устанавливаемых по данным наблюдений за прошлые годы.

Средние значения добавок для каждого календарного периода в большей мере зависят от тесноты эмпирической линейной зависимости $Q_{t+1} = f(Q_t)$. Чем теснее такая зависимость, тем меньше оказываются добавки. На их значении существенно сказывается и некоторая неадекватность допущения о строгой линейности этой зависимости. Постоянные добавки в начале межени, когда еще идет сработка руслового запаса воды, обусловленного выпадением летних и осенних осадков, будут больше, чем в последующий период межени.

Для рек со значительной ролью осадков в формировании меженного стока рассмотренная методика может быть использована с целью установления гарантированных расходов за меженный или межвегетационный периоды.

Описанный метод позволяет регулярно корректировать (уточнять) прогноз на основе использования фактических данных о стоке на определенную дату или за некоторый отрезок времени.

Прогноз месячного стока в период межени осуществляется также по данным о предшествующем расходе воды. Связи вида $Q_{t+1} = f(Q_t)$ устанавливаются для каждого месяца в отдельности. Это позволяет более точно учесть сохранившиеся в речном бассейне запасы воды. Точность прогнозов месячного стока тем выше, чем меньше роль осадков.

На реках лесной зоны при большой изменчивости составляющей дождевого стока из года в год прогнозы меженного месячного стока неэффективны.

При установлении зависимостей для прогноза месячного стока используют средние расходы воды не только предшествующего месяца, но и за несколько дней и даже за один день предшествующего месяца. Средний расход воды за несколько дней (3 – 5) применяется для небольших рек как более устойчивая характеристика запасов воды в бассейне.

Значение русловых и подземных запасов воды в формировании меженного стока заметно повышается с увеличением размеров реки. Это приводит к большей точности прогнозов месячного стока этих рек.

Прогнозы квартального стока, так же как и месячного, основаны на использовании данных о предшествующих расходах воды.

В качестве начального расхода воды принимается средний месячный расход или расход за 5 – 10 сут. предшествующего кварталу месяца. Если изменение расходов воды в межень имеет экспоненциальный характер, то практически средний расход за любой период линейно зависит от начального расхода (при малом влиянии на сток осадков за период заблаговременности прогноза).

Прогнозы месячного и квартального стока составляются также по зависимости вида

$$Q_{t+n} = f(W_t), \tag{9.15}$$

где Q_{t+n} – средний расход воды за период $t + n$; t – дата выпуска прогноза; n – число дней месяца или квартала; W_t – объем воды в русловой сети бассейна на дату выпуска прогноза.

Подобные связи более тесные для рек со значительным временем добегания воды и относительно небольшим вкладом дождевой составляющей в формировании стока.

Месячный и квартальный сток этих рек в основном обусловливается запасами воды в русловой сети к началу выпуска прогноза. Зависимость вида (9.15) обычно линейна и менее тесная для квартального и месячного стока из-за большего вклада изменчивой из года в год дождевой составляющей стока. Учет дождевой составляющей основан на построении зависимости вида:

$$Q_{t+n} = f(W_t, X), \tag{9.16}$$

где X – количество осадков.

Осадки за период заблаговременности прогноза выражаются в отклонениях или долях от нормы. Так, для р. Вятки у Вятских Полян осуществлялся прогноз среднего расхода воды за третий квартал по данным о запасе воды в русловой сети на 30 июня и ожидаемом за третий квартал количестве осадков в долях климатической нормы (0,8; 1,0; 1,2).

Иной способ учета стокообразующих (эффективных) осадков используется при прогнозах месячного стока. Предварительно устанавливается продолжительность стокообразующего периода путем определения времени добегания воды в бассейне реки. Последнее определяется на основе построения совмещенного графика хода осадков и стока. При определении времени добегания (стекания) выбираются паводки, сформированные небольшими по продолжительности осадками. При времени добегания воды в бассейне менее

15 сут. осадки берутся за весь последующий месяц. На крупных реках с продолжительностью добегания воды 30 сут. и более рекомендуется разбить речной бассейн на три части с учетом общего времени добегания – верхнюю, среднюю и нижнюю. Для каждой из выделенных частей устанавливаются относительные размеры площади и время добегания воды до замыкающего створа в декадах.

Слой стокообразующих осадков определяется как сумма осадков, одновременно достигающих замыкающего створа. Для верхней части бассейна осадки учитываются за предшествующий месяц, средней – за две последние декады предшествующего месяца и одну декаду будущего месяца. Поступившие на нижнюю часть бассейна осадки берутся за последнюю декаду предшествующего месяца и две первые декады последующего.

Слой осадков за стокообразующий период вычисляется по выражению:

$$X = X_в f_в + X_с f_с + X_н f_н, \qquad (9.17)$$

где $X_в$, $X_с$, $X_н$ – средний слой осадков, выпавших за месяц в пределах верхней, средней и нижней частей бассейна; $f_в$, $f_с$, $f_н$ – соответствующие доли площади бассейна.

Учет осадков позволяет повысить точность прогнозирования месячного стока в бассейнах со значительной ролью дождевой составляющей стока. Однако количество осадков за период заблаговременности прогноза приходится принимать равным норме.

При установлении зависимостей для прогноза средних и минимальных месячных уровней воды пользуются теми же рекомендациями, что и при прогнозе средних месячных расходов воды. При этом учитывается наличие связи между уровнями и расходами воды. Эмпирические зависимости имеют следующий вид:

$$H_n = f(Q_{n-1}),\ H_n = f(Q_{n-1}, X), \qquad (9.18)$$

здесь H_n – средний уровень воды в прогнозируемом месяце; Q_{n-1} – средний расход воды за предшествующий месяц; X – количество осадков за стокообразующий период.

Минимальный месячный уровень иногда прогнозируется по данным об уровне воды на 20-е или 25-е число предшествующего месяца. Используются также связи между минимальными уровнями воды предшествующего и последующего месяца с учетом количества осадков за эти месяцы.

Глава 10
КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА РЕКАХ, ОЗЕРАХ И ВОДОХРАНИЛИЩАХ

Ледовый режим рек, озер и водохранилищ оказывает существенное влияние на работу водозаборных сооружений, водного транспорта, эксплуатацию гидротехнических сооружений, сроки действия ледовых дорог, дорожное строительство, прокладку нефте- и газопроводов.

Рациональное использование водных ресурсов в зимний период возможно на основе прогноза ледовых явлений.

К основным видам краткосрочных прогнозов ледовых явлений на реках, озерах и водохранилищах относятся:

– прогнозы сроков появления плавучего льда и начала ледостава;

– прогнозы нарастания толщины ледяного покрова; уменьшения толщины и прочности льда;

– прогнозы вскрытия, очищения ото льда озер и водохранилищ;

– прогнозы уровней воды при зажорах, заторах льда.

Краткосрочные прогнозы ледовых явлений обычно имеют заблаговременность не более 5–6 сут., поскольку в настоящее время только на такой период можно получить надежный прогноз метеорологических величин, данные о которых используются при расчете теплообмена водной массы или ледяного покрова с окружающей средой. В последние годы разработаны методы прогноза ряда ледовых явлений со среднесрочной заблаговременностью от 7 до 15 сут.

Процесс замерзания рек характеризуется совокупностью явлений, начиная от момента появления первичных кристаллов льда до формирования ледяного покрова. Начало ледообразования связано с охлаждением водных масс до температуры кристаллизации воды, равной 0 °С. В зависимости от условий перемешивания образование льда происходит или в поверхностном слое, или по всей глубине. При слабом перемешивании на участках с малым уклоном и небольшой скоростью течения (до 0,2 м/с) кристаллы льда игольчатой формы появляются в тонком поверхностном слое переохлажденной воды. На реках со скоростью течения более 0,4 м/с вследствие ин-

тенсивного перемешивания переохлажденной воды отмечается образование кристаллов внутриводного льда округлой формы. Образованию льда на поверхности воды в этом случае препятствует механическое воздействие потока на кристаллизацию. Дальнейшее сплочение и смерзание образовавшихся кристаллов льда в ледяные образования различной формы, размеров, устойчивости зависит от суммарных теплопотерь с водной поверхности и льда в атмосферу ΣS, турбулентной структуры водного потока. По мере возрастания площади, занятой льдом, уменьшается доля теплообмена воды $S_в$ и увеличивается доля теплообмена льда с атмосферой $S_л$. Это приводит к смерзанию ледяных образований, увеличению плотности ρ и прочности льда σ.

Количество льда N, необходимое для образования ледяного покрова, зависит от скорости течения и ветра v, величины суммарных теплопотерь с водной поверхности и льда в атмосферу ΣS, прочности льда σ, т.е.

$$N = f(v, \Sigma S, \sigma). \qquad (10.1)$$

Сумма теплопотерь за период замерзания реки определяет количество льда, необходимое для образования ледяного покрова толщиной $h_л$:

$$N = \sum_{1}^{n} (K_0 S_в) = L \rho_л h_л, \qquad (10.2)$$

где K_0 – коэффициент ослабления теплообмена реки, зависящий от степени покрытости водной поверхности льдом и толщины ледяных образований; L – удельная теплота ледообразования; $\rho_л$ – плотность льда.

Основными факторами, определяющими поверхностное ледообразование, являются теплообмен и перемешивание водной массы, их совместное воздействие выражается уравнением:

$$P_0 = S / \sqrt{\eta m}, \qquad (10.3)$$

где P_0 – интенсивность ледообразования; η – турбулентная теплопроводность; m – параметр, характеризующий период появления первичных кристаллов льда.

В зависимости от интенсивности ледообразования, скорости течения, продолжительности периода замерзания установлено три типа замерзания рек [29].

Первый тип замерзания наблюдается преимущественно на малых реках со скоростью течения менее 0,2 м/с, большими значениями интенсивности ледообразования ($P_0 > 2 \cdot 10^{-4}$ Вт/см^3). Длительность замерзания небольшая (1–2 сут.), начальная толщина льда 1–2 см. Ледяной покров образуется путем роста и смыкания заберегов. Этот тип замерзания отмечается на малых реках Восточно-Европейской равнины, Северного и Центрального Казахстана, Сибири, Якутии, Забайкалья, Амурского бассейна, Сахалина, Камчатки, левобережья Нижней Волги.

Для второго типа замерзания характерно ледообразование в слое перемешивания 20 – 30 см при интенсивности ледообразования в пределах $(1–2) \cdot 10^{-4}$ Вт/см^3 и скоростях течения до 0,4 м/с. В период замерзания, который длится от 3 до 10 сут., наблюдается образование заберегов, затем обычно через 2–3 дня начинается ледоход. При резких похолоданиях одновременно появляются забереги и начинается ледоход. Подобный тип замерзания распространен на средних и больших реках равнинной территории европейской и азиатской частей России.

Формирование ледяного покрова по длине реки происходит путем образования отдельных перемычек в местах понижения скорости течения, благоприятных для остановки льда. В годы повышенной водности имеет место интенсивное шугообразование и замерзание рек по третьему типу.

Третий тип замерзания характерен для рек (или участков рек) со скоростями течения более 0,4 м/с. Одновременно с образованием заберегов появляется шуга. Ледяной покров формируется из смерзшейся в поверхностном слое шуги, поступающей с верхних участков, или путем образования ледовых перемычек с дальнейшим замерзанием водной поверхности между ними. Значение P_0 менее $1 \cdot 10^{-4}$ Вт/см^3, продолжительность замерзания 10 – 20 сут. и более. На участках с повышенными уклонами водной поверхности образуются зажоры льда.

К этому типу относятся реки Кавказа, Прибайкалья, Забайкалья, Камчатки, Сахалина, Алтая, Кольского полуострова и западных районов России.

Кроме рассмотренных типов замерзания рек, на территории России имеют место и иные условия формирования ледяного покрова.

10.1. Прогноз сроков появления плавучего льда

Появление льда на поверхности воды связано с ее охлаждением до 0 °С. Это условие выполняется при полном расходе тепла в слое перемешивания в результате теплопотерь с водной поверхности в атмосферу.

Рассматривая условие начала ледообразования на поверхности воды, Л.Г. Шуляковский [62] использует уравнение теплового баланса в виде

$$A + B = 0, \tag{10.4}$$

где A – поток тепла из водной массы к поверхности раздела вода–воздух, определяемый по выражению:

$$A = a\,(t - t_{\text{пв}}), \tag{10.5}$$

здесь a – коэффициент теплоотдачи, характеризующий интенсивность подачи тепла из водной массы к поверхности раздела; t – средняя в сечении потока температура воды; $t_{\text{пв}}$ – температура поверхности воды; B – результирующая теплообмена на водной поверхности за счет солнечной радиации q_s, эффективного излучения $I_э$, турбулентного теплообмена с воздухом P, теплообмена вследствие испарения или конденсации LE, прихода–расхода тепла, связанного с выпадением осадков на водную поверхность m.

Таким образом,

$$B = q_s + I_э + P + LE + m. \tag{10.6}$$

Запишем уравнение (10.4), подставив вместо A его значение из (10.5):

$$a\,(t - t_{\text{пв}}) + B = 0. \tag{10.7}$$

Появление льда на водной поверхности отмечается в момент n, когда температура водной поверхности понизится до точки замерзания ($t_{\text{пв}} = 0$ °С), а теплоотдача водной поверхности превысит приток тепла к ней из водной массы. Для этого момента уравнение (10.7) получит вид

$$a_n\, t_n \le -B_n \quad \text{или} \quad t_n \le -B_n / a_n, \tag{10.8}$$

т.е. появление льда имеет место, когда средняя в сечении или по глубине температура воды меньше или равна $-B_n / a_n$.

Методика определения параметров уравнения (10.8) детально изложена в Руководстве по гидрологическим прогнозам [53].

Исходными данными для расчета начала ледообразования на реках являются: средние суточные значения температуры воды, воздуха, скорости ветра; средние значения глубины и скорости течения на рассматриваемом участке реки.

При прогнозе времени появления плавучего льда используются ожидаемые значения температуры воздуха на 5 сут. Скорость ветра на период заблаговременности прогноза принимается средняя многолетняя, а средняя скорость течения и глубина берутся по данным наблюдений на дату выпуска прогноза.

Прогноз начала ледообразования на озерах и водохранилищах производится также с использованием неравенства (10.8). При отсутствии течения и слабом ветре установленная по прогнозу дата начала ледообразования в основной части водоема принимается за начало ледостава. При скорости течения более 0,05 м/с дата ледостава отличается от даты появления плавучего льда. В этом случае прогноз начала ледостава осуществляется по иной методике [53].

Прогноз появления плавучего льда можно осуществить на основе использования физико-статистических или эмпирических зависимостей [21, 62]. Впервые они были установлены Л. Г. Шуляковским в 1947 г. Время начала ледообразования предлагалось устанавливать в зависимости от суммарной теплоотдачи с водной поверхности, необходимой для появления льда. Потери тепла с водной поверхности в период ледообразования определяются в основном турбулентным обменом с воздухом, испарением и эффективным излучением.

Все эти составляющие теплообмена в основном определяются разностью температур воды и воздуха и скоростью ветра. Расчеты основных составляющих теплового баланса поверхности воды в период образования плавучего льда [Вт/(м^2·сут.)] составили: $P = -77{,}5$; $LE = -67{,}8$; $I_s = -24{,}2$; $q_s = 17{,}4$.

Учтя близость абсолютных значений потерь тепла на эффективное излучение и притока тепла за счет радиации, было принято, что турбулентный теплообмен и потери тепла на испарение в основном определяют начало появления плавучего льда. Отметим, что разность температур воды и воздуха без учета скорости ветра лишь приближенно определяет теплоотдачу конвекцией и испарением.

Л.Г. Шуляковским было установлено, что коэффициент корреляции между суточным теплообменом через водную поверхность за период от перехода температуры через 0 °С до появления плавучего льда и средней температурой воздуха за этот период равен 0,78. При учете начальной температуры воды коэффициент корреляции возрастает до 0,84.

Последующие определения средних многолетних значений составляющих теплового баланса водной поверхности в период замерзания рек европейской и азиатской частей России подтвердили правильность выводов 1947 г. Шуляковского. На реках, находящихся в различных физико-географических районах, потери тепла за счет турбулентного теплообмена в среднем составили около 50 %, а потери тепла на испарение 20 – 25 % от общих теплопотерь с водной поверхности.

При большой скорости ветра и низкой отрицательной температуре воздуха турбулентному теплообмену принадлежит основная роль в процессе охлаждения воды и ледообразования (Печора, Сырдарья, Иртыш, Томь, Обь, Анадырь, Вуокса и др.). Остальные составляющие теплового баланса оказывают значительно меньшее влияние на процессы охлаждения и ледообразования.

В основу прогноза появления льда Шуляковский положил зависимость между теплозапасами потока в момент выпуска прогноза и суммарной теплоотдачей, необходимой для появления плавучего льда. Дата выпуска прогноза относилась к моменту (дате) устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха от положительных значений к отрицательным (T_0). Характеристикой начальных теплозапасов является температура воды t_0 в день (или накануне) даты выпуска прогноза. Суммарная теплоотдача приближенно характеризуется суммой отрицательных средних суточных температур воздуха за период от даты выпуска прогноза до момента появления плавучего льда $\sum\theta_-$. Зависимость имеет вид

$$\sum\theta_- = f(t_0). \qquad (10.9)$$

По краткосрочному прогнозу температуры воздуха определяют дату, к которой накопится необходимая для появления льда величина $\sum\theta_-$, соответствующая данному значению температуры воды. При использовании зависимости (10.9) в сумму отрицательных температур воздуха включают и температуру в день появления

льда. Это может привести к завышению величины $\sum\theta_-$. Лед появился бы и при меньшей сумме температур. Для устранения завышения величины $\sum\theta_-$ на графике связи (10.9) проводится огибающая линия и зависимость получает следующий вид:

$$\left(\sum\theta_-\right)_{\min} = f(t_0). \qquad (10.10)$$

Уточнение положения огибающей на графике производится путем нанесения отдельно обозначенных точек для случаев, когда в периоды с отрицательными температурами воздуха плавучий лед наблюдался или отсутствовал.

Учитывая приближенность связи (10.10), с целью корректировки прогноза применяют следующий прием. Определяют разницу в сутках между фактической и спрогнозированной датой появления льда (a = 0, 1, 2, ... сут.). Среднее значение a используется при уточнении прогноза. К дате появления плавучего льда, установленной с помощью зависимости (10.10), прибавляется среднее значение величины a.

Температура воды t_0 обычно принимается по данным наблюдений в пункте, для которого составляется прогноз. Исключением являются крупные реки Сибири, для которых температура воды принимается по данным измерений в верхнем створе участка реки с учетом времени добегания до пункта, для которого составляется прогноз.

При анализе прогностических зависимостей вида (10.10) для 11 рек бассейна Днепра, Дона с площадями бассейнов от 6 390 до 500 290 км^2 была установлена возможность использования одной общей зависимости. Этим самым выявлена возможность территориального предсказания времени появления льда.

С увеличением водности рек, при прочих равных условиях, возрастает теплозапас водной массы и, следовательно, для появления льда необходима большая сумма отрицательных температур воздуха для охлаждения воды. В этом случае для прогноза появления льда используется зависимость

$$\left(\sum\theta_-\right)_{\min} = f\left[t_0, h\right], \qquad (10.11)$$

где h – средняя глубина реки или уровень воды H на участке в день появления льда.

Значение h учитывает изменение не только водности, но и условий охлаждения воды. Это относится к случаю, когда вода выходит на пойму и резко возрастает площадь теплоотдачи. Охлаждение водной массы при этом происходит быстрее, и для появления льда требуется значительно меньшая сумма отрицательных температур воздуха.

По данным Гидрометцентра России, оправдываемость краткосрочных прогнозов появления плавучего льда за период с 1965 по 1985 г. составила 94 %. Необходимо отметить, что при оценке оправдываемости прогнозов использовались фактические значения температуры воздуха. Применение прогноза температур воздуха на срок до 5 сут. снижает на 8 – 10 % оправдываемость прогноза дат появления льда. Анализ показал, что ошибки прогнозирования связаны с трудно предсказуемыми внезапными потеплениями, а также с установлением даты устойчивого перехода температуры воздуха к отрицательным значениям.

10.2. Прогноз густоты шугохода, ледохода

Для равнинных и полугорных рек среднего и крупного размера, расположенных между 55 и 65° с. ш., в ГГИ разработана методика расчета и прогноза расходов шуги и льда в период замерзания рек. На этих реках при средней скорости течения от 0,40 до 1,80 м/с и времени пробега на ледообразующем участке от 2 – 3 ч до 4 – 5,5 сут. формирование стока шуги и льда происходит следующим образом [29]. Образовавшиеся в переохлажденной воде кристаллы внутриводного льда под воздействием турбулентности потока, сталкиваясь друг с другом, слипаясь, постепенно увеличиваются в размерах, образуя комья. Всплывшие на поверхность комья внутриводного льда вместе с всплывшим донным льдом называют шугой. При перемещении вниз по течению эти комья образуют крупные скопления в виде шуговых ковров, венков – шуговых льдин. Происходит возрастание покрытости поверхности реки шуговыми образованиями. В процессе развития и перемещения этих образований отмечается нарастание ледяной корки с нижней поверхности при промерзании шуги и с верхней – за счет замерзания воды в пониженных частях шугового ковра, венка. За время добегания не менее чем в 2–3 сут. шуговые образования постепенно превращаются в массивные льдины. Перед установлением ледостава почти 90 % площади вод-

ной поверхности занято плывущими льдинами. При меньшем времени добегания на ледообразующем участке лишь небольшая часть водной поверхности приходится на долю шуговых образований.

Замерзание рек рассматриваемого района в большинстве случаев происходит за счет перемещения кромки льда вверх по течению. При очень сильных морозах всплывшие образования представляют собой кристаллический лед. Ледоход быстро сменяется ледоставом в виде ледяных перемычек, появляющихся во многих местах почти одновременно.

Расход шуги и льда в случае их равномерной покрытости по ширине реки определяется по формуле:

$$Q_л = b_з \, v_л \, \eta \, h_л, \qquad (10.12)$$

где $Q_л$ – расход ледового материала; $b_з$ – ширина реки между забережами; $v_л$ – средняя скорость движения льда и шуги; η – коэффициент покрытости водной поверхности льдом; $h_л$ – средняя толщина ледовых образований.

Средняя ширина реки между забережами на ледообразующем участке вычисляется по выражению:

$$b_з = b_0 \, (0{,}42 \; v_{ср}^{0{,}20} + 0{,}50), \qquad (10.13)$$

где b_0 – средняя ширина реки при открытом русле; $v_{ср}$ – средняя скорость течения.

Скорость движения шуги и льда при коэффициенте покрытости $\eta < 0{,}80$ принимается равной средней поверхностной скорости течения. Последняя составляет $1{,}06 \, v_{ср}$, отсюда $v_л = 1{,}06 \, v_{ср}$.

Процесс ледообразования тесно связан с потерями тепла с водной поверхности. Расчет (прогноз) суточных теплопотерь рекомендуется выполнять упрощенным способом по локальным связям вида:

$$S = f(\theta), \qquad (10.14)$$

где S – суточные теплопотери с водной поверхности; θ – средняя суточная температура воздуха.

По мере продвижения вниз по течению наблюдается увеличение коэффициента покрытости и средней толщины ледовых образований. Расчет произведения $(\eta h_л)$ рекомендуется осуществлять по номограмме в зависимости от теплопотерь и времени пробега льда от створа начала ледообразования, т.е. $(\eta h_л) = f(S, \tau)$ [53].

Расчет расхода ледового материала – осеннего шугохода может быть выполнен за каждый день, используя формулу (10.12). Сток ледового материала за сутки вычисляется как произведение расхода шуги и льда на число секунд в сутках. При прогнозе расхода шуги и льда для определения теплопотерь метеорологические данные заимствуются из прогноза погоды.

При разработке способа расчета и прогноза густоты ледохода использовались данные наблюдений в период осеннего ледохода на р. Волге и ее притоках Оке и Каме. На этих больших реках ледоход обычно начинается через 1–2 сут. после появления сала и шуги. Размер льдин и их толщина зависят от гидравлических условий потока и длины пути, который они прошли до поступления на данный участок, а также от метеорологических условий. С момента появления плавучего льда и сохранения в последующем отрицательных температур воздуха происходит постепенное увеличение толщины льда и размеров льдин вследствие смерзания отдельных льдин и шуговых образований. При больших скоростях течения отмечается разрушающее воздействие потока на шуговые скопления под льдинами, препятствующее увеличению толщины льда и размеров льдин. На интенсивность ледообразования существенное влияние оказывает теплообмен с окружающей атмосферой. В качестве характеристик интенсивности ледообразования принималась минимальная сумма отрицательных температур воздуха $\left(\sum \theta_-\right)_{\min}$ от даты появления плавучего льда до даты начала редкого, среднего и сплошного ледохода.

Зависимость имеет вид

$$\left(\sum \theta_-\right)_{\min} = f\left(v_{\text{ср}}\right), \qquad (10.15)$$

здесь $v_{\text{ср}}$ – средняя скорость течения в день появления плавучего льда.

Вместо средней скорости течения используют значения уровня воды, учитывая наличие связи $v_{\text{ср}} = f(H)$.

10.3. Прогноз начала ледостава на реках

Как уже отмечалось, только на малых реках с площадью бассейна менее 200 км^2 ледостав образуется путем роста и смыкания заберегов.

На большинстве рек образование ледостава начинается с появлением отдельных ледяных перемычек вследствие остановки и смерзания поступающих льдин. Перемычки образуются на участках

с небольшой скоростью течения в местах разветвления русла на рукава у крутых поворотов русла. Остановкам льдин способствует наличие широких заберегов. За начало ледостава на участке реки принимается дата образования первых ледоставных перемычек.

Образование ледостава определяется двумя условиями: наличием достаточной ширины заберегов и количества плавучего льда, для чего необходима определенная теплоотдача.

Температура воздуха к моменту выполнения первого условия должна быть не выше критической $\theta_{кр}$.

В качестве характеристики теплоотдачи потока принимается сумма среднесуточных отрицательных температур воздуха от момента (дня) появления плавучего льда до начала ледостава ($\sum\theta_-$).

Л.Г. Шуляковский [53] для равнинных рек установил связь между указанными характеристиками, определяющими условия начала ледостава. Он предложил формулу, позволяющую определить время наступления критической температуры воздуха, необходимой для образования ледоставной перемычки:

$$\theta_{кр} = -6{,}5v^2(b/|\sum\theta_-|)^{0,8}, \qquad (10.16)$$

где v – средняя скорость течения в рассматриваемом створе, м/с; b – ширина реки в том же створе, м; $|\sum\theta_-|$ – абсолютное значение суммы средних суточных отрицательных температур воздуха от даты появления плавучего льда до дня, для которого определяется $\theta_{кр}$.

На участке реки, где ледоставная перемычка образуется ежегодно, поперечное сечение устанавливается в месте выполнения наименьшего значения произведения $v^2b^{0,8}$ при данном расходе воды. При отсутствии сведений о местоположении перемычек предполагаемые места их образования определяются расчетом для ряда сечений и установления наименьшего значения функции $v^2b^{0,8}$.

Прогноз времени начала ледостава осуществляется следующим образом. По данным наблюдений или расчетом по формуле (10.8) устанавливастся дата появления плавучего льда. На эту дату определяется ширина реки и средняя скорость течения в наиболее узком месте участка. Используя прогноз температуры воздуха, определяют $\sum\theta_-$ со дня появления плавучего льда. Затем по формуле (10.16) вычисляют $\theta_{кр}$. Если температура воздуха данного дня по

прогнозу выше критической, то расчет повторяется для следующего дня, пока значение температуры воздуха не будет равным или ниже $\theta_{кр}$. В этот день ожидается образование ледоставной перемычки.

Прогноз даты начала ледостава на однородном в морфометрическом и гидравлическом отношении участке реки при отсутствии на нем крупных притоков можно осуществить с помощью физико-статистических зависимостей:

$$(\sum\theta_{-})_{min} = f(H_{пр}); \qquad (10.17)$$

и

$$\theta_{кр} = f(H_{пр}), \qquad (10.18)$$

где $(\sum\theta_{-})_{min}$ – минимальная сумма средних суточных отрицательных температур воздуха за период от даты появления плавучего льда до даты образования ледовой перемычки; $H_{пр}$ – предледоставный уровень воды.

Построение зависимости (10.18) выполняется следующим образом. По графику (рис. 10.1) определяется $(\sum\theta)_{min}$ и устанавливается дата накопления этой суммы для каждого года. На эту дату выписываются значения температуры воздуха.

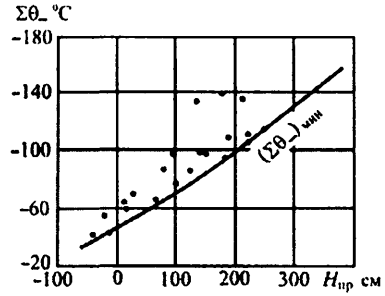


Рис. 10.1. Зависимость суммы средних суточных отрицательных значений температуры воздуха $\sum\theta_{-}$ за период от появления льда до начала ледостава от уровня воды $H_{пр}$ в день, предшествующий началу ледостава.

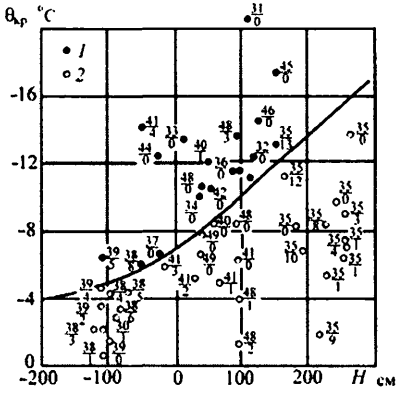


Рис. 10.2. Зависимость критической температуры воздуха $\theta_{кр}$ от уровня воды H:
1 – температура ниже критической;
2 – температура выше критической.
У точек в числителе – год, в знаменателе – порядковый номер дня, начиная со дня накопления необходимой температуры воздуха.

На графике связи (рис. 10.2) точки, относящиеся к дням, когда ледостава не было, наносят одним условным обозначением, а точки, соответствующие дню наступления ледостава, отмечаются другим знаком, после этого проводят линию связи, разделяющую эти два поля точек.

Ниже этой линии располагаются точки с температурами, не достигающими критических значений, и отсутствием ледостава, выше – точки, соответствующие установлению ледостава с температурами ниже критической для данного уровня воды.

10.4. Прогноз времени установления ледостава на участке перемещения кромки льда; прогноз максимальных зажорных уровней воды

Формирование ледяного покрова на реках второго и третьего типов замерзания происходит путем образования ледяных перемычек на участках с ограниченной ледопропускной способностью. Устойчивая перемычка наблюдается при плотности льда $\rho_л \geq 0{,}85$ г/см^3 и его прочности $\sigma_л \geq 3{,}7$ кг/см^2. Расстояния между перемычками зависят от гидравлических и морфометрических особенностей русла.

Скорость перемещения кромки ледяного покрова вверх по реке зависит от расхода льда, поступающего к кромке, уклона водной поверхности на участке, интенсивности теплоотдачи в период замерзания реки и расстояния между перемычками.

По данным натурных наблюдений на Ангаре, Волге, Неве установлена зависимость скорости передвижения кромки ледяного покрова от уклона водной поверхности. На участках с уклонами менее 0,01 ‰ кромка перемещается со скоростью 20 км/сут. По мере увеличения уклона скорость перемещения кромки льда уменьшается и при уклонах более 0,1 ‰. перемещение кромки прекращается. Дальнейшее перемещение кромки льда наступает при снижении скорости течения вследствие скоплений шуги и образования подпора.

Средняя скорость перемещения кромки ледяного покрова $v_{кр}$ на реках в нижних бьефах водохранилищ определяется интенсивностью теплоотдачи на участке ледообразования $(B + q)$, длиной этого участка l и средней скоростью течения на участке движения кромки v.

Аналитическое выражение для расчета $v_{кр}$ имеет следующий вид:

$$v_{кр} = -0{,}00163 \cdot 10^{-3} (B + q) [0{,}14\, l^2/v^4 - 1], \qquad (10.19)$$

где B – результирующая тепловых потоков на поверхности реки, частично покрытой льдом; q – удельный русловой теплоприход.

Интенсивность теплоотдачи может быть приближенно выражена в зависимости от температуры воздуха. Расчет скорости наступления кромки льда по формуле (10.19) для 110 случаев, не использованных при установлении аналитической зависимости, показал, что ошибка расчета в пределах 40 % имела место в 94 случаях (85,5 %).

Замерзание Амударьи происходит путем передвижения кромки льда вверх по течению за счет всплывшей шуги. Скорость перемещения кромки $v_н$ определяется по формуле

$$v_н = v_п K_у \eta / (1 - K\eta), \qquad (10.20)$$

где $v_п$ – поверхностная скорость течения; η – густота щугохода; $K_у$ – коэффициент упаковки, равный отношению приращения площади ледяного покрова к площади сформировавшей его шуги, т.е. $K_у = dS_л/dS_ш$.

Произведение $K_у\eta$ рекомендуется устанавливать в зависимости от температуры воздуха. Оправдываемость прогнозов перемещения кромки льда на Амударье по выражению (10.20) с заблаговременностью от 1 до 3 сут. составила 74 %.

В период формирования ледяного покрова на участках шугоносных рек с уклонами более 0,05 ‰ в местах стеснения русла образуются зажоры. В нижних бьефах ГЭС зажоры формируются на участках рек с наличием постоянно действующей полыньи при высокой скорости течения.

Мощность зажора увеличивается при возрастании уклона и скорости течения. Зажоры вызывают резкие, значительные подъемы уровней воды не только вследствие заполнения живого сечения льдом и шугой, но и из-за дополнительного сопротивления движению воды за счет повышенной шероховатости подледных скоплений. С увеличением расхода шуги в период формирования зажора возрастает скорость перемещения кромки льда. По данным наблюдений на реках Амударье, Волге, Ангаре средняя скорость перемещения кромки льда на зажорных участках изменялась от 0,1 до 5 км/сут. Расходы шуги при этом в среднем составляли от 50 до 200 м^3/с, достигая максимального значения в 1000 м^3/с. Толщина

зажорных скоплений на средних и больших реках изменялась от 2 до 15 м, а длина – от 3 до 25 км. Объем шуги в зажорах составлял от 10 до 80 млн м^3. Максимальные зажорные подъемы уровня на Енисее и Ангаре достигали 6–7 м.

На реках Севера зажорные скопления иногда сохраняются всю зиму, становясь в период вскрытия рек очагами заторообразования.

Оценка максимального зажорного уровня $H_{зж}$ производится на основе связи между гидравлическими характеристиками открытого русла и при наличии скоплений шуги. Зажорный уровень $H_{зж}$ представляют в виде функции от глубины у верхней кромки скоплений льда $h_{зж}$, т.е.

$$H_{зж} = f(h_{зж}). \tag{10.21}$$

Выражаем глубину $h_{зж}$ через среднюю глубину открытого русла h и коэффициент зажорности $A_{зж}$, запишем

$$h_{зж} = A_{зж} h. \tag{10.22}$$

Значение коэффициента зажорности установлено на основе связи между глубиной открытого русла и глубиной у кромки зажора при одном и том же расходе воды. Величина $A_{зж}$ зависит от уклона водной поверхности. При изменении уклона водной поверхности от 0,05 до 0,50 значение коэффициента зажорности изменяется соответственно от 1,40 до 2,77. Соотношение (10.22) можно использовать при прогнозе максимального зажорного уровня.

При отсутствии гидрометрических наблюдений на участке глубину у верхней кромки зажора можно рассчитывать по данным о средней глубине потока h и уклона водной поверхности на зажорном участке I:

$$h_{зж} = K I^{0,3} h, \tag{10.23}$$

где $K = 27,1 \pm 2,7$ для равнинных рек.

При наличии кривой расходов воды, кривой глубин для открытого русла и сведений об уклоне воды на участке реки прогноз максимального зажорного уровня осуществляется следующим способом. По значению ожидаемого максимального расхода во время зажора определяется уровень воды и соответствующая ему средняя глубина при открытом русле. Затем по (10.22) вычисляется глубина у верхней кромки зажора и по зависимости (10.21) максимальный зажорный уровень воды.

Прогноз наибольшего зажорного уровня воды на Западной Двине у г. Екабпилс (зона выклинивания подпора уровня водохранилища Плявиняской ГЭС) осуществляется по зависимости (рис. 10.3)

$$H_{зж} = f(Q_{пл}, T_{лдх}), \qquad (10.24)$$

где $Q_{пл}$ – расход воды в первый день ледовых явлений у г. Екабпилс; $T_{лдх}$ – длительность ледохода, определяемая по выражению

$$T_{лдх} = \frac{L}{v_{кр}} + П, \qquad (10.25)$$

здесь L – расстояние между постами Плявиняс и Екабпилс; $v_{кр}$ – скорость перемещения кромки льда, равная 1,9 км/сут.; П – период между датами начала ледостава у г. Плявиняс и начала ледохода у г. Екабпилс [11].

Расход $Q_{пл}$ определяется по кривой $Q = f(H)$ через уровень воды в первый день ледохода (шугохода) у г. Екабпилс.

На р. Северной Двине у дер. Звоз прогноз максимального зажорного уровня выпускался по зависимости вида:

$$H_{зж} = 0{,}226\,(Q_{кр}\,T)^{0{,}7} + 100, \qquad (10.26)$$

где $Q_{кр}$ – расход воды у перемещающейся вверх по течению кромки ледяного покрова; T – длительность шугохода.

Зависимость косвенно учитывает интенсивность теплообмена с атмосферой через величину T. Прогноз $H_{зж}$ составляет в день начала ледовых явлений. В этот день по измеренному уровню воды определяется расход воды Q_0, по которому предвычисляется $Q_{кр}$ по формуле:

$$Q_{кр} = Q_0 \exp(-K'\,T), \qquad (10.27)$$

где K' – коэффициент, зависящий от ожидаемой средней месячной температуры воздуха в период образования зажора.

Значение T определяется по выражению

$$T = D + L/v_{кр}, \qquad (10.28)$$

где D – период между датами начала ледостава в нижнем створе у кромки и начала ледостава в верхнем створе; L – расстояние от верхнего створа до кромки ледяного покрова на день составления прогноза; $v_{кр}$ – скорость перемещения кромки вверх по течению, определяемая в зависимости от ожидаемой температуры воздуха и поверхностной скорости течения.

10.5. Расчет и прогноз толщины ледяного покрова

Расчет и прогноз толщины ледяного покрова рек, озер и водохранилищ имеет большое значение при решении вопросов, связанных с работой ледовых переправ, дорог, выполнении строительных работ со льда, прокладке трубопроводов и др. Для увеличения длительности периода навигации на водохранилищах большое значение приобретают прогнозы нарастания льда в начале ледостава и потери его прочности весной.

Изменение толщины ледяного покрова определяется теплообменом через верхнюю и нижнюю поверхность льда. Нарастание толщины льда происходит с его нижней поверхности за счет превращения в лед охлажденной воды в условиях, когда приток тепла к его нижней поверхности меньше суммарных потерь тепла с поверхности льда (снега). Таким образом, образуется кристаллический лед. Приток тепла от воды к нижней поверхности льда происходит за счет грунтовых вод, прогрева воды под воздействием проникающей через лед солнечной радиации, от ложа реки и вследствие перехода механической энергии потока в тепловую. Солнечная радиация проникает через ледяной покров лишь в начальный период ледостава при отсутствии снега на льду. Однако тепло от проникающей в воду солнечной радиации незначительно из-за высокого альбедо в этот период. Грунтовые воды и сбросы отработанных промышленных, коммунальных стоков могут выносить небольшое количество тепла, что иногда приводит к образованию полыньи и снижению интенсивности нарастания толщины льда. Приток тепла от дна водоема уменьшает нарастание льда за зиму на водохранилищах на 5 - 8 см, на реках до 10 см.

Тепло диссипации энергии потока почти не влияет на изменение толщины льда равнинных рек.

Основными составляющими теплообмена на верхней поверхности снежно-ледяного покрова являются: конвективный теплообмен, теплоотдача испарением, излучением и приход тепла солнечной радиации.

Роль отдельных составляющих теплового баланса ледяного покрова во время ледостава меняется. В начальный период ледостава нарастание толщины льда при наибольшей разности температур воздуха и поверхности льда в основном (на 60 %) определяется турбулентным теплообменом. По мере увеличения толщины льда и

уменьшении разности температур нарастание толщины льда на 70 % происходит вследствие теплопотерь за счет излучения. При выпадении снега на лед теплообмен снежно-ледяного покрова с атмосферой замедляется и интенсивность нарастания льда уменьшается.

Наибольшая интенсивность нарастания толщины льда наблюдается в первый месяц ледостава и составляет в среднем 1–2 см/сут. В последующие месяцы рост толщины льда постепенно замедляется и к концу зимы он обычно не превышает 0,1 см/сут.

Процесс нарастания толщины льда в начальный период ледостава зависит от условий замерзания реки. Для рек первого и второго типа замерзания после образования корки льда или смерзания остановившихся льдин нарастание толщины льда путем кристаллизации воды на нижней поверхности льда определяется тепловым балансом нижней поверхности ледяного покрова. При третьем типе замерзания рек ледяной покров образуется за счет промерзания шуги (шуговой лед) с последующим нарастанием льда снизу вследствие кристаллизации воды. Интенсивность нарастания толщины льда зависит не только от теплопотерь с поверхности льда, но и от толщины и плотности шуги.

Кроме кристаллического льда, на реках, озерах и водохранилищах при определенных условиях образуется снежный лед. Образование снежного льда на поверхности кристаллического льда может быть обусловлено зимними оттепелями, выпадением жидких осадков или мокрого снега. В периоды оттепелей происходит снижение высоты снега за счет его таяния и оседания. Часть талой воды удерживается снежным покровом, а избыток ее скапливается у ледяного покрова, образуя здесь слой снежной «каши». После оттепели находящаяся в снеге вода замерзает, образуя снежный лед.

Нарастание ледяного покрова с нижней поверхности увеличивается из-за снижения теплоизолирующей способности снега после оттепели. Поэтому наибольшая толщина льда на водоемах отмечается в зимы с сильными морозами и частыми оттепелями.

Снежный лед может образовываться при погружении ледяного покрова в воду под тяжестью снежной массы и насыщении нижних слоев снега водой.

Интенсивность нарастания толщины ледяного покрова зависит от разности потоков тепла, уходящего сквозь лед в атмосферу и приходящего снизу из воды:

$$dh_л / d\tau = S - S'. \qquad (10.29)$$

где $dh_л/d\tau$ – интенсивность нарастания толщины ледяного покрова; S – теплоотдача с верхней поверхности льда в результате турбулентного обмена, испарения и излучения; S' – теплоприход к нижней поверхности льда от дна и от грунтовых вод за счет тепла солнечной радиации, а также за счет перехода механической энергии потока в тепловую.

При выпадении снега на лед теплообмен снежно-ледяного покрова с атмосферой снижается и уменьшается интенсивность нарастания толщины льда. Наличие слоя снега на льду толщиной более 10 см препятствует поступлению тепла солнечной радиации в воду.

Сложность решения уравнения (10.29) состоит в том, что потоки тепла зависят не только от условий теплообмена, но и от изменений самой толщины льда. Поэтому для решения задачи о нарастании толщины льда применяется ряд допущений. Рассматривается схема установившегося теплообмена, т.е. принимается постоянным градиент температуры в ледяном покрове. При стационарном процессе теплопоток пропорционален теплопроводности льда и градиенту температуры в ледяном покрове.

В.В. Пиотрович предложил рассчитывать нарастание толщины ледяного покрова непосредственно по дифференциальным уравнениям для условий наличия или отсутствия снега на льду [42].

Дифференциальное уравнение, определяющее нарастание льда за промежуток времени $d\tau$ при стационарном режиме процесса и наличии снега на льду имеет вид:

$$\rho_л L dh_л = \lambda_л \frac{-t_{пл}}{h_л + \frac{\lambda_л}{\lambda_с} h_с} d\tau, \qquad (10.30)$$

где $\rho_л$ – плотность льда; L – теплота ледообразования; $h_л$ – толщина льда; $h_с$ – высота снега на льду; $\lambda_л$ и $\lambda_с$ – коэффициенты теплопроводности соответственно льда и снега; $t_{пл}$ – температура поверхности снега или льда.

Температура поверхности снежно-ледяного покрова вычисляется по формулам, полученным из уравнения теплового баланса для пяти диапазонов изменения температуры воздуха в интервале от 0 до –40 °С. Температура нижней поверхности ледяного покрова и приток тепла от воды ко льду принимаются равными нулю.

В практике расчетов толщины льда широкое применение нашла формула, полученная интегрированием уравнения (10.30) при постоянной толщине слоя и плотности снега на льду в течение расчетного периода:

$$h_л = \sqrt{\left(h_н + \frac{\lambda_л}{\lambda_с}\right)^2 - \frac{2\lambda_л}{L\rho_л}(-t_{пл})\tau} - h_с\frac{\lambda_л}{\lambda_с}, \qquad (10.31)$$

где $h_н$ - начальная толщина льда (в момент образования ледяного покрова; τ – период от дня с начальной толщиной льда до дня, на который рассчитывается толщина льда; $t_{пл}$ – средняя температура поверхности льда или снега на льду, определяемая по связи с температурой воздуха $t_{пл} - a\theta$.

По данным А.И. Чижова, переходный коэффициент a от температуры воздуха на метеостанции к температуре снежно-ледяной поверхности в основном зависит от температуры воздуха и эквивалентной толщины льда.

Знаменатель выражения (10.30) представляет собой толщину льда, эквивалентную по теплопроводной способности толщине снежного и ледяного покрова $h_э$. Формула (10.31) используется при отсутствии снежного льда и скоплений шуги подо льдом.

Точность расчетов нарастания толщины ледяного покрова во многом зависит от сведений о теплопроводности снега. Предложен ряд формул для расчета теплопроводности снега в зависимости от его плотности. Одна из них имеет вид:

$$\lambda_с = 0{,}0284\rho_с^2. \qquad (10.32)$$

При приближенных расчетах (прогнозах) нарастания толщины льда используются локальные эмпирические зависимости вида

$$h_л = k\left|\sum\theta_-\right|^n, \qquad (10.33)$$

где $\sum\theta_-$ - сумма средних суточных отрицательных температур воздуха с момента появления плавучего льда до заданной даты; k и n – коэффициенты, косвенно отражающие влияние на нарастание льда средних значений высоты снега на ледяном покрове и притока тепла к его нижней поверхности.

В бассейнах со значительной вариацией высоты снежного покрова из года в год расчеты по формулам типа (10.33) могут привести к значительным погрешностям. Поэтому лучше при использовании подобных зависимостей в графическом виде дополнительно учитывать высоту снежного покрова на льду. Значение коэффициента n близко к 0,5, а величина k уменьшается с увеличением толщины слоя снега на льду.

При наличии шуги нарастание льда происходит в основном за счет промерзания слоя шуги. Степень зашугованности русла определяется по выражению:

$$\omega'/\omega = 0{,}29\Delta H - 4{,}6, \qquad (10.34)$$

где ω' – площадь водного сечения, занятая шугой, м^2; ω – общая площадь водного сечения, м^2; ΔH – разность между средним уровнем за первые 3 сут. с начала ледостава и минимальным предледоставным уровнем.

Расчет нарастания толщины льда при наличии шуги и отсутствии снега на льду производится по формуле

$$h_л = 0{,}02(\sum\theta_-)^{0{,}596}, \qquad (10.35)$$

где $\sum\theta$ – сумма средних суточных отрицательных температур воздуха со дня появления плавучего льда.

При наличии снега на льду расчет нарастания льда при зашугованности русла усложняется. Возникает необходимость учета стаивания льда с нижней поверхности, учета притока тепла от ложа реки. Порядок расчета подробно изложен в Руководстве по гидрологическим прогнозам [53].

Приведенные формулы позволяют не только рассчитать толщину льда на водоеме, но и спрогнозировать ее с заблаговременностью до 5 сут. Это объясняется возможностями достаточно надежного прогноза температуры воздуха только на такой период. Значения скорости ветра, облачности и осадков заменяются средними многолетними. Плотность и высота снежного покрова на льду принимаются равными их значениям в день выпуска прогноза.

Проверка точности прогнозов нарастания толщины льда на волжском плесе Куйбышевского водохранилища показала, что средняя квадратическая погрешность составила 3 см, что свидетельствует об их эффективности.

Анализ результатов расчета нарастания толщины льда по сумме отрицательных температур производился по двум районам. Первый район включал север и северо-запад Европейской территории России, а второй – бассейн р. Лены. В первом районе нарастание ледяного покрова на 40 – 60 % происходило за счет образования снежного льда. В этих условиях связь между толщиной льда и температурой воздуха нарушается. Это подтверждается низкими значениями коэффициента корреляции между толщиной льда и суммой отрицательных температур воздуха. Для рек севера и северо-запада из 28 рассмотренных связей только для одного бассейна (р. Вель – ст. Пуминовская) коэффициент корреляции был более 0,6.

В бассейне р. Лены изменения толщины льда рек определяются в основном вариацией высоты и плотности снежного покрова на льду, а не суммой отрицательных температур воздуха. Последняя изменяется в значительно меньших пределах, чем высота снега на льду. Результаты расчетов свидетельствуют о низкой корреляции между толщиной льда в конце зимы и суммой температур. В то же время расчет нарастания толщины льда по данным о температуре воздуха на озерах и водохранилищах указанных районов дал положительные результаты. Коэффициенты корреляции между осредненными значениями толщины льда и суммой отрицательных температур воздуха в большинстве случаев превышали 0,6.

10.6. Прогноз уменьшения толщины и прочности ледяного покрова

Установление сроков завершения работ на льду рек, озер, водохранилищ, действия ледовых дорог и переправ нуждается в прогнозах толщины и прочности тающего ледяного покрова. Весеннее потепление вызывает сначала таяние снега на льду. Сход снега со льда определяется расчетом теплового баланса тающего снега по уравнению:

$$335 h_c \rho_c = \sum_1^n \left(LE + P + I_э + q_s\right)_{дн} + \sum_1^n \left(LE + P + I_э\right)_н . \qquad (10.36)$$

Здесь левая часть уравнения выражает количество тепла (в Дж/см^2), необходимое для таяния снежного покрова высотой h_c и плотностью ρ_c. Правая часть характеризует суммарный теплообмен снежного покрова за дневное и ночное время в течение n-го перио-

да. Обозначения составляющих теплового баланса аналогичны ранее рассмотренным в п. 10.1. Расчет составляющих теплообмена производится по полусуточным интервалам времени. Дата, на которую суммарный теплоприход достигает величины $335h_c\,\rho_c$, принимается за момент схода снега и начало таяния льда.

Суточный приток тепла к верхнему слою ледяного покрова рассчитывается с учетом составляющих ($LE + P + I_э + q_s$). Слой стаивания льда с его нижней поверхности определяется с учетом теплопритока от грунта дна, подземных вод и солнечной радиации, проникающей через ледяной покров. Часть солнечной радиации, проходящей через ледяной покров, адсорбируется льдом. В результате внутреннего таяния во льду образуется жидкая фаза и уменьшается его прочность.

С.Н. Булатов оценивал прочность тающего ледяного покрова через содержание жидкой фазы во льду по выражению

$$\varphi = (1 - \sqrt{S / S_0})^2, \qquad (10.37)$$

где φ – относительное разрушающее напряжение льда на изгиб; S – удельное содержание жидкой фазы во льду, выраженное количеством тепла солнечной радиации, поглощенной льдом; S_0 – предельное содержание жидкой фазы, при котором лед полностью теряет свою прочность.

Величина S_0 зависит от структуры льда. Величина S определяется из уравнения теплового баланса ледяного покрова и выражается разностью между всем теплом, поглощенным льдом, и теплом, затраченным на таяние его с верхней и нижней поверхности, отнесенной к оставшейся толщине льда:

$$S = \frac{\sum_1^n \left(LE + P + I_э + q_s + q_в\right)_{дн} - 335\rho + \sum_1^n \left(\Delta h' + \Delta h''\right)}{h_0 - \sum_1^n \left(\Delta h' + \Delta h''\right)}, \qquad (10.38)$$

где $\Delta h'$ и $\Delta h''$ – слой стаивания с верхней и нижней поверхностей ледяного покрова; h_0 – начальная толщина льда; $q_в$ – приток тепла к нижней границе ледяного покрова от грунта дна, подземных вод и проникающей через лед солнечной радиации.

Расчетные формулы позволяют определить ежедневные значения толщины льда и его прочности [13]. Прочность ледяного покрова в начальный период его таяния быстро уменьшается, в последующем интенсивность снижения прочности льда замедляется.

Краткосрочный прогноз толщины и прочности ледяного покрова основан на использовании изложенной методики. При этом возникает необходимость прогнозирования ряда метеорологических величин: температуры воздуха, скорости ветра, облачности и абсолютной влажности. Ошибки прогнозирования на 5-е сутки толщины льда не превышали 2–3 см, прочности – 0,05, что свидетельствует о перспективности использования изложенного метода.

По ряду участков водохранилищ Волжско-Камского каскада ГЭС установлена возможность проводки транспортных судов при значениях относительной прочности ледяного покрова, равных 0,5 и 0,25 [44]. Прогноз времени наступления этих значений φ позволяет скорректировать начало навигации. С этой целью устанавливаются зависимости вида

$$\Delta D_{\varphi=0,5} = a_1 \Delta D_{cc} + b_1 \Delta \overline{\theta}_5 + c_1 , \qquad (10.39)$$

где $\Delta D_{\varphi=0,5}$ – отклонение от нормы даты наступления прочности льда, равной 0,5; ΔD_{cc} – отклонение от нормы дат схода снега со льда; $\Delta\theta_5$ – отклонение от нормы средней температуры воздуха на 5-е сутки после схода снега со льда; a_1, b_1, c_1 – коэффициенты уравнений.

Прогнозы данным способом имеют наибольшие погрешности при неустойчивом характере погоды – резком переходе от потепления к похолоданию со снегопадами. Заблаговременность прогноза по зависимости (10.39) 7 – 10 сут., погрешность прогноза в пределах ±2 сут. обеспечена на 90 – 92 %.

По прогнозу прочности ледяного покрова можно установить возможную скорость движения ледокольных судов в сплошном ледяном покрове по формуле

$$v_c = 18 - \sqrt{A\varphi h^{3/2}} , \qquad (10.40)$$

где v_c – скорость движения ледокольных судов, км/ч; A – коэффициент, равный для ледоколов Пр-16 и Пр-1191 соответственно 1,4 и 0,28; φh – прогнозные значения характеристик тающего ледяного покрова.

10.7. Прогноз вскрытия рек, озер и водохранилищ

С началом весеннего потепления увеличивается приток талых вод в речную сеть, ледяной покров отрывается от берегов, появляются трещины и вдольбереговые участки, свободные ото льда, – закраины. Одновременно под воздействием тепла солнечной радиации и теплообмена с воздухом постепенно стаивает снег, находящийся на льду. После схода снега начинает таять лед, его толщина и прочность уменьшаются. В местах с быстрым течением отмечаются участки, свободные от льда. Под воздействием продолжающегося подъема уровней воды ледяной покров всплывает, затем происходит подвижка льда – перемещение ледяных полей вниз по течению. Подвижек льда может быть несколько, они способствуют дальнейшему делению ледяного покрова на отдельные ледяные поля. Продолжающееся уменьшение толщины льда, снижение его прочности, возрастание расходов воды приводит к вскрытию реки на данном участке – началу весеннего ледохода.

Рассмотренный процесс вскрытия показывает влияние на него двух факторов: теплового и механического. Под влиянием тепла происходит таяние и ослабление прочности ледяного покрова. Возрастающая водность реки приводит к резкому увеличению влекущей силы потока, взлому льда и его перемещению.

Относительная роль этих важнейших факторов вскрытия рек зависит от гидрологического режима водотока и метеорологических условий весеннего периода. На малых и средних реках с небольшой скоростью течения, а также на реках, промерзающих до дна, разрушение ледяного покрова происходит в основном за счет таяния льда. Лед тает на месте при интенсивности 0,3 – 4,5 см/сут., продолжительность таяния 10 – 20 сут. Подобные условия вскрытия характерны для рек южных, юго-западных районов, Западной и Восточной Сибири, Забайкалья, Приморья и Камчатки.

Разрушение ледяного покрова под влиянием тепла и динамического воздействия на ледяной покров потока и ветра наблюдается на большинстве средних и больших рек. Вскрытие отмечается при образовании закраин, подвижек льда, делении ледяного покрова на отдельные поля, льдины и завершается ледоходом. Период вскрытия в среднем длится от 5 до 15 сут.

На больших и средних реках, протекающих с юга на север, в годы высокой водности вскрытие происходит в основном под влиянием динамических усилий потока при большой интенсивности и скорости движения волны половодья.

Условия начала разрушения ледяного покрова, определяющие момент вскрытия рек, по предложению С.Н. Булатова и Л.Г. Шуляковского записываются в виде неравенства [13, 63]:

$$\varphi h_{в} \le f(\Delta H, H), \qquad (10.41)$$

где $\varphi h_{в}$ – характеристика прочности ледяного покрова в день вскрытия реки; H – уровень воды при вскрытии; ΔH – превышение уровня над максимальным зимним, равное $\Delta H \ge H - (H_{з} + h_{л})$; $H_{з}$ – максимальный зимний уровень воды; $h_{л}$ – толщина льда.

Уровень воды H характеризует влекущую силу потока, а превышение уровня ΔH – степень свободы движения льда, отделенного от берега. На практике при установлении соотношения между уменьшающейся прочностью ледяного покрова и возрастающей водностью потока (10.41) в качестве аргумента учитывается один из показателей (рис. 10.4).

На извилистых участках реки более показательна величина ΔH, на прямолинейных – H. Превышение ΔH иногда определяется над минимальным зимним уровнем. Локальные зависимости вида (10.41) установлены для многих рек. Рекомендуется использовать рассмотренную методику для рек с площадью бассейна более 10 тыс. км^2.

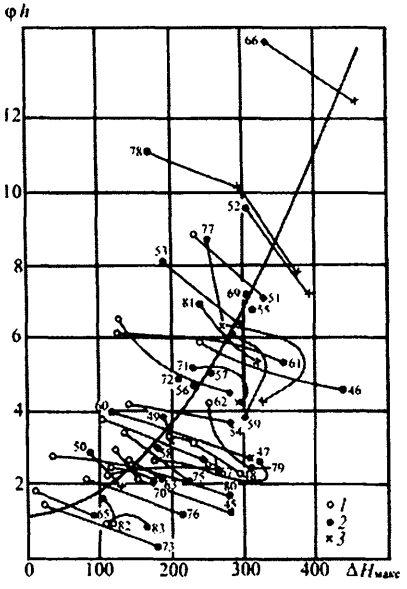


Рис. 10.4. Зависимость значения φh в день вскрытия реки от подъема уровня воды над максимальным зимним (ΔH_{max}) для р. Северной Двины у дер. Абрамково: *1* – накануне вскрытия, *2* – в день вскрытия, *3* на другой день после вскрытия.

В дальнейшем С.Н. Булатов разработал универсальный метод расчета и прогноза сроков вскрытия рек. Разрушение ледяного покрова под воздействием тепла и взламывающей силы потока происходит при участии множества факторов. Укажем прежде всего на метеорологические условия – температуру и влажность воздуха, скорость ветра, облачность и др. Немаловажное значение имеют структура льда, наличие снежного, шугового льда, выходы грунтовых вод, морфометрические и гидравлические характеристики участка реки. Учесть все эти факторы невозможно, в связи с чем целесообразно было выявить главные показатели процесса вскрытия рек, которые могли бы охарактеризовать действие множества факторов.

С.Н. Булатов предложил неравенство (10.41), определяющее дату вскрытия реки (начало весеннего ледохода), представить в виде:

$$\varphi h_{в} \le a + b(d/100 + c)^2, \qquad (10.42)$$

где d – одна из характеристик влекущей силы потока (механический фактор) H или ΔH; a, b, c – эмпирические параметры, устанавливаемые для конкретных участков реки.

Для р. Северной Двины у дер. Абрамково зависимость $\varphi h_{в} \le f(\Delta H_{max})$ аппроксимируется уравнением

$$\varphi h_{в} \le 0{,}6\,(\Delta H_{max}/100)^2 + 1{,}2. \qquad (10.43)$$

Подобная зависимость для р. Печоры у с. Усть-Шугор имеет вид:

$$\varphi h_{в} \le 2{,}75 \cdot 10^2 \left(\frac{\Delta H_{max} - 140}{100} \right)^2, \qquad (10.44)$$

где ΔH_{max} – превышение уровня при вскрытии над максимальным зимним.

На реках, вскрывающихся раньше заметного увеличения уровней воды, условия вскрытия имеет вид

$$\varphi h_{в} \le C, \qquad (10.45)$$

здесь C – постоянная величина, устанавливаемая путем сопоставления многолетних данных о величине φh и уровне воды в момент вскрытия.

Краткосрочные прогнозы сроков вскрытия рек имеют заблаговременность, не превышающую 5 сут. Это связано с тем, что использование неравенства вида (10.41) основано на предвычислении прочностных характеристик ледяного покрова и водности реки. Предвычисление прочности льда возможно лишь при наличии прогноза ряда метеорологических величин, которые в настоящее время прогнозируются с заблаговременностью не более 5 сут.

Последовательно изо дня в день, предвычисляя значение левой и правой части неравенства (10.41) до момента, пока правая часть не станет равной или больше левой части, устанавливается дата вскрытия реки.

С целью обобщения зависимости для расчета и прогноза вскрытия рек было предложено использовать неравенство (10.41), в левой и правой частях которого учитываются модульные коэффициенты прочности льда и расхода воды в день вскрытия реки:

$$\varphi h_в / \overline{\varphi h_в} \le f(Q_в / \overline{Q_в}), \qquad (10.46)$$

где $Q_в$ – расход воды в день вскрытия реки; $\overline{Q_в}$ – его среднее многолетнее значение; $\varphi h_в$ – относительная прочность льда в день вскрытия; $\overline{\varphi h_в}$ – ее среднее многолетнее значение.

График зависимости (10.46) представлен на рис. 10.5.

Зависимость была проверена по 24 участкам рек различных размеров, бассейны которых расположены в разных физико-географических районах. Среди них были реки бассейнов Днепра, Дона, Волги, Сев. Двины, Печоры, Енисея, Лены, Амура и др. Сравнение точности расчета по обобщенной и локальной зависимостям показало, что обеспеченность допустимых погрешностей составила соответственно 90 и 93 % при средней квадратической ошибке 1,7 сут.

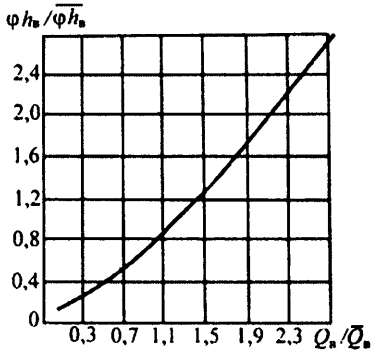


Рис. 10.5. Связь модульных коэффициентов прочности льда и расхода воды в день вскрытия.

На малоизученных реках и на участках рек, на которых гидрологические наблюдения отсутствуют или имеются за непродолжительный период, возникает необходимость в косвенном определении $\overline{\varphi h_в}$ и $\overline{Q_в}$. Для определения среднего многолетнего расхода воды в день вскрытия реки Л. М. Марголин проанализировал однородности условий формирования стока половодья [36]. Это позволило выделить на территории страны десять регионов, для каждого из которых установлена своя зависимость нормы расхода воды в день вскрытия от площади водосбора. Коэффициент корреляции для связи $\overline{Q_в} = f(F)$ составляет 0,90.

Средние многолетние значения прочности льда в день вскрытия реки возрастают с повышением суровости климата. Средние значения $\overline{\varphi h_в}$ хорошо коррелируются с нормой максимальной за зиму толщины льда ($r = 0{,}79$) и средней многолетней продолжительностью периода от даты схода снега со льда до даты вскрытия реки ($r = 0{,}84$). Указанная связь описана уравнением $\overline{\varphi h_в} = 2{,}67\,\overline{h_л} / \bar{\Delta} - 5{,}50$, из него следует, что чем больше период таяния льда $\bar{\Delta}$, тем меньше его прочность при вскрытии, ибо в этом случае увеличивается количество тепла, поступающего к ледяному покрову.

Для неизученных рек толщина льда $\overline{h_л}$ определяется по картам или по формуле

$$h_л = 0{,}024 \sum \theta_- + 24{,}6, \qquad (10.47)$$

где $\sum \theta_-$ – средняя многолетняя сумма средних суточных отрицательных температур воздуха за осенне-зимний период.

Значение $\sum \theta_-$ может быть установлено по данным климатических справочников.

Продолжительность периода от даты схода снега со льда до даты вскрытия также может быть установлена по гидрометеорологическим данным.

При прогнозе времени вскрытия рек возникает необходимость в предвычислении расходов воды в начальный период половодья. Для этой цели могут быть использованы известные методы краткосрочного прогноза стока рек или способ, разработанный в Гидрометцентре России [36]. Прогноз расходов воды в период подъема

половодья с заблаговременностью в 4 или 5 сут. Q_{t+n} рекомендуется осуществлять в зависимости от среднего взвешенного расхода воды в бассейне ($\overline{Q}_{в,t}$). Последний характеризует запасы воды в русловой сети бассейна.

Прогностическое уравнение имеет вид:

$$Q_{t+n} = f(\overline{Q}_{в,t}). \qquad (10.48)$$

При определении $\overline{Q}_{в,t}$ исходят из предположения, что реки одинаковой длины в однородных физико-географических условиях имеют одинаковые расходы воды. Все реки бассейна объединяются в некий гипотетический поток так, чтобы их истоки совпадали. Этот поток разбивается на участки, на границах которых определяется средний расход по данным близлежащих створов $Q_{в,\,н,\,t}$, а затем вычисляется средний расход воды на участке ($\overline{Q}_i$). Средний взвешенный расход воды в бассейне устанавливается по формуле

$$Q_в = \frac{\sum K_i \overline{Q_i}}{\sum K_i}, \qquad (10.49)$$

где K_i = 0,001l_i m_i; l_i – длина участка; m_i – число рек, определяемое по гидрографическим спискам рек, по своей длине близких по расстоянию от истока до границы каждого участка.

Расчет величины $\overline{Q}_в$ не свободен от погрешностей, что связано с ограниченностью пунктов наблюдений, их неравномерностью расположения, различием в продолжительности наблюдений. Кроме того, использование прогностической связи (10.48) не позволяет учитывать различные условия формирования половодья в его начальной стадии. В связи с этим для прогноза расходов воды был применен метод множественной линейной корреляции и получены уравнения вида

$$Q_{t+n} = (K_0 + K_1\overline{Q_1} + K_2\overline{Q_2} + ... + K_i\overline{Q_i})_t, \qquad (10.50)$$

где K_i – коэффициенты уравнений; $\overline{Q_i}$ – средние расходы воды участков гипотетического потока.

Значения K_i устанавливались для всей амплитуды изменений расходов на подъеме половодья и для определенных пределов изменения Q.

С целью упрощения методики в дальнейшем использовались только средние расходы воды для границ участков потока $Q_{в,\,н,\,i}$.

Установлено, что десятилетний период наблюдений, включающий годы с экстремально высокими и низкими половодьями, достаточен для получения устойчивых прогностических уравнений. Получены уравнения для прогноза расходов воды р. Северной Двины у дер. Абрамково, р. Оки у Калуги и Каширы с четырех и пятисуточной заблаговременностью. Их точность характеризуется отношением S/σ_Δ от 0,33 до 0,55.

Потребность в увеличении заблаговременности прогнозов сроков вскрытия рек, необходимая при оценке условий начала навигации, привела к появлению методов прогнозирования с заблаговременностью от 6 до 15 сут. Это прогнозы называют среднесрочными.

В основе прогнозов лежит учет инерционности начавшегося процесса уменьшения прочности ледяного покрова и повышения водности в ходе развития весеннего половодья. Подобная инерционность отмечается с момента схода снега со льда и характеризуется дальнейшим устойчивым потеплением. Такой характер потепления отмечается в бассейнах с преобладанием весной антициклонической погоды, в частности, в бассейнах рек, расположенных в зоне влияния сибирского антициклона.

Анализ показал, что процесс развития половодья в предшествующие вскрытию пять–шесть дней имеет необратимый характер. Отсюда следует, что характерное для данного года соотношение между водностью реки и прочностью льда имеет место не только в день вскрытия, но и в предшествующие дни. Это позволило установить локальные зависимости:

$$\varphi h_{в\,i} \le f(Q_{в\text{-}i}), \qquad (10.51)$$

где $\varphi h_{в\text{-}i}$ и $Q_{в\text{-}i}$ – характеристики прочности льда и водности реки за i дней до начала вскрытия ($i = 1, 2, \ldots, 5$).

За каждый из этих i дней можно установить отдельно зависимость, а затем объединить все (включая дату вскрытия) и получить номограмму. Использовав номограммы, можно, последовательно уточняя, прогнозировать сроки вскрытия с заблаговременностью от 6 до 10 сут.

Аналогичным способом, что и для краткосрочных прогнозов, рекомендуется устанавливать обобщенные зависимости, в которых

обе части неравенства (10.46) представлены в виде модульных коэффициентов. Учитывая закономерный ход изменения прочности льда и водности реки, для всех i дней до начала вскрытия можно использовать нормы $\overline{\varphi h_в}$ и $\overline{Q_в}$, рассчитанные для дня вскрытия. В этом случае неравенство имеет вид:

$$\varphi h_{в-i} / \overline{\varphi h_в} \le f\left(Q_{в-i} / \overline{Q_в}\right) \qquad (10.52)$$

Связь модульных коэффициентов прочности льда и расходов воды за дни, предшествующие вскрытию (в – i) также представлена в виде обобщенной номограммы (рис. 10.6). Использование номограммы не требует дополнительных расчетов при переходе от краткосрочных к среднесрочным прогнозам.

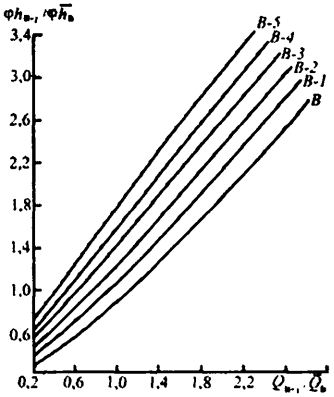


Рис. 10.6. Связь модульных коэффициентов прочности льда и расходов воды за дни, предшествующие вскрытию (*в – i*).

Средняя квадратическая ошибка для всех проверочных прогнозов с заблаговременностью от 6 до 10 сут. на сутки меньше допустимой. Обеспеченность допустимых погрешностей составляет соответственно от 87 до 83 %.

Рассмотренная методика прогнозирования применима для рек с площадью бассейна более 10 тыс. км^2 во всех регионах страны. Для рек с площадью бассейна от 10 до 15 тыс. км^2 заблаговременность прогноза снижается до 7 сут. Также с меньшей чем 10 сут. заблаговременностью выпускаются прогнозы в случаях большой интенсивности потепления.

Методика не применима на участках рек с повышенным тепловым стоком, на которых не бывает ледохода, на перемерзающих реках, в нижних бьефах ГЭС.

Прогноз сроков вскрытия крупных рек с хорошо выраженным инерционным характером изменения прочности льда и водности возможен с заблаговременностью, превышающей 10 сут. Используемая для прогноза зависимость имеет вид:

$$\Delta = c_1 \lg(\Delta Q_i + 20) + c_2 \lg \varphi h_i + c_0, \qquad (10.53)$$

здесь Δ – число дней от даты схода снега со льда D_c до даты вскрытия $D_в$; ΔQ_i – увеличение расхода воды за i дней после схода снега; φh_i – прочность льда на i-й день после D_c; c_1, c_2, c_0 – коэффициенты уравнения.

Выбор i-го дня устанавливается подбором при условии обеспечения средней заблаговременности не менее 8 дней и удовлетворительной точности прогнозирования.

Уравнения вида (10.53) были установлены для 18 рек разных районов страны (Волга, Ока, Северная Двина, Сухона, Юг, Печора, Иртыш, Енисей, Лена, Амур и др.). Параметры уравнений закономерно изменяются по территории. Так, параметр c_0 возрастает для рек с более продолжительным периодом разрушения ледяного покрова. Влияние водности реки особенно велико для рек Сибири и Дальнего Востока. Заблаговременность прогноза составляет в среднем 14 сут.

Измерения расходов воды на ряде рек отсутствуют, а там, где они производятся, после образования закраин и схода снега со льда прекращаются. В связи с этим расходы воды заменялись соответствующими значениями уровней. Примером подобной зависимости является уравнение для р. Оби у п. Колпашево:

$$\Delta = 0{,}24\ \varphi h_4 - 0{,}02\ \Delta H_4 - 0{,}28\ N D_0 + 113, \qquad (10.54)$$

где φh_4 – относительная прочность ледяного покрова на 4-е сутки после схода с него снега; ΔH_4 – превышение уровня воды на 4-е сутки после схода снега со льда над максимальным зимним уровнем; ND_0 – число дней от 1-го апреля до даты схода снега со льда.

Краткосрочный прогноз вскрытия рек может быть выполнен на основе физико-статистических зависимостей. Прогноз выпускается на момент T_0 устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С. Дата этого перехода определяет раннее или позднее вскрытие реки. Основным фактором, определяющим вскрытие, является суммарный теплоприход к снежно-ледяному покрову. Теплоприход зависит от толщины льда или косвенной ее характеристики – суммы отрицательных средних суточных температур воздуха за период ледостава ($\sum\theta_-$). Прогноз вскрытия рек, на которых зимой отсутствуют оттепели, может быть осуществлен по зависимости:

$$\sum\theta_{+} = f(T_0, \sum\theta_{-}), \qquad (10.55)$$

где $\sum\theta_{+}$ – сумма средних суточных положительных температур воздуха, необходимая для вскрытия реки.

По прогнозу температур воздуха определяется дата, к которой накопится необходимая для разрушения ледяного покрова сумма температур $\sum\theta_{+}$. Эта дата и принимается за дату вскрытия реки. При построении зависимости (10.55) используют средние дневные или срочные (за 13 ч) температуры воздуха. Это правомерно для бассейнов, в которых таяние снега и льда происходит в основном днем. Дата устойчивого перехода температур воздуха к ее положительным значениям (T_0) косвенно учитывает разные суммы солнечной радиации, получаемые ледяным покровом. Зависимость (10.55) применяется для рек, на которых вскрытие в основном определяется суммарным теплоприходом к ледяному покрову. Действие волны половодья здесь на вскрытие практические не сказывается. Влияние оттепелей на вскрытие учитывается введением в зависимость (10.55) суммы среднесуточных (или дневных) положительных температур воздуха за период оттепели $\sum_{\text{отт}}\theta_{+}$:

$$\sum\theta_{+} = f(T_0, \sum\theta_{-}, \sum_{\text{отт}}\theta_{+}). \qquad (10.56)$$

Приток тепла [Σq_0 в Дж/(см^2·сут.)], необходимый для вскрытия реки, может быть определен с помощью номограммы по дате и ожидаемой средней дневной температуре воздуха. Номограмма составлена для рек южных и западных районов европейской части. Здесь основным фактором, от которого зависит количество тепла, необходимого для вскрытия, является толщина льда или ее косвенная характеристика $\sum\theta_{-}$.

Прогноз вскрытия рек основан на установлении зависимости

$$\sum q_0 = f(\sum\theta_{-}) \text{ или } \sum q_0 = f(\sum\theta_{-}, H_з), \qquad (10.57)$$

где $H_з$ – максимальный зимний уровень воды. Остальные обозначения прежние.

Как уже отмечалось выше, на реках, текущих с юга на север, вскрытие происходит в основном под воздействием взламывающей силы потока в период формирования интенсивной волны полово-

дья. Прогноз вскрытия реки может основываться на связи между датой начала интенсивного подъема уровня воды ($\Delta H > 10, 20, \ldots$ см) и датой вскрытия. Аналогичная связь установлена для ряда створов средней Лены:

$$\Delta D = c\,\Delta D_1, \qquad (10.58)$$

где ΔD – отклонение от нормы даты вскрытия; c – угловой коэффициент уравнения; ΔD_1 – отклонения от нормы даты начала интенсивного подъема уровня воды.

Заблаговременность прогноза по этой связи изменяется для створов р. Лены от 6 до 13 сут.

Краткосрочные прогнозы вскрытия рек, составленные с использованием пятисуточных прогнозов метеорологических величин, имели оправдываемость по важнейшим судоходным рекам страны за 1964 – 1987 гг. в среднем 94 %. Средняя заблаговременность прогнозов составила 5–6 дней. Отмечается повышение оправдываемости прогнозов в последние годы, что связано с внедрением в практику прогнозов методики Булатова–Шуляковского и совершенствованием физико-статистических зависимостей. Наиболее существенные ошибки прогнозирования вскрытия рек связаны с применением методов, в которых поступление тепла приближенно характеризуется суммой положительных температур воздуха. Другая причина ошибок – это трудность учета похолоданий, наступающих в период осуществления условий, необходимых для вскрытия. Похолодание обусловливает приостановление таяния снега и льда и вносит существенные изменения в сроки вскрытия рек.

Разрушение ледяного покрова озер и водохранилищ происходит весьма длительное время под воздействием все возрастающего притока тепла и талых вод с начала весеннего периода. На крупных водохранилищах перед началом половодья производится их сработка, что способствует интенсивному поступлению более теплых подземных вод при низких уровнях воды. Проникающая через ледяной покров солнечная радиация поступает в меньший объем воды, что также благоприятствует повышению ее температуры. Приток тепла к верхней и нижней поверхностям ледяного покрова обусловливает его таяние. Приток талых вод приводит к появлению закраин, промоин, увеличению зеркала водохранилища (озера). Возрастает роль ветра и волнения, приводящих к подвижке, появлению разводий,

вскрытию водоема. Лед, как правило, тает на месте, хотя на речных участках водохранилищ при достаточной скорости течения наблюдается ледоход.

Начало дрейфа льда на озере или водохранилище С.Н. Булатов рекомендует устанавливать из условия взлома ледяного покрова ветром по неравенству

$$\varphi h_{л}^{0,5} \le a w^2, \qquad (10.59)$$

где φ – относительное разрушающее напряжение тающего льда на изгиб; $h_л$ – толщина ледяного покрова; w – скорость ветра, наибольшая из наблюденных в течение суток, м/с; a – коэффициент, численное значение которого устанавливается для каждого участка акватории водохранилища. Для средней полосы европейской территории России $a = 0{,}018$.

При предвычислении начала дрейфа льда используется прогноз метеорологических величин на 5 сут. с целью установления дня выполнения неравенства (10.59). Этот день принимается за начало дрейфа льда или начало вскрытия водоема.

Прогноз очищения водохранилища (озера) ото льда составляется аналогично до дня, для которого $\varphi = 0$, а толщина льда незначительна и он потерял свою прочность, хотя еще не полностью растаял.

Прогноз даты начала дрейфа льда и даты освобождения ото льда может быть осуществлен на основе предвычисления количества тепла Σq, необходимого для частичного или полного стаивания ледяного покрова по выражению

$$\sum q = \rho_л h_л L, \qquad (10.60)$$

где $\rho_л$ – плотность льда; $h_л$ – средняя толщина льда на участке водохранилища к началу таяния; L – теплота плавления льда.

Накопление тепла определяется по данным об ожидаемой средней суточной температуре воздуха с помощью номограммы [см. (10.52)].

10.8. Условия образования заторов льда. Прогноз максимальных заторных уровней

Затор льда – это скопление льдин в водном сечении реки, вызывающее подъем уровня воды. Формирование заторов наблюдается в период вскрытия рек на участке резкого уменьшения продоль-

ного уклона, где вскрытие задерживается из-за повышенной толщины и прочности ледяного покрова. К таким местам относятся устьевые участки рек, зоны выхода рек с горных и полугорных территорий на равнину и области выклинивания подпора уровня воды водохранилища. Заторы также образуются в местах сохранившихся зажорных скоплений или остаточных зимних заторов, образовавшихся при частичном вскрытии реки во время оттепелей.

Образование заторов происходит путем увлечения льдин под кромку ледяного покрова («заторы подныривания») или посредством накопления ледовых скоплений при разрушении ледяного покрова («заторы торошения»).

Заторы льда характерны в основном для крупных рек европейской и азиатской частей России. Мощные заторы наблюдаются после холодной зимы при значительной толщине льда на реках, дружной весне с интенсивным возрастанием расходов воды в период половодья. Образование заторов присуще рекам, на которых вскрытие происходит сверху вниз по течению. Это реки, текущие с юга на север (Лена, Енисей, Печора, Сев. Двина и др.). Для больших рек Сибири отмечается высокая повторяемость заторов и в результате этого значительные подъемы уровня воды – от 4 до 12 м. На большинстве рек Сибири заторы относятся к «заторам торошения», исключая реки Забайкалья и Дальнего Востока, где заторы чаще всего формируются путем подныривания льдин под кромку ледяного покрова. Заторные явления на реках южной части бассейна Енисея чаще всего наблюдаются в местах большой извилистости русла, при отсутствии поймы. В среднем и нижнем течении Лены заторы формируются в местах стеснения русла за счет заторных скоплений, перемещенных с верхних частей бассейна. Наиболее мощные заторы наблюдаются в устьевых участках рек, где толщина ледовых скоплений достигает 8 – 10 м, а заторные подъемы – 9 – 11 м. К моменту образования затора здесь сохраняется еще высокая прочность и толщина льда (до 2 – 2,3 м). Высокой заторностью характеризуются реки Восточной Сибири (Индигирка, Колыма, Яна и др.) [29].

Повышенная заторность характерна не только для рек севера Европейской территории России, но и для западного района, Кольского полуострова, Днестра. На р. Днестре значительные заторы связаны с зимним вскрытием во время оттепелей и зажорными образованиями. Подъемы уровней во время заторов достигают 5–6 м.

На заторных участках с уклонами более 0,1 ‰ максимальные заторные уровни превышают максимальные уровни половодья на реках европейской части на 0,5 – 1,5 м, азиатской – на 0,5 – 2,5 м. Наибольшее превышение на 5 – 7 м имеет место на реках с уклонами более 2–3 ‰, зажорного типа замерзания.

Основными факторами заторообразования являются:

– более позднее вскрытие участков нижнего течения рек, связанное с высокой сопротивляемостью ледяного покрова или строением русла;

– интенсивное формирование волны половодья, значительная скорость течения, расходы воды, необходимые для разрушения ледяного покрова, торошения и сжатия льдин;

– достаточная для формирования заторных скоплений толщина и прочность льда.

Единая методика прогнозирования максимальных заторных уровней пока не разработана. Используется, как правило, физико-статистические зависимости, учитывающие условия, особенности формирования и основные факторы заторообразования. Прогнозы выпускаются на участках рек, где они отмечаются ежегодно.

На максимальный заторный уровень воды влияют следующие основные факторы:

1) расход воды при вскрытии у перемещающейся кромки ледяного покрова $Q_{кр}$ как характеристика усилий развиваемых потоком, приводящих к активному торошению, взламыванию ледяного покрова и формированию заторных скоплений;

2) уровень воды в начальный период установления ледостава $H_{лс}$, характеризующий не только водность реки зимой, но косвенно и мощность зажора, у верхней границы которого формируется затор;

3) толщина и прочность ($\varphi h_л$) льда у кромки ледяного покрова как характеристика его сопротивления.

Расход (уровень) воды в период вскрытия $Q_{кр}$ (или $H_{кр}$) предвычисляется по связи соответственных для разных ледовых фаз расходов (уровней) воды с учетом их изменения по длине реки:

$$Q_{кр_н} = f(Q_{кр_в}, Q_{пр}, q, z), \qquad (10.61)$$

где $Q_{кр_н}$ и $Q_{кр_в}$ – расходы воды при вскрытии реки на нижнем и верхнем по течению гидрологических постах; $Q_{пр}$ – расход воды

крупного притока на рассматриваемом участке реки, вскрывающемся раньше основной реки ($Q_{пр}/Q > 0{,}4$); q – рассредоточенный приток с частного бассейна; z – отметка уровня воды в центральной части водохранилища или у плотины.

Верхний пост обычно выбирается на расстоянии от 70 до 200 км от нижнего поста. Расход воды $Q_{кр}$ определяется по одной из кривых $Q = f(H)$, соответствующей определенной фазе ледовых условий (редкий, густой ледоход, затор льда). В зависимости от наличия данных и условий формирования стока учитывается только часть предикторов. Косвенно величину $Q_{кр}$ характеризует также интенсивность подъема уровня воды в верхнем створе в начале ледохода, уровень воды $H_{Q_{кр}}$, максимальные снегозапасы в бассейне S_{max}.

В основу большинства способов краткосрочного прогноза максимального уровня $H_{зтр}$ положено выражение:

$$H_{зтр} = f(Q_{кр}). \qquad (10.62)$$

Подобные связи хорошо выражены для участков, на которых отмечается падение продольного уклона реки в три раза и более. Зависимость вида (10.62) используется при прогнозе заторного уровня многих рек (р. Лена у г. Ленска, р. Обь у г. Колпашева, р. Енисей у г. Игарка и др.) [48, 49]. Выпуск прогноза приурочивается к началу (окончанию) ледохода в вышерасположенном створе. За этот же день в качестве расхода $Q_{кр}$ принимается расход верхнего створа. Если выше расчетного створа сливаются несколько крупных рек, то в качестве характеристики $Q_{кр}$ используется сумма расходов этих рек. Так, на р. Обь у г. Камень-на-Оби вместо $Q_{кр}$ использовалась сумма расходов р. Оби у г. Барнаула и р. Чумыш у пгт Тальменка на второй день ледохода у Барнаула.

При прогнозе максимального заторного уровня на р. Енисее у г. Игарка расход воды $Q_{кр}$ определяется по формуле

$$Q_{кр} = Q_{Вер} + Q_{Тура} + q, \qquad (10.63)$$

где $Q_{Вер}$ – расход воды р. Енисей у с. Верещагино на дату выпуска прогноза; $Q_{Тура}$ – то же для притока р. Нижней Тунгуски у пос. Тура; q – расход бокового притока с частного бассейна, ограниченного створами Верещагино–Тура–Игарка.

За дату выпуска прогноза принят пятый день с начала ледохода на вышерасположенном створе Енисея у дер. Сухая Тунгуска. Расход воды $Q_{\text{Вер}}$ определяется по кривой $Q = f(H)$ для открытого русла, поскольку к этому времени река на этом участке свободна ото льда. На Нижней Тунгуске у пос. Тура расход воды на 2, 4, 6-й день ледохода устанавливался по соответствующим кривым $Q = f(H)$, а для последующих дней – по летней кривой $Q = f(H)$. Боковой приток на дату выпуска прогноза вычисляется по данным о стоке малых рек частного бассейна.

Отметим, что на реках, текущих с юга на север, волна половодья перемещается быстрее движения фронта потепления и взламывает еще мало тронутый тепловым разрушением ледяной покров. По мере движения вниз по течению возрастает подъем уровня воды и увеличивается $Q_{\text{кр}}$. Поэтому в низовьях крупных рек Сибири довольно часто отмечается совпадение по времени заторного максимума и максимума весеннего половодья.

На реках, замерзающих по зажорному типу, на заторный максимум существенное влияние оказывают зажорные скопления, сохранившиеся к началу весны под ледяным покровом. В этих местах лед имеет большую толщину и прочность по сравнению с другими участками. Влияние зажорных скоплений учитывается через уровень воды в начальный период ледостава $H_{\text{лс}}$.

Для р. Селенги у рзд. Мостового прогностическая зависимость имеет вид:

$$H_{\text{зтр}} = 279 + 1{,}63\, H_{\text{лс}} + 0{,}60\, H_{Q_{\text{кр}}}, \qquad (10.64)$$

где $H_{Q_{\text{кр}}}$ – уровень у рзд. Мостового определяется по связи его с расходом воды $Q_{\text{кр}}$ у с. Ново-Селенгинска, расположенного в 146 км выше по течению.

Мощный затор наблюдался в мае 1973 г., когда уровень воды поднялся более чем на 12 м, что привело к большому материальному ущербу. Причиной образования заторов являются зажоры льда, образующиеся в период установления ледостава осенью. За характеристику мощности зажора был принят максимальный уровень воды в начале ледостава $H_{\text{лс}}$ (рис. 10.7).

Кроме того, учитывалась продолжительность осеннего ледохода и шугохода T как показатель степени заполнения русла шугой. Прогностическое уравнение имеет вид:

$$H_{\text{зтр}} = 1{,}53\, H_{\text{лс}} + 13{,}77T - 143. \qquad (10.65)$$

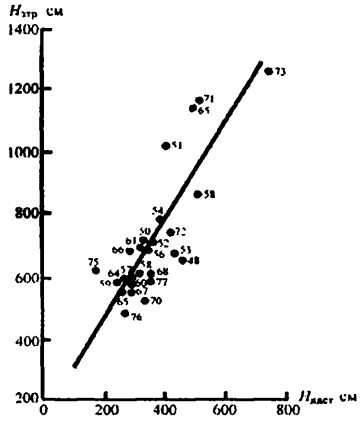


Рис. 10.7. Зависимость максимального заторного уровня воды $H_{\text{зтр}}$ р. Ангары у г. Каменка от максимального уровня в начальный период ледостава $H_{\text{ядст}}$. Цифры у точек годы.

Заблаговременность прогноза составляет не менее 5 месяцев при обеспеченности допустимой погрешности в 96 %. Долгосрочный прогноз может быть уточнен весной путем учета наибольшей интенсивности подъема уровня.

Формирование заторных уровней воды на Северной Двине у пунктов Березник, Звоз, Усть-Пинега отмечается также в условиях наличия в период образования ледостава зажоров льда. Протяженность зажора может достигать нескольких десятков километров, а толщина 6 м. Мощные заторы образуются в постоянных местах – вблизи г. Великий Устюг, у г. Котлас, дер. Орлецы, с. Холмогоры и др. Места образования заторов связаны с резким уменьшением продольных уклонов дна, наличием островов и крутых поворотов русла, делением реки на мелководные рукава. Прогноз максимального уровня воды при заторе льда основан на учете максимального уровня воды в начальный период ледостава $H_{\text{лс}}$, наибольшей толщины льда $h_{\text{л}}$ за зиму (показатель суровости зимы) и максимальной интенсивности подъема уровня в начале половодья $I_{\max}$ по вышележащему посту Нижняя Тойма (характеристика взламывающей силы потока).

Уравнение регрессии для поста Звоз имеет вид:

$$H_{\text{зтр}} = 1{,}64\, H_{\text{лс}} + 0{,}37\, h_{\text{л}} + 0{,}93\, I_{\max} + 242. \qquad (10.66)$$

Заблаговременность прогноза для указанных постов р. Северной Двины от 4 до 7 сут.

В бассейне Оби на р. Баксе у пос. Пихтовка в период вскрытия во время заторов частично затопляется поселок. Максимальный заторный уровень наблюдается в период от первого до четвертого дня ледохода и является наивысшим годовым уровнем. На формирование заторного максимума существенное влияние оказывает уровень воды при замерзании реки $H_{зам}$ и расход воды в период вскрытия реки. В качестве характеристики этого расхода использовались сведения о максимальной высоте снега $h_{max, сн}$.

Аналитическое выражение имеет вид:

$$H_{зтр} = 2{,}6\, H_{зам} + 7{,}5\, h_{max, сн} - 205. \qquad (10.67)$$

Заблаговременность прогноза несколько более месяца.

На р. Печоре у с. Усть-Кожва при прогнозе максимального заторного уровня учитывались максимальные снегозапасы S_{max} по данным метеостанции Верхний Щугор (показатель водности реки вместо $Q_{кр}$) и уровень воды в начальный период ледостава $H_{лс}$.

Уравнение регрессии для р. Печоры у с. Усть-Кожва:

$$H_{зтр} = 0{,}523\, S_{max} + 0{,}793\, H_{лс} + 284. \qquad (10.68)$$

Максимальный заторный уровень может быть рассчитан по методу и формуле, рассмотренным ранее для прогноза зажорного уровня.

До настоящего времени нет детальной типизации заторов, учитывающей основные факторы их образования и развития.

Первоначально типизация заторов льда по условиям их возникновения была предложена Е.Г. Поповым. Выделялось три основных типа заторов:

– русловые заторы, возникающие у кромки ледяного покрова при неодновременном вскрытии реки или в местах стеснения русла, на участках с резким изменением уклона водной поверхности и скорости течения;

– устьевые заторы, возникающие в рукавах дельт и на устьевых участках рек, впадающих в озера. Здесь также характерны резкие снижения уклонов, скоростей течения, разветвления русла на рукава, наличие островов, осередков и других русловых образований, стесняющих пропуск льда;

– подпорные заторы в зоне выклинивания подпора уровня воды водохранилища руслового типа.

В дальнейшем делались попытки типизации заторов льда (р. Лена) с учетом возможной мощности затора (высоты заторного подъема уровня воды); деление заторов по признаку механизма их формирования.

Более полная типизация заторов льда с учетом их строения и главных признаков, характеризующих условия их образования, разработана в ГГИ [60]. К числу этих признаков относятся:

– характеристика участка реки (русловой, устьевой, в зоне выклинивания подпора уровня воды водохранилища, в нижних бьефах ГЭС);

– характеристика преграды движению льда (у кромки ненарушенного ледяного покрова, у ледяной перемычки, у скопления ледяных полей, заклинивших русло, у кромки ранее сформированного заторного скопления);

– характеристика строения заторного скопления.

О распределении толщины заторных масс на участках затора судят по форме продольного профиля водной поверхности. Продольный профиль с учетом морфологии участка является своего рода индикатором заторных скоплений, которые по строению подразделяются:

1) на заторы под ледяным покровом вследствие увлечения льдин под кромку, формируются на участке слабо разрушенного весенними процессами ледяного покрова; отличаются мощностью, высокими подъемами, длиной в десятки километров;

2) на заторы с выраженной головной частью. Головная часть скоплений образуется при разрушении ледяных полей в результате навалов, надвигов, подсосов. Вследствие стеснения живого сечения льдом уклоны в головной части резко возрастают, создавая подпор на вышележащем участке. Подпор снижает скорость течения, льдины останавливаются на участке подпора, образуя хвостовую часть затора большой протяженности;

3) на заторные скопления с равномерным продольным профилем, характеризуются постепенным увеличением скоплений льда от зоны выклинивания до верхнего конца затора;

4) на заторы с наличием головной части с большим падением и развитой центральной частью из многослойных скоплений льда и уклоном, близким к уклону свободного русла;

5) на вторичные заторы.

По данным наблюдений установлено 22 типа заторов льда при различном сочетании главных признаков. Чаще всего наблюдаются разновидности русловых заторов.

10.9. Условия формирования зажоров и заторов льда в нижних бьефах ГЭС и в зоне выклинивания подпора уровня воды водохранилища

На участке нижнего бьефа ГЭС, примыкающего к плотине, в течение зимы наблюдается полынья. Под влиянием режима работы ГЭС и условий теплообмена водных масс с атмосферой протяженность полыньи изменяется от 0,2 – 0,5 до 100 – 250 км. Кромка ледяного покрова может быть удалена от плотины на значительное расстояние, при этом она то приближается, то удаляется от плотины. Участок, находящийся в зоне перемещения кромки льда, характеризуется неустойчивым ледовым режимом в течение всей зимы. Здесь под воздействием суточного и недельного регулирования стока имеет место чередование ледостава с ледоходом и шугоходом. На этом участке в период замерзания создаются благоприятные условия для образования зажоров. Места образования зажоров связаны с большими уклонами водной поверхности, крутыми поворотами, стеснением русла реки. В нижнем бьефе волжских, днепровских и ангарских ГЭС длина зажорного участка обычно не превышает 10 м, зажорные подъемы наблюдаются от 2 до 8 м. Количество льда в зажорных скоплениях достигает 24 – 28 млн т.

Заторы льда в нижних бьефах отмечаются при повышенных попусках с подъемом уровня воды, превышающим толщину ледяного покрова. В этих условиях происходит нарушение сплошности ледяного покрова, разрушение его кромки. На участках разрушения ледяных полей возникают подвижки, процессы взламывания, торошения и сжатия льдов. Поток вовлекает льдины под кромку ненарушенного ледяного покрова, что приводит к формированию заторного скопления. Увеличение попусков в это время способствует повышению мощности затора и подъему уровня воды. Наибольший заторный уровень воды, как и для незарегулированных рек, определяется максимальным расходом воды.

В зоне выклинивания подпора уровня воды водохранилища из-за резкого снижения скоростей течения при переходе от участка реки к участку водохранилища формируются зажоры льда в период замерзания и формирования ледяного покрова и заторы льда при его разруше-

нии. На верхней части водохранилища ледостав устанавливается раньше, чем на реке. Поэтому поступающая из реки шуга в условиях снижения скорости течения замедляет свое движение. Под воздействием потока и давления шуги происходит частичный взлом еще тонкого ледяного покрова, торошение льдин и увлечение их и шуги под кромку, давая начало процессу развития зажорных явлений.

Между расходами воды и объемами льда в зажорных скоплениях имеется достаточно тесная связь. Так, на участке выклинивания подпора уровня воды водохранилища Плявиняской ГЭС при возрастании расходов воды от 300 до 800 $м^3/с$ объем зажорных скоплений увеличивается от 4,5 до 14,5 млн $м^3$.

Зажорные подъемы воды обычно равны 2–3 м, достигая максимальных значений в 4 – 7 м (реки Днепр, Западная Двина, Томь, Енисей и др.). Прослеживается четко выраженная зависимость максимальных зажорных уровней от расхода воды.

Заторообразование наблюдается в зоне выклинивания подпора. Здесь обычно скапливается масса льда, пришедшая с верхних участков. Заторы образуются после прорыва верхнего по течению заторного скопления, которое задерживается на участке с повышенной толщиной ледяного покрова или в местах, оставшихся с начала замерзания зажорных скоплений.

Глава 11

ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ, ОСНОВАННЫЕ НА УЧЕТЕ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ

В России долгосрочные прогнозы ледовых явлений на водных объектах систематически выпускаются уже более 60 лет. Знать сроки замерзания и вскрытия рек, озер и водохранилищ с заблаговременностью месяц и более чрезвычайно важно для целого ряда отраслей экономики, в особенности для таких, как гидроэнергетика, водный транспорт, гидротехническое и дорожное строительство, лесная промышленность.

Долгосрочные прогнозы используются при планировании сроков начала и окончания навигации, функционирования ледяных переправ и зимников, определения периода строительных работ с воды и со льда, пропуску высоких вод и т.д.

Следует сказать, что требуемая в долгосрочных прогнозах заблаговременность обусловливает их существенное отличие от краткосрочных как в плане используемой исходной информации, так и в методических основах их разработки.

Практически все методы краткосрочных прогнозов ледовых явлений основаны на решении задач теплообмена водной массы (ледяного покрова) с окружающей средой (атмосферой и ложем водоема). Ожидаемые метеорологические условия оцениваются по прогнозу погоды. Заблаговременность подобных прогнозов не превышает 5–6 сут., так как только на этот срок можно получить достаточно надежный прогноз метеорологических величин.

Совершенно очевидно, что долгосрочные ледовые прогнозы должны базироваться на иных методических подходах.

11.1. Физические предпосылки долгосрочных прогнозов ледовых явлений

Характерной особенностью пространственной структуры полей аномалий сроков ледовых явлений является достаточно высокая их связанность на большой территории. Одинаковый знак аномалий

наблюдается в пределах значительных регионов. Б.М. Гинзбург выделил на территории нашей страны районы с однородными сроками ледовых явлений [24]. Оказалось, что коэффициенты корреляции территориальных характеристик сроков ледовых явлений на реках соседних районов часто превышают 0,6 при расстоянии между их центрами до 1000 км. Это обстоятельство позволяет сделать чрезвычайно важный вывод: процессы ледообразования и разрушения ледяного покрова обусловливаются атмосферными процессами, охватывающими одновременно громадные пространства и развивающимися в течение длительного времени.

Надо отметить, что основой долгосрочных ледовых прогнозов не могут быть предвычисляемые с большой заблаговременностью отдельные метеорологические величины. Так, попытки использования в прогностических схемах данных об ожидаемой средней месячной температуре воздуха не дали преимуществ перед климатическим прогнозом (ориентировкой на среднемноголетние сроки). Практически отсутствуют и способы предсказания с большой заблаговременностью волн холода и тепла. В нашей стране разрабатываются методы долгосрочных прогнозов, которые основаны на учете закономерностей развития атмосферных процессов и с большой заблаговременностью определяют погодные условия весны или осени, а следовательно, и сроки наступления соответствующих фаз ледового режима водных объектов.

Разработка методов долгосрочного ледового прогноза должна включать следующие основные этапы.

1. Анализ гидрометеорологических условий замерзания (вскрытия) водного объекта (объектов), отнесение исследуемого объекта к соответствующему географическому району, оценка возможности учета каких-либо гидрологических факторов (особенно при прогнозе вскрытия).

2. Анализ атмосферных процессов, определяющих теплообмен атмосферы с подстилающей поверхностью в данном районе в течение определенного, значимого для предсказываемого явления периода.

3. Исследование закономерностей развития атмосферных процессов во времени, с помощью которых можно заблаговременно оценить интенсивность похолоданий (потеплений) и связанные с ними сроки ледовых явлений.

4. Выбор и определение количественных показателей (характеристик), обусловливающих наступление интересующей фазы ледового режима.

5. Установление и оценка прогностических зависимостей.

Таким образом, проблема долгосрочных ледовых прогнозов является в значительной мере метеорологической, поэтому для ее успешного решения требуется определенная подготовка в области синоптической метеорологии.

Важной особенностью в процессе разработки методики долгосрочных прогнозов является представление атмосферных процессов в виде объективных количественных характеристик.

Все разнообразие разработанных к настоящему времени методик ледовых прогнозов можно разделить на две основные группы.

В первую входят методики, разработка которых началась более 50 лет назад. Прогностические зависимости устанавливаются на основе анализа атмосферных процессов, предшествующих развитию рассматриваемого явления. Используются качественные и количественные характеристики этих процессов. Количественные характеристики представляют собой различные индексы, отражающие региональные особенности синоптических процессов: индекс меридиональности, потеплений (похолоданий) и др.

Во вторую группу входят методики, начало разработки которых относится к 70-м годам прошлого века и в основу которых положен так называемый физико-статистический метод. Прогностические рекомендации даются в виде уравнений множественной линейной регрессии, а переменными служат параметры, получаемые в результате какого-либо способа компрессии метеорологической информации.

Несмотря на то что в последние годы для решения задач долгосрочного прогнозирования все чаще используется именно этот метод, многие методики, основанные на учете региональных особенностей циркуляции атмосферы, продолжают применяться в оперативной практике.

Как правило, долгосрочные ледовые прогнозы имеют более высокую оправдываемость на крупных и средних водных объектах, так как сроки ледовых явлений на малых водотоках в значительной степени определяются локальными и в некотором смысле случайными факторами.

11.2. Методы, основанные на учете закономерностей атмосферных процессов

В развитии атмосферных процессов принято выделять ряд ситуаций, в той или иной степени характеризующих их однородность. Существуют стадии различной продолжительности: элементарный синоптический процесс (ЭСП) продолжительностью 3–4 сут., естественный синоптический период (ЕСП) продолжительностью 5 – 12 сут., естественный синоптический сезон (ЕСС) длительностью 1,5 – 2 месяца и т. д. В течение ЕСП на значительной части северного полушария (естественном синоптическом районе) сохраняется ориентировка барических образований. Естественный синоптический сезон характеризуется преобладанием однотипных ЕСП (до 80 %) со сходным распределением основных термобарических полей в тропосфере. Каждому ЕСС свойственна своя географическая локализация, свои особенности теплообмена между высокими и низкими широтами, между океаном и континентом и соответствующие черты атмосферной циркуляции.

Характерно, что в большинстве случаев атмосферные процессы начала ЕСС являются преобладающими на всем его протяжении. Таким образом, если охарактеризовать сезон по процессам первых ЕСП, то можно предвидеть развитие синоптической ситуации на последующие 1–2 месяца. Положение об однородности атмосферных процессов в течение ЕСС является ключевым для целого ряда методов долгосрочного прогноза ледовых явлений. Наиболее благоприятные условия для прогноза ледовых явлений складываются тогда, когда они наблюдаются в середине или во второй половине ЕСС. В этом случае по характеристике (индексу) атмосферных процессов, происходящих в начале синоптического сезона, можно предсказывать сроки последующего наступления ледового явления. Если же прогнозируемое явление отмечается в начале нового ЕСС, необходимо учитывать закономерности в перестройке атмосферной циркуляции от одного сезона к другому.

Одним из центральных этапов в разработке методики долгосрочных прогнозов является отыскание объективных характеристик атмосферных процессов.

В общем виде прогноз ледовых явлений осуществляется по зависимостям вида

$$\Delta D_t = f(I_{t-\delta}), \qquad (11.1)$$

где ΔD_t – отклонение от нормы даты наступления ледового явления; $I_{t-\delta}$ – показатель (индекс), характеризующий развитие атмосферных процессов в предшествующий период.

В первых, разработанных еще в начале 40-х годов, методах прогноза для характеристики атмосферной циркуляции использовалась классификация синоптических процессов, предложенная Г.Я. Вангенгеймом. Эта типизация учитывала особенности атмосферной циркуляции в виде конкретных форм, проявляющихся на ежедневных высотных и наземных картах в атлантико-евразийском секторе северного полушария. К слову, им же введено понятие ЭСП. Было установлено три основных типа циркуляции: западный (*W*), меридиональный (*C*) и восточный (*E*), характеризующиеся резким отличием в отношении преобладающего направления переноса воздушных масс.

При процессах формы *W* происходит зональное (с запада на восток) смещение барических образований и в толще тропосферы наблюдаются волны малой амплитуды. В этом случае положительная аномалия давления и температуры имеет место в умеренных широтах, а отрицательная – в полярных.

Различие форм *C* и *E* связано с локализацией основных гребней и ложбин. Форме *C* соответствует расположение высотных гребней над Западной Европой и Сибирью, а высотных ложбин – над Европейской территорией России (ЕТР). При форме *E* расположение высотных гребней и ложбин обратное. Гребням соответствуют положительные аномалии температуры и давления, ложбинам – отрицательные.

Тип атмосферной циркуляции с числом дней, превышающим норму, считается определяющим в этом месяце. В случае, если повторяемость двух форм превышает норму, циркуляция данного месяца считается смешанной, например (*W* + *C*), (*E* + *C*) или (*E* + *W*).

Г.Я. Вангенгейм констатировал, что вследствие инерционности макросиноптических процессов имеется значимая связь между преобладающими типами атмосферной циркуляции смежных месяцев. Таким образом, по характеристикам воздушных масс предшествующего периода можно судить о метеоусловиях последующего периода, а следовательно, и о сроках наступления ледовых явлений.

Классификация Г.Я. Вангенгейма сыграла огромную роль в исследованиях атмосферных процессов и в дальнейшем была усовершенствована А.А. Гирсом.

Впервые сведения о макропроцессах в атмосфере для долгосрочного прогноза ледовых явлений (сроков замерзания рек) использовали Г.Р. Бергман и Г.Я. Вангенгейм. К сожалению, типизация Г.Я. Вангенгейма позволяла лишь качественно судить об атмосферных процессах.

Следующий шаг в развитии долгосрочных ледовых прогнозов был сделан, когда стали появляться исследования по количественной оценке атмосферных процессов.

11.2.1. Прогнозы появления льда на реках

Ко времени устойчивого появления плавучего льда фактически заканчиваются плановые перевозки на большинстве рек страны. Окончание физической навигации приурочивается к моменту устойчивого появления плавучих форм льда. В связи с этим прогнозу этой характеристики в осенне-зимнем режиме рек придается особое значение.

Сначала плавучие формы льда появляются на реках северных и северо-восточных районов Сибири, в среднем в первых числах октября. На севере Европейской территории России это происходит в третьей декаде октября, на реках южных районов – в конце ноября начале декабря. Их среднемноголетняя амплитуда на реках Восточной Сибири и Дальнего Востока составляет 20 – 30 сут., а на реках юго-запада страны уже достигает 60 – 70 сут. Среднее квадратическое отклонение этих сроков от средних многолетних изменяется от 5–6 сут. для рек Восточной Сибири до 14 – 16 сут. для юго-западных регионов. Столь значительные пространственно-временные особенности сроков появления льда на реках страны позволяют сделать вывод о том, что определяющими для них являются и существенно различные атмосферные процессы. В дальнейшем, в соответствии с кругом наших интересов, внимание будет сосредоточено на некоторых примерах конструирования прогностических методик для различных регионов страны.

В естественном синоптическом районе, занимающем пространство от Северной Атлантики до Енисея, синоптический сезон осени

в среднем начинается в третьей декаде августа и заканчивается во второй декаде октября. Таким образом, создаются предпосылки для разработки методик прогноза на реках, замерзающих уже в первой половине октября. К ним, в первую очередь, относятся реки северо-восточных областей России и многие реки Сибири.

Анализ атмосферных процессов, обусловливающих ледообразование на реках северо-восточной части России, показал, что интенсивное похолодание и, следовательно, раннее замерзание рек происходит при вторжении в этот регион арктических масс воздуха. Позднее же ледообразование имеет место при устойчивом западном и юго-западном переносах теплых воздушных масс. Количественная оценка направленного переноса воздушных масс была предложена Х.П. Погосяном и Е.И. Савченковой и получила название индекса меридиональности. Надо сказать, что этот индекс используется в целом ряде методических разработок. Для количественного выражения степени меридиональности циркуляции на изобарических картах H_{500} выделяются два сферических прямоугольника (рис. 11.1).

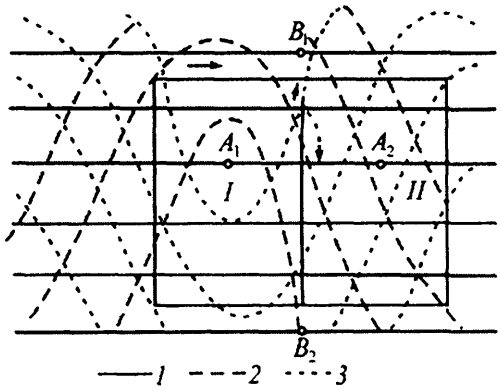


Рис. 11.1. Схема определения индексов циркуляции.
Начертание изогипс на картах AT_{500}:
1 при западном переносе, *2* при направлении ведущего потока на прямоугольник *II* с северо-запада, *3* при направлении ведущего потока на прямоугольник II с юго-запада.

Границы прямоугольников устанавливаются таким образом, чтобы первый (*I*) располагался западнее рассматриваемого бассейна реки, а второй (*II*) включал его. В обоих прямоугольниках подсчитывается среднее значение геопотенциала $\overline{H_{500}}$. Разность средних высот в западном $\overline{H_з}$ и восточном $\overline{H_в}$ прямоугольниках и носит название индекса меридиональности $I_м$ [43].

Если воздушный поток направлен с запада на восток, то величина $I_м$ близка к нулю. При значениях $I_м < 0$ в ведущем потоке превалирует южная составляющая; при $I_м > 0$ ведущий поток обусловливает поступление воздушных масс с севера и северо-запада. Для характеристики средней температуры воздуха в 5-километровом слое тропосферы часто используют карты относительной барической топографии H_{1000}^{500}, по которым аналогично индексу $I_м$ подсчитывается индекс I_0.

В методике прогноза появления льда на реках северо-востока ЕТР (Северная Двина, Вычегда и Печора) индексы подсчитываются в двух районах со следующими координатами: 1) 35 – 75° с. ш.; 30° з. д.–40° в. д. и 2) 35 – 75° с. ш., 40 – 100° в. д. Оптимальный временной интервал для его определения - от начала синоптического сезона осени (третья декада августа) до 15 сентября. При значениях индекса $5 < I_м \leq 9$ дам (близких к среднему многолетнему) для прогнозов сроков появления льда используется уравнение

$$\Delta D = 9{,}5 - 1{,}45 I_м, \qquad (11.2)$$

в других случаях

$$\Delta D = 0{,}35 I_м - 1{,}8 I_0, \qquad (11.3)$$

где ΔD – сроки появления льда в отклонениях от средней многолетней даты.

Прогноз сроков появления льда на реках Сибири и Дальнего Востока осуществляется на основе учета закономерностей формирования и развития сибирского антициклона и его гребней. Обычно его формирование начинается в августе. За начало формирования антициклона принимается дата устойчивого (как правило, не менее 10 сут. подряд) возникновения антициклонического поля давления (D_a) между 90 и 140° в. д. с центром в районе оз. Байкал. Формирование сибирского антициклона в значительной степени зависит от притока холодных воздушных масс, вторгающихся преимущественно с севера и северо-запада через Карское море и Таймыр. Эти вторжения характеризуются индексом $I_{\Delta p}$, представленным в виде разности аномалий приземного месячного давления в августе, осредненного по двум сферическим прямоугольникам, ограниченным

с юга 40° с.ш. и с севера 75 ° с. ш. Западный прямоугольник ограничен 80 – 110° в. д., восточный – 120 – 150° в. д. Значения Δp снимаются в узлах регулярной географической сетки через 5° по широте и 10° по долготе. Если в западном прямоугольнике значение аномалии давления $\Delta p_з$ выше, чем в восточном $\Delta \bar{p}_в$, то вторжения холодного воздуха происходят более интенсивно, что способствует ускоренному развитию антициклона и, следовательно, раннему ледообразованию.

Прогностическое уравнение имеет вид:

$$\Delta D = C_1 \Delta D_а + C_2 I_{\Delta p} + C_0, \qquad (11.4)$$

где C_1, C_2, C_0 – коэффициенты уравнения регрессии и его свободный член соответственно (для каждого прогнозируемого объекта имеют индивидуальные значения); $\Delta D_а$ – отклонение от среднемноголетней даты начала формирования сибирского антициклона.

Прогнозы выпускаются в первых числах сентября и имеют среднюю заблаговременность порядка полутора месяцев.

На реках Западной Сибири появление льда связано с формированием и развитием в августе–сентябре гребня сибирского антициклона, направленного на нижнее течение Оби. Процесс формирования гребня характеризуется определенной разностью аномалий давления Δp от августа к сентябрю по данным станций, расположенных вдоль оси гребня (Иркутск, Енисейск, Сургут). Интенсивность вторжений холодного воздуха с севера и северо-запада (приводящих к усилению гребня) учитывается индексом меридиональности $I_м$. Индекс определяется за сентябрь по средним месячным картам высот изобарической поверхности 500 гПа в двух сферических прямоугольниках с координатами: 1) 40 – 80° с. ш.; 60 – 105° в. д. и 2) 40 – 80° с. ш.; 105 – 180° в. д.

Сроки ледообразования зависят от определенного соотношения описанных количественных характеристик атмосферных процессов.

Прогноз сроков появления льда на Средней Оби осуществляется по зависимости:

$$\Delta D = -3{,}4 \Delta p + n\,[1 - 0{,}93 \lg(I_м + 7{,}7)], \qquad (11.5)$$

где коэффициент n при разных знаках Δp и разности $(I_м - 2{,}3)$ равен 45, при одинаковых – нулю; 2,3 – среднее значение $I_м$.

Прогнозы по (11.5) составляются в начале октября и имеют среднюю заблаговременность около месяца.

Один из методов прогноза появления льда на реках Северо-Запада России основан на использовании так называемого индекса «контрастности»:

$$I_к = \Delta p_а + \Delta p_б + \Delta p_в . \qquad (11.6)$$

Отклонения давления от среднего многолетнего значения вычисляются по приземним картам по данным опорных метеостанций: $\Delta p_а$ – над Северной Атлантикой, $\Delta p_б$ – над Северо-Западом России, $\Delta p_в$ – над Восточной Сибирью. Положительное значение индекса $I_к$ характеризует тип атмосферной циркуляции, при котором происходит ослабление нагона теплых водных масс Атлантики в Норвежское и Баренцево моря и раннее появление льда на реках Северо-Запада. Отрицательное значение индекса «контрастности» свидетельствует об усилении нагона и опосредованно определяет поздние сроки ледообразования.

11.2.2. Прогнозы вскрытия рек

В процессе вскрытия рек можно выделить несколько характерных фаз развития, важнейшей из которых следует считать начало ледохода. С началом ледохода прекращаются какие-либо работы на льду, ликвидируются ледовые переправы, открывается навигация и т.д. В сравнении с процессом замерзания процесс вскрытия рек в силу целого ряда причин представляется более сложным. Объясняется это тем, что он зависит не только от термических факторов, но и от механических, так как весеннее повышение уровня воды способствует поднятию льда и нарушению его контакта с береговой линией. Влияние последних более существенно для рек, текущих в северном направлении, так как интенсивное таяние снега в южной части бассейна приводит к формированию волны половодья и взлому ледяного покрова. Необходимо также отметить, что на процесс таяния снега и разрушения льда сильное влияние оказывает солнечная радиация. Особенно это заметно на реках, текущих преимущественно в южном направлении.

Долгосрочные прогнозы вскрытия рек, так же как и прогнозы замерзания, основываются на анализе циркуляции атмосферы с целью выявления тех атмосферных процессов, которые определяют (с

большой заблаговременностью) условия вскрытия рек. Последним этапом является установление вида прогностических зависимостей. В методических разработках, помимо однородности атмосферных процессов в пределах синоптического сезона весны, учитывается и их эволюция от сезона к сезону.

Большинство рек Сибири и Севера Европейской территории России вскрывается обычно во второй половине апреля и в мае, т.е. в синоптический сезон весны. Этот сезон охватывает период со второй декады марта до середины мая, что позволяет по характеристике атмосферных процессов в марте судить о возможных сроках вскрытия.

Основным условием начала вскрытия рек Западной Сибири является интенсивное потепление, охватывающее как равнинную часть бассейнов, так и горный Алтай – район формирования волны половодья. Интенсивное потепление обусловливается выносом теплых воздушных масс с юго-запада при выходе на Западную Сибирь циклонов с Черного и Каспийского морей и из Средней Азии. На рис. 11.2 представлена схема атмосферных процессов юго-западного типа, при которых гребень высокого давления расположен над Сибирью, а высотная ложбина – над Европейской территорией России.

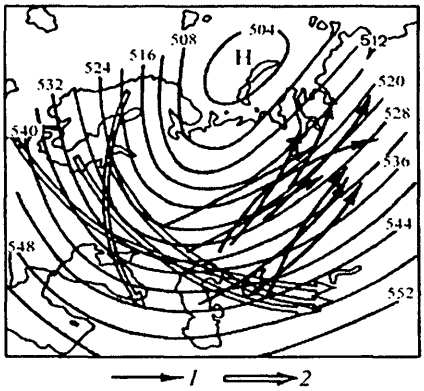


Рис. 11.2. Схема атмосферных процессов юго-западного типа, обусловливающих вынос тепла на Западную Сибирь:
1 траектории циклонов,
2 траектории антициклонов.

Одновременно с адвекцией тепла на Западную Сибирь происходит вторжение холодного воздуха в северо-западные и центральные районы ЕТР. За количественную характеристику потепления принимается осредненная по трем станциям Западной Сибири (Барнаул, Тайга, Сургут) сумма превышений средних суточных температур воздуха над –15 °С ($\sum\Delta\theta$) за дни, когда одновременно по-

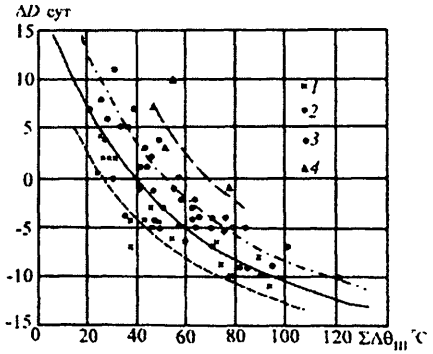


Рис. 11.3. Зависимость отклонения от нормы сроков вскрытия рек бассейна Верхней Оби ΔD от суммы потеплений в марте ($\Sigma\Delta\theta_{III}$) с учетом высоты снежного покрова в Северном Казахстане и на Алтае и аномалии давления в марте. Средняя высота снежного покрова:
1 - ниже климатической нормы на 10 см и более, *2* - ниже нормы на 3 9 см, *3* близка к норме или выше нее; *4* отрицательная аномалия давления при направлении воздушного потока с севера.

нижалась температура на двух станциях ЕТР (Москва и Санкт-Петербург). Этот показатель часто называют «индексом потепления». Качество прогнозов значительно улучшается, если дополнительно учитывать состояние подстилающей поверхности на пути переноса воздушных масс. Наличие снега на территории Северного Казахстана и Западной Сибири способствует выхолаживанию воздуха, при малых же высотах снежного покрова быстро появляются проталины и происходит его интенсивный прогрев. На рис. 11.3 приведена зависимость для прогноза вскрытия рек бассейна Верхней Оби.

Зависимости, основанные на учете интенсивности потеплений ($\Sigma\Delta\theta$) в начале синоптического сезона весны, установлены для прогноза сроков вскрытия рек бассейнов Верхней Волги, Камы, Тобола, Северной Двины.

Сложнее осуществить прогноз, когда сроки вскрытия рек отмечаются в разные синоптические сезоны. Такая ситуация, в частности, наблюдается на реках южной части ЕТР. В этом случае возникает необходимость в учете перестройки преобладающих атмосферных процессов от сезона к сезону. Нарушение преемственности процессов от зимы к весне прослеживается с помощью карт H_{1000}^{500} по данным контраста температур 5-километрового слоя атмосферы. Зимой практически всегда имеет место перенос воздушных масс с юго-запада на южные и центральные районы ЕТР с горизонтальным градиентом величин H_{1000}^{500}. Количественной оценкой градиентов являет-

ся разность отклонений от нормы величин ΔH_{1000}^{500} в зоне, расположенной юго-западнее рассматриваемого бассейна реки, и в зоне его расположения. Разность отклонений от нормы ($\Delta\Gamma$) определяется за каждый месяц (с ноября по февраль), а изменения – от сезона к сезону. Возрастание градиента

$$\Delta\Gamma_I = \frac{\Gamma_{XII} + \Gamma_I}{2} - \Gamma_{XI} > 0 \qquad (11.7)$$

обусловливает вынос тепла и раннее вскрытие рек.

Зависимость вскрытия (сроков) от толщины льда характеризуется суммой отрицательных температур воздуха ($\sum_{з}\theta_-$) за период от даты начала ледостава до момента выпуска прогноза. Прогноз сроков вскрытия на Нижней Волге и Дону выпускается в начале февраля по уравнению

$$\Delta D = C_1\left|\sum_{з}\theta_-\right| - C_2\,\Delta\Gamma_I - C_0, \qquad (11.8),$$

где ΔD – отклонения сроков вскрытия от средней многолетней даты; C_1, C_2, C_0 – коэффициенты уравнения регрессии.

Если вскрытие ожидается в нормальные или поздние сроки, дополнительно учитывается изменение градиента $\Delta\Gamma_2$ от первой половины зимы ко второй $\Delta\Gamma_2 = \Gamma_{II} - \frac{\Gamma_{XII} + \Gamma_I}{2}$ и условия нарастания льда в феврале по относительной величине

$$\beta = \frac{\sum_{II}\theta_-}{\sum_{з}\theta_-},$$

где $\sum_{II}\theta_-$ – сумма средних суточных отрицательных температур за февраль.

В этом случае прогноз осуществляется на месяц позднее (в начале марта) по зависимости

$$\Delta D = C_1\left|\sum_{з}\theta_-\right| - C_2\,\Delta\Gamma_I - C_3\Delta\Gamma_2 + C_4\beta - C_0. \qquad (11.9)$$

В данном разделе были рассмотрены лишь некоторые из существующих методов прогноза ледовых явлений на реках, в основу которых положен учет региональных особенностей атмосферной циркуляции.

11.3. Синоптико-статистические методы прогноза

Опыт составления долгосрочных прогнозов замерзания и вскрытия рек, базирующихся на анализе и учете атмосферных процессов в районах, примыкающих к рассматриваемым речным бассейнам, показал достаточно высокую их оправдываемость (около 80 %). В то же время по отдельным бассейнам долгосрочные прогнозы ледовых явлений, особенно в экстремальные годы, оказались малоэффективными. Одним из недостатков подобных методов является использование в них характеристик атмосферных процессов над ограниченной территорией. Кроме того, страдают известной долей субъективизма и сами способы формализации атмосферных процессов.

Еще Г.Я. Вангенгейм отмечал, что процессы, наблюдаемые в отдельных, сравнительно небольших, районах полушария, необходимо связывать с глобальной циркуляцией атмосферы. Очевидно, что атмосфера является единой системой, все части которой активно взаимодействуют друг с другом. Исследования по общей циркуляции атмосферы показали необходимость учета в прогнозах ледовых явлений атмосферных процессов над обширными регионами северного полушария. Однако количественная параметризация атмосферных ситуаций и процессов требует обработки информации огромного пространственно-временного масштаба. Это стало возможным только с появлением мощной вычислительной техники и разработкой прикладных методов статистической обработки многомерных полей.

Используемые в прогностической практике методы обработки метеорологической информации позволяют перейти от наблюдений в отдельных точках полушария к ограниченному числу укрупненных признаков, отражающих наиболее существенную информацию исходных метеорологических полей. Условием получения устойчивых связей сроков ледообразования с полученными параметрами может служить их определенная физическая значимость.

К настоящему времени разработано большое число способов получения таких параметров. К основным можно отнести разложение

метеорологических полей в ряд по ортогональным полиномам Чебышева, по естественным ортогональным функциям (метод главных компонент); дискриминантный анализ. Полученные одним из перечисленных методов числовые характеристики рассматриваются в качестве тест-предикторов при построении прогностических уравнений.

Синоптико-статистический метод долгосрочных ледовых прогнозов базируется на единой основе, которую составляют:

– анализ атмосферных процессов, обусловливающих замерзание (вскрытие) рек с целью выделения в Северном полушарии значимых (показательных) районов;

– определение количественных характеристик атмосферных процессов в значимых районах с помощью одного из способов многомерного статистического анализа;

– регрессионный анализ для выявления зависимости сроков ледовых явлений от полученных характеристик.

11.3.1. Численные характеристики метеорологических полей

Наиболее простым способом аналитического представления барических и температурных полей является их разложение по полиномам Чебышева. В этом способе поле исследуемой метеорологической величины представляется в виде ряда, состоящего из суммы произведений числовых коэффициентов на определенные функции. Значения соответствующей метеорологической величины P снимаются с синоптической карты в точках пересечения прямоугольной регулярной сетки меридианов и параллелей с координатами $x = 0, 1, \ldots, k$; $y = 0, 1, \ldots, l$. Разложение поля по полиномам Чебышева осуществляется по формуле

$$P(x, y) = A_{00}\varphi_0(x)\,\varphi_0(y) + A_{10}\varphi_1(x)\,\varphi_0(y) + A_{01}\varphi_0(x)\,\varphi_1(y) + \\ + A_{11}\varphi_1(x)\,\varphi_1(y) + \ldots + A_{ij}\varphi_i(x)\,\varphi_j(y), \qquad (11.10)$$

где A_{ij} – коэффициенты разложения; φ_i, φ_j – полиномы (функции) Чебышева.

Надо отметить, что полиномы задаются таким образом, что каждый коэффициент отражает определенное (не повторяющееся) распределение значений Р. Коэффициенты разложения определяются по выражению

$$A_{ij} = \frac{\sum_{m=1}^{k}\sum_{n=1}^{l} P(x_m, y_n)\varphi_i(x_m)\varphi_j(y_n)}{\sum_{m=1}^{k}\varphi_i^2(x_m)\sum_{n=1}^{l}\varphi_j^2(y_n)}, \qquad (11.11)$$

где k – число узлов, в которых задается функция в направлении оси x; l – в направлении оси y.

$$\varphi_0 = 1;\ \varphi_1(x) = x - \frac{n+1}{2};\quad \varphi_2(x) = \varphi_1^2 - \frac{n^2-1}{12};$$
$$\varphi_{i+1} = \varphi_1\varphi_i - \frac{i^2\left(n^2 - i^2\right)}{4\left(4i^2 - 1\right)}\varphi_{i-1}. \qquad (11.12)$$

Для вычисления полиномов имеются специальные таблицы чисел Чебышева.

Вычислением уже первых 8 – 10 членов ряда обычно достигается хорошая сходимость расчетного и фактического полей. При таком представлении поля атмосферного давления считается, что первый член соответствует среднему значению давления по площади, второй и третий члены ряда отражают меридиональный и широтный переносы соответственно. Есть попытки физической трактовки знаков коэффициентов разложения и их абсолютных значений.

Однако все же надо отметить, что данный способ несколько формален, поскольку исходное поле расчленяется на ряд элементарных полей (слагаемых) в виде некоторых геометрических шаблонов, которым далеко не всегда можно дать физическую интерпретацию.

В большей степени такой жесткой формализации позволяет избежать представление полей метеовеличин с помощью естественных ортогональных функций (е. о. ф.) [4].

Так как этот метод в настоящее время получил наиболее широкое применение при разработке долгосрочных прогнозов сроков ледовых явлений, остановимся на нем более подробно.

Метод е. о. ф. обладает максимальной скоростью сходимости по сравнению с другими разложениями, обеспечивая наилучшую аппроксимацию числового поля малым числом членов.

Временная последовательность полей задается некоторой функцией $F(t, x)$, где t – фиксированное для каждого поля время

($t = 1, m$), а x – пространственные координаты ($x = 1, n$). В качестве исходной последовательности полей обычно используют карты полей месячных аномалий давления и температуры воздуха. Выбор узлов, в которых снимаются значения метеовеличин, может быть произвольным.

Функция $F(t, x)$ задана в виде матрицы:

$$F = \begin{pmatrix} F_{11} & F_{12} & \dots & F_{1n} \\ F_{21} & F_{22} & \dots & F_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ F_{m1} & F_{m2} & \dots & F_{mn} \end{pmatrix}, \qquad (11.13)$$

где в качестве ее элементов часто используются отклонения метеорологических характеристик от их нормы. Каждая строка матрицы (11.13) описывает состояние поля в некоторый момент времени.

Ищется представление функции $F(t, x)$ в виде суммы произведений $X_h(x)$ на коэффициенты $B_h(t)$:

$$F(t,x) = \sum_h B_h(t) X_h(x), \qquad (11.14)$$

где $X_h(x)$ – некоторые случайные базисные функции, зависящие только от x; $B_h(t)$ – функции времени, представляющие коэффициенты разложения.

Для определения этих функций накладывается условие их оптимальности в смысле минимума суммы квадратов ошибок разложения S^2 (11.14) при любом фиксированном значении h:

$$S^2 = \sum_x \sum_t \left[F(t,x) - \sum_h B_h(t) X_h(x) \right]. \qquad (11.15)$$

Переход к более удобной системе обозначений позволяет получить выражения для любого элемента матрицы (11.13):

$$\begin{aligned} F(t,x) &= F_{ij} \; (i = \overline{1,m}) \\ X_h(x) &= X_{hj} \; (j = \overline{1,n}) \\ B_h(t) &= B_{hi} \; (h = 1, 2 \dots). \end{aligned} \qquad (11.16)$$

Тогда с учетом (11.16) уравнение (11.15) примет вид:

$$S^2 = \sum_i \sum_j \left[F_{ij} - \sum_h B_{hi} X_{hj} \right]^2 . \qquad (11.17)$$

Приравняв производные от S^2 по B_i и X_j к нулю и выполнив некоторые преобразования, получим систему уравнений:

$$\sum_k R_{jk} X_k = \lambda X_j , \qquad (11.18)$$

где
$$R_{jk} = \frac{1}{m} \sum_i F_{ij} F_{ik} \qquad (11.19)$$

и
$$\lambda = \frac{1}{m} \sum_i B_i^2 \sum_k X_k^2 , \left(k = \overline{1,m}\right). \qquad (11.20)$$

Функции R_{jk} представляют собой корреляционные моменты, а λ – собственные числа матрицы этих моментов; R будет матрицей ковариаций, если элементы матрицы заданы в отклонениях от нормы, и корреляционной, если отклонения нормированы на дисперсии.

В матричной форме (11.18) имеет вид:

$$(R - \lambda I)X = 0, \qquad (11.21)$$

где I – единичная матрица одного порядка с R; X – собственный вектор матрицы R.

Необходимым и достаточным условием существования нетривиального решения системы уравнений (11.21) является равенство нулю ее основного определителя:

$$\left| R - \lambda I \right| = 0. \qquad (11.22)$$

Одним из существующих способов находятся собственные числа матрицы R. При последовательной (в порядке убывания) подстановке значений λ в (11.21) получается n решений:

$$\begin{aligned} &(h = 1)\ X_{11}\ X_{12} \ldots X_{1n} \quad \text{для } \lambda_1 \\ &(h = 2)\ X_{21}\ X_{22} \ldots X_{2n} \quad \text{для } \lambda_2 \\ &\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots \\ &(h = n)\ X_{n1}\ X_{n2} \ldots X_{nn} \quad \text{для } \lambda_n, \end{aligned} \qquad (11.23)$$

каждое из которых – собственный вектор матрицы R.

Известно, что для симметричных и положительно определенных матриц собственные вектора образуют ортогональную систему, т.е. скалярные произведения равны нулю:

$$\sum_{j=1}^{n} X_{ij} X_{kj} = \delta_{ik} \begin{vmatrix} 0 & \text{при} \quad i \neq k, \\ 1 & \text{при} \quad i = k. \end{vmatrix} \tag{11.24}$$

Используов значения функций X_{hj}, легко вычислить и временные функции B_{hi}:

$$B_{hi} = \frac{\sum_{j} F_{ij} X_{hj} \quad (i = \overline{1,m})}{\sum_{j} X_{hj}^2 \quad (h, j = \overline{1,n}).} . \tag{11.25}$$

Функции $B_h(t)$ и $X_h(x)$ формально равноправны, поэтому и $B_h(t)$ можно рассматривать как n-мерные ортогональные векторы.

Точность разложения (скорость сходимости) оценивается с помощью отношения:

$$\beta = \frac{\sum_{h=1}^{n_1} \lambda_h}{\sum_{h=1}^{n} \lambda_h}, \tag{11.26}$$

где n – общее число членов разложения, $n_1 < n$ – часть из них.

Чем выше скорость сходимости, тем меньшим числом членов ряда можно ограничиться, чтобы с достаточной точностью описать исходное поле. При представлении исходного поля несколькими первыми естественными ортогональными функциями происходит не механическое отбрасывание исходной информации, а отсеивание ее малозначимой части, «шумов». Необходимо также отметить, что изменение во времени коэффициентов разложения носит более закономерный характер, чем изменение метеоданных в отдельных точках пространства, и менее подвержено случайным флуктуациям.

Метод разложения полей на естественные ортогональные составляющие может быть отнесен к структурному типу компрессии (сжатия) информации, когда оптимальным образом основное ее содержание сосредоточено в небольшом числе параметров, однако их прогностическая значимость (связь с предиктантом) заранее неизвестна. В то же время было бы целесообразно уже в процедуре обработки исходной

информации получать некоторые параметры (тест-предикторы), заведомо полезные с прогностической точки зрения.

Для решения такого рода задачи применяется дискриминантный анализ метеорологических полей. В настоящее время существует несколько подходов к реализации схем дискриминантного анализа.

В области долгосрочных ледовых прогнозов нашел применение подход, основанный на идее Себестиана и адаптированный к задачам гидрометеорологии Ю.В. Николаевым. Проблема дискриминантного анализа в данном случае решается следующим образом.

На первом этапе определяется принадлежность каждого значения предиктанта (члена временного ряда сроков ледовых явлений) к одному из классов (как правило, двух). В соответствии с этим исходная совокупность метеорологических полей

$$F = \left\{ f_{ij} \right\}_{i=1,j=1}^{m \quad n} \tag{11.27}$$

также разбивается на классы

$$F^a = \left\{ f_{ij}^a \right\}_{i=1,j=1}^{m_a \quad n}$$

и

$$F^b = \left\{ f_{ij}^b \right\}_{i=1,j=1}^{m_b \quad n} \quad m_a + m_b \le m, \tag{11.28}$$

где n – число точек (станций), которыми характеризуются метеорологические поля; m – общее число полей; m_a – число полей класса a, m_b – число полей класса b.

Затем вычисляется ковариационная матрица R по всей совокупности полей и матрица R^* между полями разных классов:

$$R = \left\{ r_{jk} \right\}_{j=1,k=1}^{n \quad n} \tag{11.29}$$

$$R^* = \left\{ r_{jk}^* \right\}_{j=1,k=1}^{n \quad n} \tag{11.30}$$

Элементы матриц R и R^* определяются следующим образом:

$$r_{jk} = \overline{f_j f_k} - \overline{f_j}\,\overline{f_k} \tag{11.31}$$

и

$$r_{jk}^* = \overline{f_j^a f_k^a} + \overline{f_j^b f_k^b} - \overline{f_j^a}\,\overline{f_k^b} - \overline{f_j^a}\,\overline{f_k^b}. \tag{11.32}$$

Задача выделения информативных предсказателей с применением дискриминантного анализа в целом аналогична задаче разло-

жения полей на е. о. ф. Разница заключается в способах получения матрицы преобразования X. В процедуре дискриминантного анализа это связано с решением уравнения

$$(R^* - \lambda_s R)X_s = 0, \tag{11.33}$$

откуда находятся собственные значения λ_s и главные векторы пучка форм $X_s(s = 1, n)$. Параметры λ_s определяются как корни уравнения

$$|R^* - \lambda R| = 0. \tag{11.34}$$

Уравнение имеет n вещественных корней λ_s, которым соответствуют главные векторы X_s.

Решения (11.33), отвечающие различным собственным числам λ_s, ортогональны в матрице R.

Искомые коэффициенты разложения пучка форм вычисляются по формуле:

$$B_{is} = \sum_{j=1}^{n} X_{sj} F_{ij}. \tag{11.35}$$

Если задача дискриминантного анализа решается для двух классов, то в качестве предсказателей достаточно взять лишь первый коэффициент разложения B_{i1}, соответствующий максимальному собственному числу.

Таким образом, прогностически ценная информация поля оказывается сосредоточенной в одном параметре B_{i1}. В результате дискриминантного анализа полей давления и температуры воздуха за различные месяцы формируется совокупность предсказателей, использующихся в качестве тест-предикторов, для прогноза сроков ледовых явлений.

Вопрос выбора правила деления на классы решается индивидуально в соответствии с характером изменчивости прогнозируемой величины. Надо заметить, что оптимальное деление на классы во многом определяет успех при получении наиболее информативных предсказателей.

В дискриминантном анализе к выбору станций, характеризующих метеорологические поля, предъявляется ряд требований.

При излишней густоте сети некоторые столбцы и строки ковариационной матрицы R могут оказаться тесно связанными, что мо-

жет привести к ее плохой обусловленности. Численные эксперименты показывают, что оптимальный коэффициент корреляции между значениями отдельных станций составляет примерно 0,4.

Результаты дискриминантного анализа статистически значимы, когда объем выборок существенно превышает их число. Задача выбора наиболее информативных станций решается на основе анализа величины $\delta_j = \dfrac{d_j^2}{\sigma_j^2}$, представляющей собой отношение среднего квадрата расстояния между классами к дисперсии в j-й точке (станции).

При наличии двух классов величина d_j^2 вычисляется по формуле:

$$d_j^2 = F_j^2(a) + F_j^2(b) - 2F_j(a)F_j(b), \qquad (11.36)$$

где a и b – классы полей метеорологической величины.

Значения δ_j^2 характеризуют качество «принудительно» назначенной классификации метеорологической информации в каждой точке.

Оптимальными (показательными) являются станции, которым соответствуют наибольшие значения δ_j.

Далее будут рассмотрены примеры использования описанных способов определения количественных характеристик атмосферных процессов при разработке методов долгосрочных прогнозов ледовых явлений на некоторых водных объектах России [55, 61].

11.3.2. Прогнозы появления льда на реках

Сроки ледообразования на реках Сибири, Дальнего Востока и севера Европейской территории России зависят от атмосферных процессов, развивающихся в октябре. Установлено, что прогностические предпосылки на октябрь можно получить по характеристикам атмосферной циркуляции за июль, август и сентябрь. Предполагается, что развитие синоптических процессов, в первую очередь, связано с расположением и интенсивностью полей аномалий давления и температуры воздуха. Для выявления наиболее информативных (показательных) районов северного полушария в Гидрометцентре России используется следующий способ. Выделяются годы

с аномально ранними и аномально поздними сроками ледообразования на реках рассматриваемого бассейна, т.е. годы, когда фоновое отклонение от нормы сроков появления льда на реках превышает вероятное его значение (0,674σ). Для выделенных групп лет анализируются поля месячных аномалий давления и температуры воздуха у земной поверхности поля H_{500} и H_{1000}. Районы, в которых эти поля имеют противоположные знаки в годы с ранними и поздними сроками ледообразования, считаются значимыми, и информация только по этим районам в дальнейшем подвергается обработке с целью получения числовых характеристик метеорологических полей.

Показательный район для прогноза на Оби и Иртыше ограничен 50 ° з. д. – 10 ° в. д. и 75 – 50 ° с. ш. и расположен над Северной Атлантикой. Атмосферная циркуляция характеризуется полями аномалий давления в июле. Опорная сеть состоит из 20 точек регулярной географической сетки на пересечении меридианов с параллелями. Снятая с карт информация подвергается разложению на естественные ортогональные составляющие. Основное ее содержание сосредоточено в первых десяти коэффициентах разложения.

Уравнение для прогнозов срока появления льда на реке Обь имеет общий вид:

$$\Delta D = C_1B_1 + C_2B_2 + C_3B_5 + C_4B_6 + C_5B_7 + C_6B_8 + C_0, \quad (11.37)$$

где ΔD – отклонение от нормы даты появления льда; $C_1 - C_6$, C_0 – коэффициенты уравнения регрессии и свободный член (для каждого пункта на реке имеют индивидуальные значения); B_1, B_2, B_5, B_6, B_7, B_8 – коэффициенты разложения поля аномалий давления за июль в показательном районе.

Для выделения динамически значимых районов северного полушария применяется и другой способ, использованный, в частности, для разработки методики долгосрочного прогноза сроков появления льда на реках Северо-Востока ЕТР.

Вычисляются коэффициенты корреляции между фоновыми сроками начала ледообразования на исследуемой реке и значениями месячных аномалий давления (температуры) на станциях, расположенных на территории Северного полушария. Значения коэффициентов корреляции наносятся на картографическую основу и наводятся изолинии. На картах изокоррелят, построенных для каждого

месяца и метеорологической величины, выделяются области локализации коэффициентов различных знаков. В качестве показательных выбираются крупномасштабные области локализации значимых коэффициентов корреляции. Анализ карт изокоррелят для Северной Двины показал, что наиболее «глубокие» и обширные очаги корреляции прослеживаются на картах, построенных по данным о приземном давлении июля. Крупнейшие из них охватывают территорию Канады и США, а также пространство от Гренландии до п-ова Камчатка. Значимые области выделяются и на картах, построенных для других месяцев. Далее производится разложение полей метеорологических величин, характеризующихся данными станций, расположенных в пределах показательных областей на естественные ортогональные составляющие. Временные ряды коэффициентов разложения для различных месяцев и метеорологических характеристик уже не ортогональны и могут заметно коррелировать между собой. В связи с этим применяются различные способы отбора наиболее информативных предсказателей. В результате оптимизации состава предикторов было получено уравнение, позволяющее предсказывать сроки появления льда на р. Северной Двине со средней заблаговременностью примерно 2,5 месяца:

$$\Delta D = C_1 P_5^{IV} + C_2 P_1^{VII} + C_3 P_5^{VII} + C_4 T_2^{IV} + C_5 T_1^{VII} + C_0, \qquad (11.38)$$

где ΔD – ожидаемое отклонение от нормы даты появления льда; $C_1 - C_5$, C_0 – коэффициенты уравнения регрессии и свободный член (численные значения определяются для каждого прогнозируемого пункта); P_5^{IV}, P_1^{VII}, P_5^{VII} – коэффициенты разложения полей аномалий давления за апрель и июль; T_2^{IV}, T_1^{VII} – коэффициенты разложения полей аномалий температуры за апрель и июль.

Нижние индексы указывают на номер коэффициентов разложения.

При разработке метода прогноза сроков появления льда на р. Печоре с применением дискриминантного анализа в качестве информации, характеризующей общую циркуляцию атмосферы в северном полушарии, также используются поля месячных (январь-август) аномалий давления и температуры воздуха у земной поверхности. Процедура получения численных характеристик атмо-

сферных процессов посредством дискриминантного анализа предполагает предварительное двухэтапное сокращение исходной метеорологической информации.

Первоначально производится выделение районов полушария, процессы над которыми оказывают наибольшее влияние на сроки ледообразования. Для этого описанным выше способом строятся и анализируются карты изокоррелят. На втором этапе решается проблема выбора наиболее информативных станций, характеризующих метеорологические поля в показательных областях. Вычисляются и анализируются величины $\delta_j^2 = d_j^2 / \sigma_j^2$, являющиеся количественной оценкой успешности деления на классы метеорологической информации (j-й станции) в соответствии с классификацией предиктанта (рядов дат). Временные ряды фоновых сроков появления льда на р. Печоре разбиваются на два класса. Принадлежность к одному из них определяется путем сравнения значения отклонения даты появления льда в конкретном году от средней многолетней со значением $0{,}674\sigma$. Годы, когда отклонение $\Delta D \geq 0{,}674\sigma$, относятся к первому классу; когда $\Delta D \leq -0{,}674\sigma$ - ко второму. Все остальные годы входят в промежуточную градацию. Результаты численных экспериментов свидетельствуют, что если предсказатель ищется при условии деления предиктанта на два класса, он достаточно хорошо характеризует и промежуточный класс.

Для каждого месяца было отобрано семь станций с наибольшими значениями δ_j^2. Метеорологическая информация выбранных станций подвергалась процедуре дискриминантного анализа, в результате чего получались векторы преобразования и, в конечном счете, по формуле (11.35) искомые коэффициенты разложения. В качестве тест-предикторов рассматривались только первые, наиболее информативные коэффициенты разложения.

Уравнение, по которому можно давать прогноз сроков появления льда на р. Печоре с заблаговременностью около двух месяцев, имеет вид:

$$\Delta D = C_1 P^{\mathrm{III}} + C_2 P^{\mathrm{IV}} + C_3 P^{\mathrm{VII}} + C_4 T^{\mathrm{VI}} + C_5 T^{\mathrm{VII}} + C_0, \qquad (11.39)$$

где ΔD – дата появления плавучего льда в отклонениях от средней многолетней; C_1-- C_5, C_0 – коэффициенты уравнения регрессии и

свободный член; P^{III}, P^{IV}, P^{VII} – предсказатели по полям давления за март, апрель и июль; T^{VI}, T^{VII} – предсказатели по полям температуры за июнь и июль.

11.3.3. Прогнозы вскрытия рек

Концептуальные положения синоптико-статистического метода в полной мере остаются неизменными и при создании методик прогноза вскрытия рек. Важным этапом разработки метода прогноза вскрытия рек Восточной Сибири с использованием параметров разложения метеорологических полей по полиномам Чебышева является детальный анализ предшествующих и сопутствующих прогнозируемому явлению атмосферных процессов.

Аномально раннее вскрытие р. Лены обусловлено возникновением уже в марте западного переноса воздушных масс, что в первую очередь связано с интенсивностью разрушения зимнего восточно-сибирского антициклона и гребней, направленных на запад и северо-восток. Подобные синоптические ситуации хорошо описываются мартовскими полями средних значений приземного давления в границах района 90 – 120° в. д. и 50 – 70° с. ш. Значения давления снимаются в 20 узлах регулярной географической сетки на пересечении меридианов и параллелей. Сроки вскрытия р. Лены наиболее тесно связаны с двумя коэффициентами разложения барических полей за март по полиномам Чебышева – третьим (A_{01}) и седьмым (A_{21}). Первый отражает интенсивность западного переноса, второй – степень развития областей высокого давления (восточно-сибирского антициклона и его гребней).

Локальные условия предшествующего вскрытию периода учитываются введением в прогнозную зависимость данных об аномалии температуры воздуха в марте на ближайшей опорной станции.

Прогноз вскрытия Верхней Лены осуществляется по уравнению регрессии:

$$\Delta D = C_1 A_{01} + C_2 A_{21} + C_3 \Delta\theta_{III} + C_0, \qquad (11.40)$$

где ΔD – отклонение от нормы даты вскрытия; A_{01}, A_{21} – параметры разложения полей аномалий давления за март; $\Delta\theta_{III}$ – отклонения от нормы температуры воздуха за март по ст. Киренск; $C_1 - C_3$, C_0 –

коэффициенты уравнения регрессии и свободный член (индивидуально определяемые для отдельных пунктов).

Прогнозы по этому уравнению составляются в начале апреля и имеют заблаговременность около месяца.

Вскрытие Енисея происходит в направлении с юга на север. Процесс вскрытия протекает сложно и зависит как от тепловых, так и, в значительной мере, от динамических факторов. Характерной чертой режима весеннего периода является формирование волны половодья в основном за счет снегозапасов, накопленных в верхней части бассейна, и взлом ледяного покрова сверху вниз по течению. Это объясняется увеличением к северу суровости зимы (и соответственно толщины льда), а также некоторым опережением распространения волны половодья по сравнению с поступлением тепла.

Анализ атмосферных процессов проводят с использованием карт средних месячных значений аномалий давления и температуры воздуха у земной поверхности и карт барической топографии H_{500} с января по март над всем северным полушарием.

Для прогноза дат вскрытия Енисея и его притоков основными аргументами являются коэффициенты разложения аномалии температуры воздуха (B_3, B_4, B_5, B_7) и полей барической топографии $H_{500}(B_3, B_5)$ в районе 130 – 150° з. д. и 75 – 50° с. ш.

Прогностическое уравнение в общем виде записывается следующим образом:

$$\Delta D = C_1 B_{3_1} + C_2 B_{4_1} + C_3 B_{5_1} + C_4 B_{7_1} + C_5 B_{3_2} + C_6 B_{5_2} + C_0, \quad (11.41)$$

где B_{i_1} – коэффициенты разложения поля аномалии температуры воздуха; B_{i_2} – коэффициенты разложения поля барической топографии H_{500}; $C_1 - C_6$, C_0 – коэффициенты уравнения регрессии и свободный член.

Средняя заблаговременность прогнозов по (11.41) – около полутора месяцев.

В целях уточнения долгосрочного прогноза вскрытия рек иногда помимо атмосферных процессов учитываются и прочностные характеристики ледяного покрова. Известно, что вскрытие рек происходит в момент, когда прочность льда достигает определенного значения. Методика уточнения долгосрочного прогноза для рек се-

вера ЕТР базируется на совместном учете характера атмосферных процессов и прочности ледяного покрова после схода снега со льда. Потеря льдом прочности (в пунктах прогноза) φh рассчитывается с учетом прогнозов метеовеличин на каждые сутки по методике, описанной в главе 10.

Разложение полей геопотенциала H_{500} осуществляется для района, границами которого являются 80 - 55° с. ш. и 20 – 80° в. д. Используются прогностические карты, составляемые с заблаговременностью 72 ч в Гидрометцентре России.

Уравнение для прогноза сроков вскрытия р. Северной Двины имеет вид:

$$\Delta D = C_1B_1 + C_2B_2 + C_3B_4 + C_4B_5 + C_5(\varphi h) + C_0, \qquad (11.42)$$

где B_1, B_2, B_4, B_5 – коэффициенты разложения поля H_{500}; φh – прочность льда в первые сутки после схода снега в пункте прогноза; $C_1 - C_5$, C_0 – коэффициенты уравнения регрессии и свободный член.

Надо заметить, что если дата схода снежного покрова со льда приходится на последние дни естественного синоптического периода, то карты H_{500} берутся за третьи сутки нового периода.

Прогноз по уравнению (11.42) дается со средней заблаговременностью 10 – 15 сут. Возросший объем аэрологической и метеорологической информации позволил в последние годы разрабатывать методики, предполагающие использование в качестве предикторов некоторые характеристики планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ) и параметров центров действия атмосферы (ЦДА).

Вскрытие рек Якутии и Дальнего Востока происходит в апреле-мае. Изохроны средних дат вскрытия имеют в основном широтную направленность. Анализ синоптических процессов за предшествующий период показал, что сроки вскрытия определяются положением арктического тропосферного циклона относительно материка Евразии и барическим полем в районах азорского и сибирского максимумов, исландского и алеутского минимумов. Установлено, что наиболее показательным месяцем является февраль, когда контрасты геопотенциала в аномальные по срокам вскрытия годы достигают максимума. Перед ранним вскрытием рек основной циркуляционный вихрь находится над американским сектором Арктики, перед поздним – над северным побережьем Америки. Исполь-

зуемые в прогностических зависимостях характеристики ПВФЗ на уровне H_{500} представлены средним положением осевой линии в каждом из 12 секторов северного полушария φ. Наиболее информативным параметром ЦДА является положение по долготе центра алеутской депрессии $\Delta\lambda$ в декабре.

Зависимость для прогноза вскрытия рек в общем виде выглядит следующим образом:

$$\Delta D = C_1\varphi + C_2 B_{1\text{фев.II}} + C_3 B_{8\text{фев.V}} + \\ + C_4 B_{9\text{фев.II}} + C_2 B_{9\text{дек.I}} + C_6 \Delta\lambda B_{\text{дек.ал}} + C_0, \qquad (11.43)$$

где φ – положение осевой линии ПВФЗ в феврале над районами Америки (или Сибири); B_i – коэффициенты разложения метеорологических полей за февраль (или декабрь) в соответствующих районах; $\Delta\lambda_{\text{дек.ал}}$ – отклонение от нормы положения центра алеутской депрессии в декабре.

11.4. Долгосрочные прогнозы элементов ледового режима водохранилищ

Процесс замерзания водохранилищ (озер) и разрушение их ледяного покрова отличается рядом специфических особенностей.

Для практики наиболее важны долгосрочные прогнозы дат образования первых ледяных перемычек на участках, лимитирующих свободное судоходство, и сроков массового очищения акватории водохранилищ ото льда. Второстепенное значение имеют прогнозы замерзания глубоководных частей водохранилищ. Первые ледяные перемычки образуются обычно в зоне выклинивания подпора, т.е. там, где резко уменьшается скорость течения. Однако на водохранилищах, находящихся в каскаде ГЭС, в зоне выклинивания подпора наблюдается повышение скоростей, поэтому первые перемычки образуются несколько ниже и ледостав наступает позднее.

Наиболее долго лед сохраняется в широких частях водохранилища и очищение их ото льда происходит позднее, чем заканчивается ледоход на подобных участках реки. Такая картина характерна для водохранилищ, созданных на реках, текущих с юга на север. В то же время очищение водохранилищ, созданных на реках, текущих на юг, и там, где и до их создания преобладало тепловое разрушение льда, сроки очищения его ото льда изменились незначитель-

но. На некоторых сильно проточных водохранилищах эти сроки сдвинулись в сторону более ранних. Определенные трудности при разработке методов ледовых прогнозов связаны с отсутствием для большинства водохранилищ данных многолетних наблюдений. В связи с этим необходимым этапом, предшествующим собственно разработке методики, является «воссоздание» многолетних рядов сроков ледовых явлений по метеорологическим данным за прошлые годы с учетом проектных морфометрических характеристик и гидравлических условий на различных участках водохранилищ.

Помимо методов прогноза замерзания и очищения ото льда водохранилищ, в настоящее время разрабатываются методики прогноза нарастания льда и сроков его разрушения. Такие прогнозы необходимы для успешного решения проблемы продления навигации в зимне-весенний период. Лишь с созданием методик прогноза толщины (прочности) льда можно дать гидрологическое обоснование периода работы флота за рамками «физической» навигации.

Методы долгосрочных ледовых прогнозов для водохранилищ в целом базируются на тех же концептуальных положениях, что и методы прогноза на реках.

11.4.1. Прогнозы замерзания водохранилищ

Сроки замерзания волжских водохранилищ зависят от частоты и интенсивности похолоданий, связанных с вторжением на данную территорию воздушных масс во второй половине октября – первой половине ноября. Степень похолодания оценивается индексом похолодания, рассчитанного как сумма средних суточных температур воздуха за период с середины октября по середину ноября $\left(\sum_{16X}^{15XI}\Delta 0\right)$. Учитываются дни периода, когда температура воздуха была ниже, чем накануне, и ниже средней многолетней для этих дней.

По этим данным строится зависимость

$$D = f\left(\sum_{16X}^{15XI}\Delta 0\right), \qquad (11.44)$$

где D – дата начала ледостава; $\sum_{16X}^{15XI}\Delta 0$ – индекс похолодания, определяемый по метеостанции Казань.

В годы с аномально ранним ледоставом индекс похолодания оценивается по температурам второй декады сентября $\left(\sum_{11IX}^{20IX}\Delta\theta\right)$.

Прогноз отклонения дат начала ледообразования от среднего многолетнего значения дается по уравнению

$$\Delta D = C_1 \sum_{11IX}^{20IX}\Delta\theta + C_2\Delta I_м + C_0, \qquad (11.45)$$

где $\Delta I_м$ – отклонение от нормы индекса меридиональности за вторую декаду сентября, определяется по разности средних высот изобарической поверхности H_{500} в двух сферических прямоугольниках, ограниченных 36 – 72° в. д. и 78–36° с. ш. (первый) и 72 – 108° в. д. и 78 – 36° с. ш. (второй); C_1 и C_0 – постоянные для каждого участка водохранилища; C_2 – параметр, позволяющий учесть возможность нарушения связи (11.45) из-за перестройки атмосферных процессов при большом контрасте температуры 5-километрового слоя тропосферы.

Индекс контрастности (ΔH) определяется по средней разности относительных геопотенциалов:

$$\Delta H = \frac{(H_1 - H_3) + (H_2 - H_4)}{2}. \qquad (11.46)$$

При определении параметров формулы (11.46) устанавливается направление ведущего потока относительно ст. Казань. Перпендикулярно этому направлению от Казани и от пункта, отстоящего на 1500 км против ведущего потока, откладываются отрезки длиной 1500 км, в концевых точках которых справа от потока определяются относительные значения геопотенциалов H_1 и H_2, а слева – H_3 и H_4. Величина C_2 назначается в зависимости от отклонения значения индекса контрастности во второй декаде сентября от нормы:

при $\Delta H - \overline{\Delta H} < 4$ дам $C_2 = 0$,

при $\Delta H - \overline{\Delta H} \geq 4$ дам $C_2 = 2$.

Данная методика интересна тем, что в ней используется сразу несколько индексов циркуляции атмосферы. Однако известная доля субъективизма при выработке априорно принимаемых допущений затрудняет реализацию прогностической задачи в оперативных условиях.

В настоящее время для разработки методик прогноза ледостава на водохранилищах наиболее перспективным является использование синоптико-статистического метода.

Исследования последних лет показывают, что формирование атмосферной циркуляции во многом определяется процессами, происходящими в стратосфере. Интенсивность тропосферных возмущений наиболее определенно характеризуют процессы в нижней атмосфере на уровне H_{100}. Осенняя перестройка стратосферной циркуляции происходит в августе, поэтому именно этот месяц является наиболее показательным. Анализ осуществляется следующим образом: с карт H_{100} снимаются значения геопотенциала по 50 и 80° с. ш. через 10° по долготе. Вычисляется разность значений геопотенциала по 50 и 80° с. ш. соответственно. По полученным данным строятся ежегодные графики разности геопотенциала в годы с аномальными сроками замерзания водохранилищ. Анализ графиков позволяет выявить район с наибольшими изменениями разности геопотенциала. Для волжских водохранилищ наиболее значим район, ограниченный 50 и 110° в. д. и 80 – 50° с. ш. Поле геопотенциала в данном секторе характеризуется значениями H_{100}, снимаемыми по 50 – 70 – 90 – 110° в. д. и 80 – 70 – 60 – 50° с. ш. Для аналитического представления поля используется процедура разложения его на естественные ортогональные составляющие.

Уравнение для прогнозов сроков установления ледостава на волжских водохранилищах имеет общий вид

$$\Delta D = C_1B_2 + C_2B_3 + C_3B_4 + C_4B_5 + C_0, \qquad (11.47)$$

где B_2, B_3, B_4, B_5 – коэффициенты разложения поля H_{100} в августе.

В последнее время в связи с планированием продления навигации на волжских водохранилищах особое значение имеют долгосрочные прогнозы сроков наступления характерной толщины льда (10, 20, 30, 40 см).

Результаты изучения влияния термического состояния вод Северной Атлантики на формирование температурного поля над Евразией привели к разработке ряда схем долгосрочных прогнозов погоды, учитывающих особенности распределения температуры воды в Атлантике. Используется эта информация в методе прогноза сроков замерзания волжских водохранилищ. Разложение на естественные ортогональные составляющие полей аномалий средней месячной температуры поверхности воды Δt_w по данным 48 точек, равномерно распределенных в пределах 20 – 60° с. ш., выполняется за летне-осенние месяцы. Такая же процедура осуществляется и в от-

ношении полей геопотенциала H_{100} в октябре над атлантико-европейским сектором и Канадой.

Уравнения для прогнозов сроков нарастания льда до 30 и 40 см на Горьковском водохранилище имеют следующий вид:

$$\Delta D_{30} = 1{,}04B_4^{VI} - 3{,}07A_0 - 1{,}24A_4 - 32{,}2, \qquad (11.48)$$

$$\Delta D_{40} = -1{,}94B_2^{VI} - 7{,}09A_0 + 0{,}72A_3 + 73{,}9, \qquad (11.49)$$

где ΔD_{30}, ΔD_{40} – отклонения от климатической нормы сроков наступления толщины льда, равной 30 и 40 см; B_4^{VI}, B_2^{VI} – коэффициенты разложения полей аномалий температуры воды Северной Атлантики за июнь; A_0, A_3 – коэффициенты разложения поля геопотенциала H_{100} в октябре; A_4 – коэффициент разложения поля H_{100} в октябре над восточным побережьем Канады.

11.4.2. Прогнозы разрушения льда и очищения от него водохранилищ

Для Восточной Сибири характерно устойчивое протекание весенних процессов, поэтому о сроках очищения водохранилищ ото льда можно судить по данным о его толщине и началу таяния. Методика прогноза сроков очищения ото льда приплотинной части Братского водохранилища $D_{оч}$ основана на использовании данных о максимальной толщине льда и сроках накопления суммарного теплопритока ко льду 8400 Дж/см^2 ($D_{\Sigma q}$). Суммарный теплоприход определяется как минимальный в начале таяния, после накопления которого не бывает длительных перерывов в таянии льда. Прогнозы осуществляются с помощью номограммы (рис. 11.4).

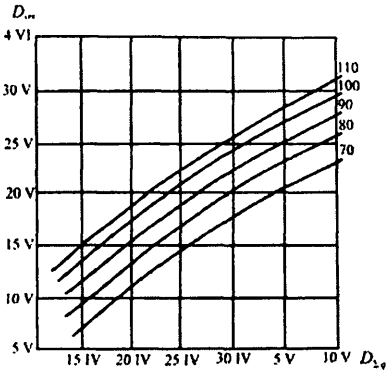


Рис. 11.4. Номограмма для составления прогноза очищения от льда Братского водохранилища (цифры у линий – толщина льда, см).

Для водохранилищ волжского каскада ГЭС толщина льда и интенсивность его таяния в начальный период удовлетворительно характеризуются средней месячной температурой воздуха в марте. Вместе с тем необходимо учитывать резкие изменения атмосфер-

ных процессов в апреле. В связи с этим прогноз очищения Куйбышевского водохранилища ото льда осуществляется с учетом наблюденной максимальной толщины льда $h_л$ и суммы превышений температуры воздуха над $-15\left(\sum \Delta\theta\right)$ за период с 16 марта по 15 апреля по метеостанции Казань.

Уравнение для прогноза имеет вид:

$$\Delta D = 0{,}25h_л - 0{,}05\sum \Delta\theta - 10{,}25. \qquad (11.50)$$

Аналогичные методики разработаны и для других водохранилищ волжского каскада.

Широкое распространение для разработки методик долгосрочного прогноза сроков уменьшения прочности ледяного покрова до заданных характерных значений и очищения волжских водохранилищ получил синоптико-статистический метод.

В интересах обеспечения продленной навигации метод долгосрочных прогнозов уменьшения прочности льда разработан для трех градаций относительного разрушающего напряжения тающего льда: φ = 0,7, 0,5, и 0,25.

Для определения характерных районов северного полушария рассматриваются поля аномалий приземного давления ΔP, температуры воздуха ΔT и относительного геопотенциала ΔH_{1000}^{500}. Оценка последнего получена по средним значениям ΔH_{1000}^{500} за зимние месяцы и по изменению геопотенциала от месяца к месяцу.

В качестве значимых приняты районы: 12 – 60° в. д. и 68 – 44° с. ш., а также 130 – 50° з. д. и 75 – 50° с. ш..

В качестве предикторов использованы коэффициенты разложения этих полей на естественные ортогональные составляющие.

Уравнения для центральной части Куйбышевского водохранилища имеют общий вид:

$$\Delta D_{оч} = C_1 B_{1_2} + C_2 B_{1_3} + C_3 B_{1_6} + C_4 B_{2_3} + C_5 B_{2_8} + C_0, \qquad (11.51)$$

$$\Delta D_{оч} = C_1 B_{5_1} + C_2 B_{2_1} + C_3 B_{2_3} + C_4 B_{2_4} + C_5 B_{2_{10}} + C_0, \qquad (11.52)$$

где B_{1_i} – коэффициенты разложения поля ΔP в феврале над Евразией; B_{2_i} – коэффициенты разложения поля ΔH_{1000}^{500}, среднего за декабрь и январь над Европой; B_{5_i} – коэффициенты разложения поля ΔT за февраль над Атлантикой и Западной Европой.

Глава 12
ПРОГНОЗЫ ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ

12.1. Сели. Общие сведения

В литературе имеется много определений понятия «сель» как природного явления. Остановимся на наиболее часто встречающемся. Сели – горные потоки, состоящие из смеси воды и рыхлообломочных пород, внезапно возникающие в небольших бассейнах горных рек при интенсивных и продолжительных ливнях, бурном таянии снега или прорыве моренных и ледниковых озер, внутриледниковых и внутриморенных полостей. Для селей характерна кратковременность и большая разрушительная сила. Отличие селевого потока от дождевого состоит в том, что большую его часть составляет твердый материал.

Поток считается селевым, если его плотность превышает 1100 кг/м^3. В зависимости от состава и плотности селевой массы выделяют три типа селей: наносоводные (водокаменные), грязевые, грязекаменные. *Наносоводный*, или *водокаменный*, селевой поток образуется при формировании сильного паводка, представляет собой смесь воды, взвешенных, влекомых наносов с крупнообломочным русловым материалом. Плотность селевой массы в пределах 1100 – 1500 кг/м^3.

Грязевой поток состоит из смеси грязи с включением обломков горных пород, его плотность 1600 – 2000 кг/м^3.

Грязекаменный поток с наивысшей плотностью селевой массы 2100 – 2500 кг/м^3 состоит из обломков горных пород, промежутки между которыми заполнены грязью.

Селевые потоки имеют валообразный характер движения. По данным Ю. Б. Виноградова, причиной появления валов являются:

1) перерывы в поступлении воды в селевой очаг взаимодействия;

2) последовательное поступление валов из разных очагов;

3) обрушение масс мокрой породы с откосов вреза;

4) тормозящее влияние группы особо крупных глыб и валунов, соизмеримых с шириной и глубиной потока;

5) волнообразование при сверхбурном состоянии потока, т.е. при сочетании малых глубин, повышенного сопротивления и тем не менее относительно высокой скорости.

Скорость движения селевых потоков варьирует в зависимости от мощности потока и уклонов русла в пределах от 2 до 18 м/с. Максимальные скорости селей зарегистрированы в 30 – 40 м/с.

Общее количество селевых выносов грязекаменной массы может достигать нескольких миллионов кубометров.

Селевые паводки причиняют большой ущерб и приводят к гибели людей. Грязекаменные сели, движущиеся с большой скоростью и перемещающие обломки горных пород, валуны массой до нескольких тонн, обладают огромной разрушительной силой. Они могут разрушить здания, мосты, гидротехнические сооружения, оросительные системы. Грязевые сели заливают грязевой массой сельскохозяйственные угодья, дороги, строения, подвалы и т. п.

Для возникновения селей необходимо:

– наличие на склонах и в русле реки достаточного количества продуктов разрушения горных пород;

– наличие достаточного количества воды для смыва, сноса и перемещения со склонов и по руслам рыхлообломочного материала;

– наличие крутых уклонов склонов и русла.

Чаще всего сели образуются во время прохождения ливней, реже из-за интенсивного снеготаяния и прорыва ледниковых и моренных озер, а также при опорожнении внутриледниковых и внутриморенных полостей.

Еще реже возникают сели вследствие извержения вулканов, землетрясений, хозяйственной деятельности человека.

12.2. Прогноз селей

Несмотря на достигнутые успехи в изучении условий формирования селей, достаточно хорошую изученность их морфологии, геологии и гидрологии, прогноз селей наталкивается на пока непреодолимую трудность. Эта трудность заключается в отсутствии сколько-нибудь надежных способов прогнозирования интенсивности и продолжительности ливней. Все сказанное исключает возможность локальных прогнозов ливневого происхождения с указанием времени, места образования селя и его количественных характеристик.

Более результативным направлением оказались разработки фоновых прогнозов селевой опасности в районах с частым образованием селей и наличием данных за несколько лет об их характеристиках и условиях формирования.

В 80-х годах прошлого столетия при разработке фонового прогноза селевой опасности по отдельным регионам Узбекистана были выявлены основные физические условия селеобразования, связь селевых явлений с синоптическими процессами и термогигрометричекими характеристиками воздушных масс, при которых отмечается интенсивное выпадение осадков. В данном случае осадки не прогнозируются, а выявляются физико-статистические параметры теплых и холодных воздушных масс, их обусловливающих.

В предгорьях Ферганской долины сели формируются с марта по сентябрь на высотах 1400 – 3000 м, большая их часть наблюдается в апреле–июне. Важнейшим фактором образования селей являются жидкие осадки. При количестве осадков, равном 20 мм в сутки, вероятность селя составляет 45 %. Другим фактором селеобразования является увлажненность склонов перед селем, определяемая косвенно по осадкам за трое суток до прогноза. Количество осадков за это время должно составить не менее 9 – 10 мм. Существенное влияние имеет и минимальная температура воздуха в районе формирования селей. В марте–мае температура в предгорьях Ферганской долины до высоты 1500 м в дни с селями была выше 3 – 7 °С, а на высотах 2200 м – выше 0 – 2 °С.

Основными селеобразующими синоптическими процессами в рассматриваемом районе являлись выходы циклонов с юго-запада с последующим вторжением и образованием циклонов в средней тропосфере.

На основе физико-статистического анализа были установлены основные термогигрометрические характеристики теплой воздушной массы перед фронтом или в теплом секторе циклона в районе прогноза и за холодным фронтом на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа по данным радиозондирования.

Прогноз осуществляется на основе линейного многофакторного анализа, т.е. анализа опознавания с целью выявления тех метеорологических данных, которые наилучшим образом различают выделенные классы: дни, когда можно ожидать схода селей, и дни, когда сход селей не ожидается.

Дискриминантная функция для прогноза селевой опасности при холодных вторжениях в предгорья Ферганской долины имеет следующий вид:

$$V(x) = 1{,}167 + 0{,}841T_{\text{К850хм}} + 0{,}428T_{d850\text{тм}} - 0{,}584(T - T_d)_{850\text{тм}}, \quad (12.1)$$

где $T_{K850\text{хм}}$ – температура конденсации воздуха за холодным фронтом, характеризует вид выпадающих осадков; $T_{d850\text{тм}}$ – температура точки росы в теплой воздушной массе на поверхности 850 гПа, косвенно характеризует увлажненность теплой воздушной массы; $(T - T_d)_{850\text{тм}}$ – дефицит точки росы теплой воздушной массы, характеризует влажность воздушной массы.

Чем влажнее воздух перед фронтом, тем обильнее осадки при прохождении холодного фронта. В случае холодных вторжений с предшествующим выходом циклонов характеристики холодной воздушной массы берутся за холодным фронтом циклона, а теплой воздушной массы – в теплом секторе циклона.

При значении дискриминантной функции больше нуля $V(x) > 0$ можно ожидать схода селей, если же $V(x) < 0$, сход селей не ожидается.

Трудность прогнозирования гляциальных селей связана с тем, что вероятность прорыва моренных или ледниковых озер, а также опорожнения внутриледниковых и внутриморенных полостей зависит не только от метеорологических, но и от гляциологических, гидрологических и геоморфологических факторов.

Отсутствие информации о динамике ледниково-моренного комплекса затрудняет прогнозирование гляциальных селей, препятствует выпуску локальных прогнозов.

В связи с этим особый интерес представляют методы прогноза гляциальных селей, основанные на информации о гидрологических характеристиках моренно-гляциальных комплексов.

Эти методы, а также математические модели формирования гляциальных селей при прорыве подпруженного ледником озера, внутриледникового водоема подробно изложены в работах Ю.Б. Виноградова (Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки, 1977; Этюды о селевых паводках, 1980).

Одной из причин возникновения селей является прорыв подпруженного ледником озера. Проблема прогноза срока прорыва озера зависит от возможности получения информации о возникновении и росте озера, и начале его опорожнения. Процесс опорожнения озера с начала истечения воды определяется увеличением пло-

щади поперечного сечения туннеля, по которому происходит сброс воды, и падением гидростатического напора по мере сработки озерной воды. Связь между расходом истечения Q и объемом воды в озере определена следующим уравнением:

$$Q = \alpha\left\{\frac{\rho g}{\rho_л L l}\left[(h+x)(W_0 - W) + \frac{\alpha}{m+1}\left(W_0^{m+1} - W^{m+1}\right)\right]\right\}^{5/4}\sqrt{\alpha W^m}, \tag{12.2}$$

где

$$x = \frac{C_0}{g}t\left\{1 - \exp\left[\frac{4000\alpha^{0,3} l\left(\alpha W^m\right)^{0,15}}{Q^{0,55}\rho C_0}\right]\right\}, \tag{12.3}$$

здесь ρ и $\rho_л$ – плотность воды и льда; g – ускорение свободного падения; l – длина туннеля; L – удельная теплота плавления льда; h – превышение точки входа в туннель над точкой выхода из него; W_0 – объем озера к моменту прорыва; H – глубина озера у входа в туннель, связанная с объемом воды соотношением $H = \alpha W^m$, где α и m – морфометрические параметры озерной котловины; C_0 – удельная массовая теплоемкость воды; t – температура воды в озере; α – коэффициент, оцениваемый исходя из наилучшего совпадения модели и действительности (при l = 0 км, α = 2,7; 2 км – 2,0; 5 км – 1,0; 10 км – 0,4; 50 км – 0,07).

Краткосрочный прогноз значения и времени прохождения пика прорывного паводка с заблаговременностью в несколько суток возможен на основе рассмотреного уравнения при получении информации об объеме воды в озере и начале возрастания расходов воды из него.

Образование селевых паводков происходит также в результате прорыва моренных озер. В конечно-моренных отложениях активно развиваются процессы термокарста, приводящие к образованию пустот в толще морены. В периоды интенсивного таяния ледников в эти пустоты поступает талая вода. Увеличение притока талых вод может привести к прорыву моренных озер. Другой причиной прорыва воды может быть обрушение в моренное озеро больших масс льда.

Долгосрочный прогноз прорыва моренных озер основан на анализе графика изменения максимального годового объема озера. Наличие тенденции постоянного увеличения объема озера – показатель возможности его прорыва. Уточнение прогноза производится на основе анализа периодов повышения температуры воздуха, продвиже-

ния нулевой изотермы высоко в горы, значительного притока талых вод. Особое значение имеют наблюдения за возможностью перелива воды через озерную плотину.

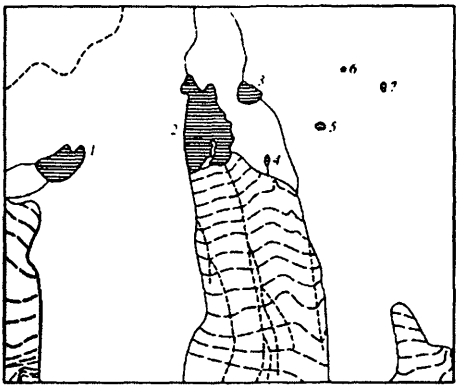


Рис. 12.1. Ледник Туюксу и моренные озера в бассейне р. Малой Алматинки.

В бассейне р. Малой Алматинки среди моренных отложений на высотах от 3350 до 3450 м имеется группа небольших озер, обозначенных на рис. 12.1 номерами от *1* до *7*.

Самое большое моренное озеро *2* расположено у конца языка Центрального Туюксуйского ледника. Кривая изменения объема озера за многолетний период представлена на рис. 12.2.

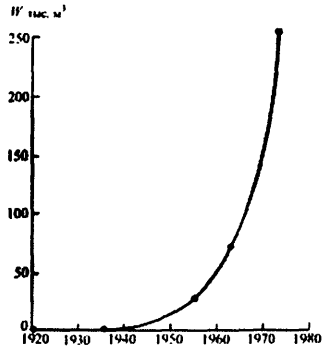


Рис. 12.2. Кривая роста объема озера 2 у конца ледника Туюксу

Прорывы озера *2* привели к формированию селевых потоков в 1951 и 1973 гг. По ориентировочным данным, в 1951 г. грязекаменный поток прошел в течение 4 ч, снеся на своем пути до поселка Медео все мосты.

В 1973 г. интенсивность притока тепла к поверхности высокогорной части Заилийского Алатау с 8 по 14 июля непрерывно возрастала. Температура воздуха достигла 12,7 °С, а высота нулевой изотермы поднялась до 4800 м. Уровень моренного озера *2* быстро повышался и днем 15 июля вода из озера устремилась вниз по откосу морены. Прорыв воды из моренного озера *2* стал первопричиной формирования мощного грязекаменного потока (более подробно об этом сказано в упомянутой ранее монографии Ю.Б. Виноградова).

Причиной формирования селевого потока может быть прорыв талых вод, накопленных во внутриглетчерных полостях.

Модель прорыва внутриледникового водоема предложена Ю. Б. Виноградовым (рис. 12.3).

Интенсивность стокообразования Q_q на леднике рассчитывается разными способами:

1) на основе решения уравнения теплового баланса;

2) по данным какой-либо температуры воздуха (средней суточной, 13-часовой, максимальной) на высоте, близкой к средневзвешенной высоте ледникового языка. Возможно также использование многофакторных зависимостей с дополнительным учетом облачности, прихода солнечной радиации, продолжительности солнечного сияния и т. п.;

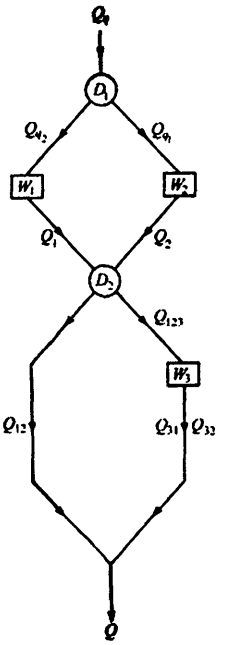


Рис. 12.3. Схема модели формирования ледникового стока и прорывного паводка.

3) по данным о расходе воды в створе-индикаторе канала на поверхности данного или соседнего ледника, в соседнем ручье и т.п.

В начале периода абляции часть талой воды временно удерживается в толще снега и фирна, а в дальнейшем в микроемкостях на поверхности ледника и в дренажной сети. Роль аккумуляции постепенно снижается и большая часть воды поступает в каналы стока. Этим процессам в модели соответствует оператор D_1, посредством которого осуществляется распределение расхода Q_q в две регулирующие емкости. Емкость W_1 отвечает случаю поступления части талой воды в транзитные каналы стока. Емкость W_2 соответствует процессу аккумуляции талой воды. Аппроксимация операции деления D_1 осуществляется следующим образом:

$$Q_{q_1} = Q_q \exp\left[-C_3 V(t)\right], \qquad (12.4)$$

$$Q_{q_2} = Q_q\{1 - \exp[-C_3 V(t)]\}, \tag{12.5}$$

$$Q_{1,2} = \frac{Q_{q_{1,2}} + b_{1,2}}{1 + \dfrac{Q_{q_{1,2}} - Q_{0_{1,2}}}{b_{1,2} + Q_{0_{1,2}}} \exp\left[-a_{1,2}\Delta t\left(Q_{q_{1,2}} + b_{1,2}\right)\right]} - b_{1,2}, \tag{12.6}$$

здесь Q_0 – начальное значение расхода; α и b – коэффициенты в соотношении $Q = b(e^{\alpha w} - 1)$; $\alpha_2 << \alpha_1$.

По ряду не известных нам причин начинается задержание талой воды. Этому случаю соответствует оператор D_2 деления расхода $Q_1 + Q_2$ на открытую и закрытую системы полостей и каналов стока:

$$Q_{123} = \alpha(Q_1 + Q_2), \tag{12.7}$$

$$Q_{12} = (1 - \alpha)(Q_1 + Q_2), \tag{12.8}$$

где α – коэффициент накопления ($\alpha < 1$).

Отток талой воды из емкости W_3 через систему трещин и мелких каналов обозначен Q_{31}. Уравнение, описывающее накопление воды в емкости W_3, имеет вид:

$$\alpha_{31} W_3 = \ln\left(Q_{123} + b_{31}\right) -$$

$$- \ln\left\{b_{31} + \left(Q_{123} - Q_{031}\right)\exp\left[-\alpha_{31}\Delta t\left(Q_{123} + b_{31}\right)\right] - \alpha_{31} W_{03}\right\}, \tag{12.9}$$

где $Q_{031} = b_{31}(\exp \alpha_{31} W_{03} - 1)$.

Существует критическое значение W_3, при превышении которого происходит прорыв накопленного объема воды. Процесс опорожнения внутриледниковой емкости описывается выражением:

$$Q_{32} = b_{32}\left[\frac{1}{1 - \dfrac{\tilde{Q}_{032}}{b_{32} + \tilde{Q}_{032}} \exp(-\alpha_{32} b_{32} \Delta t)} - 1\right] \theta(W_3 - \tilde{W}_3), \tag{12.10}$$

здесь $$\theta(W_3 - \tilde{W}_3) = \int_0^{W_3} \delta(W_3 - \tilde{W}_3) = \begin{cases} 0 & W_3 < \tilde{W}_3 \\ 1 & W_3 \geq \tilde{W}_3 \end{cases}, \tag{12.11}$$

где θ – функция Хэвисайда; δ – дельта-функция Дирака, а

$$\tilde{Q}_{032} = b_{32}(\exp \alpha_{32} \tilde{W}_3 - 1). \qquad (12.12)$$

Рассмотренная теоретическая модель прорыва внутриледникового водоема, к сожалению, пока не может быть использована. Главная причина – отсутствие необходимой информации для оценки расчетных параметров модели.

Прогнозы прорыва внутриледникового водоема, приводящего к формированию селей, представляют наибольшую трудность. В основе прогноза лежит использование косвенных признаков. Мощность прорыва находится в прямой зависимости от количества воды, скопившейся во внутриглетчерных полостях. Все это отражается на водном режиме питаемой ледником реки. Если при данных погодных условиях вместо ожидаемого полноводного потока наблюдается почти полное отсутствие стока ледниковой реки, то это свидетельство того, что большая часть талой воды удерживается ледником. Этот признак – своего рода предвестник возможности прорыва воды из внутриледниковой полости. Отмеченная закономерность положена в основу метода прогнозирования. Прогноз также осуществляется на основе анализа аномальных отклонений на корреляционном графике двух соседних ледниковых рек. Систематические отклонения отдельных точек от основной полосы корреляции (рис. 12.4, 12.5) на реке ниже системы «ледник – морена – предвестник возможности прорыва».

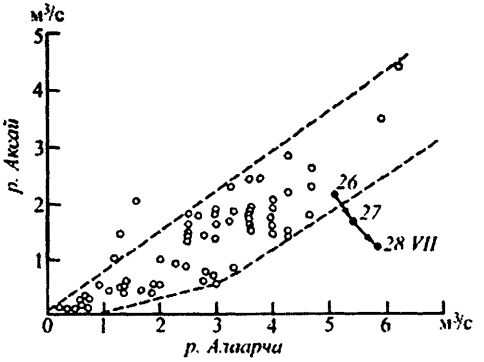


Рис. 12.4. Корреляционный график расхода воды р. Аксай (устье) и Алаарча (выше устья р. Джендысу) за 1961 г. (северный склон Киргизского хребта). Селевой поток прошел 29 июля.

Отклонения и число отклонившихся точек на графике косвенно характеризуют объем накопления воды во внутриледниковых полостях и интенсивность последующего прорыва. Дополнительным подтверждением ожидаемой селеопасности является направленность хронологической линии (рис. 12.6) в сторону уменьшения

расхода воды при возрастании теплового показателя (максимальной, 13-часовой, среднесуточной температуры воздуха ближайшей метеостанции).

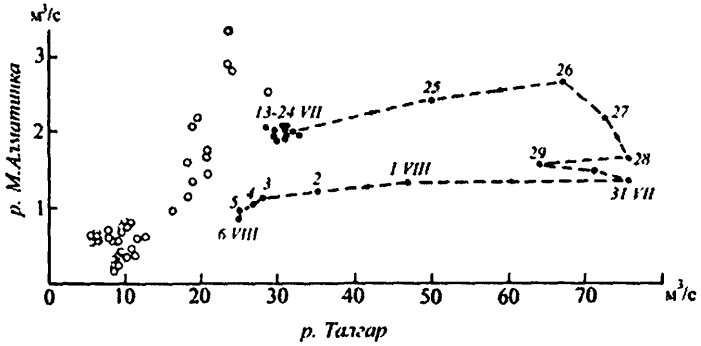


Рис. 12.5. Корреляционный график расхода воды рек Малой Алматинки (Мынжилки) и Талгар (г. Талгар) за 1956 г. Селевой поток прошел 7 августа.

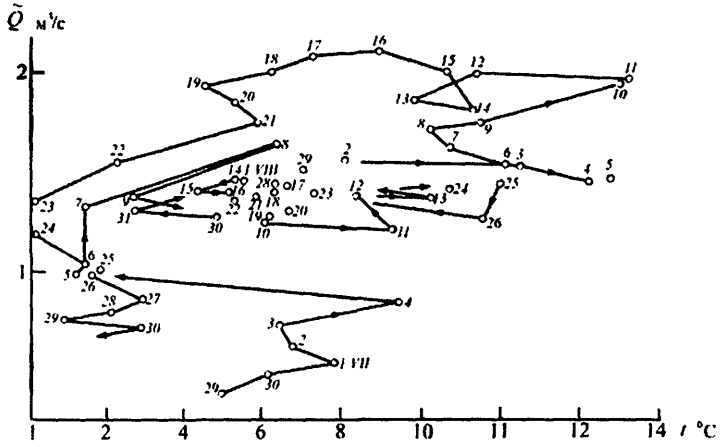


Рис. 12.6. Хронологическая линия в координатах $\widetilde{Q}$, t по гидрометеорологическому посту и метеостанции Мынжилки за 1968 г. Неселевой год.

Еще одним важным аргументом окончательного вывода о степени селеопасности является прогноз температуры и высоты нулевой изотермы.

Выделяют восемь типов лавин *, которые связаны:
– со снегопадами I,
– с метелями II,
– с резким понижением температуры III,
– с выпадением дождя IV,
– с адвективными оттепелями V,
– с радиационными оттепелями VI,
– с весенним снеготаянием VII,
– с ослабленной прослойкой VIII.

12.4. Прогноз лавин

Наибольшее распространение получили методы альтернативного прогноза лавин, когда указывается лишь возможность их схода. Подобные прогнозы выпускаются с помощью эмпирических зависимостей, учитывающих несколько переменных. С целью более глубокого изучения лавинообразования в системе Росгидромета были созданы снеголавинные станции. Данные наблюдений этих станций использовались для составления прогнозов лавин непосредственно на месте событий.

Методы прогноза лавин учитывают:
– ситуацию, предшествующую сходу лавин;
– прогнозы осадков, ветра, температуры воздуха и других метеорологических величин;
– изменение во времени и пространстве снежного покрова.

Заблаговременность прогнозов в пределах от нескольких часов, реже – до нескольких суток.

Чаще всего прогнозы лавинной опасности разрабатываются для зон отложения лавин, угрожающих конкретной дороге, карьеру, поселку, шахте и другим объектам.

Для района Заилийского Алатау установлена связь лавинообразования с приростом высоты слоя свежевыпавшего снега (Δh) и высотой слоя старого снега в лавиносборах ($h_{ст}$). Лавины начинают сходить при $h_{ст}$ = 30 – 40 см (рис. 12.7). Из рисунка следует, что выше верхней кривой вероятность схода лавин равна 100 %.

---

* *Божинский А. Н., Лосев К. С.* Основы лавиноведения. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. - 280 с.

Прогноз схода метелевых лавин на автодороге Усть-Каменогорск–Зыряновск выпускается с заблаговременностью менее суток. Основная причина, вызывающая сход лавины, – метели, сопровождающиеся выпадением осадков. Учитывается высота снежного покрова накануне метели, средняя температура воздуха в день с метелью и сумма осадков к моменту схода лавин или за весь период метели, если лавины не сходили.

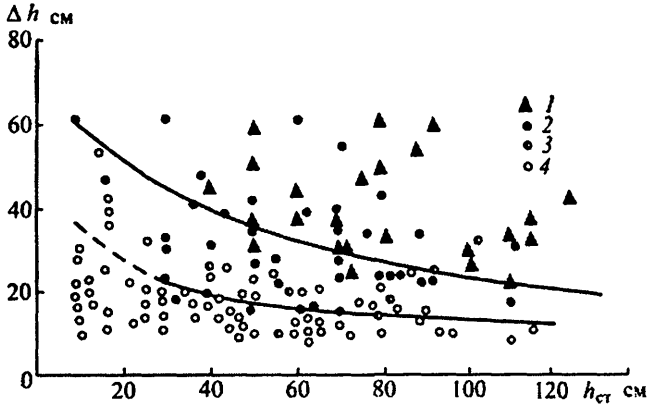


Рис. 12.7. Связь лавинообразования с приростом высоты слоя свежевыпавшего снега (Δh) и высотой слоя старого снега в лавиносборах ($h_{ст}$). Лавины объемом: *1* - более 1000 м^3; *2* – 100 – 1000 м^3; *3* – менее 10 м^3; *4* отсутствие лавин.

Если для прогноза лавин свежевыпавшего снега чаще всего используются сведения о снегонакоплении (высота снега, интенсивность снегонакопления, прирост снежного покрова), то при прогнозе лавин метелевого типа учитывается продолжительность метели, интенсивность метелевого переноса снега и его плотность, скорость ветра.

Прогноз лавин, вызванных метелевым переносом, основывается на данных наблюдений за метелями, данных о скорости ветра и плотности снега. Средняя интенсивность метелевого переноса q в г/(см^2·мин) вычисляется по формуле:

$$q = \frac{1}{2t_n} \sum_{i=0}^{n} (q_i + q_{i+1})(t_{i+1} - t_i), \qquad (12.13)$$

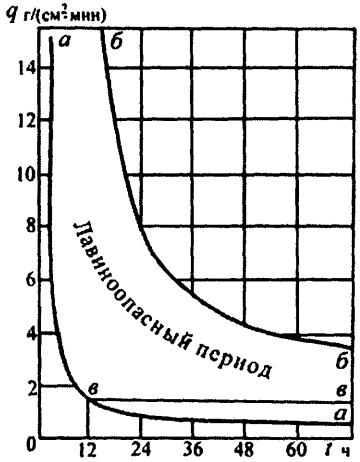


Рис. 12.8. Продолжительность периода лавинной опасности при метелях.

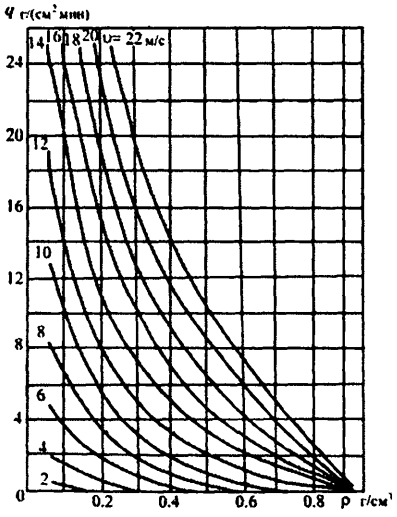


Рис. 12.9. Зависимость интенсивности метелевого переноса снега q от его плотности ρ_c и скорости ветра v.

где t_n – время в минутах от начала метели до последнего (n-го) измерения; i – порядковый номер измерения; q_i, q_{i+1} – значение интенсивности метелевого переноса в i и $(i + 1)$-е измерения; t_i, t_{i+1} – время (мин) от начала метели до i и $(i + 1)$-го измерения. В начальный момент $i = 0$, $t_0 = 0$ и $q_0 = 0$.

Для прогноза используется график (рис. 12.8) наступления и окончания лавинной опасности.

На этом графике кривая *а* соответствует началу лавинной опасности, кривая *б* – ее окончанию. При $q = 13$ г/(см^2·мин) объявляется лавинная опасность, сход лавин через 2,5 ч определяется по графику. При $q = 5$ г/(см^2·мин) сход лавин через 5,5 ч. Интенсивность метелевого переноса при отсутствии наблюдений определяется по графику (рис. 12.9) по данным о скорости ветра и плотности снега, разрушаемого ветром.

Мокрые лавины наблюдаются при появлении в снежном покрове свободной воды и изменении его механических свойств. Они возникают при определенном режиме прогревания и таяния снежного покрова. Прогнозирование мокрых лавин – ис-

ключительно сложная задача. При зимних оттепелях, весной при интенсивном снеготаянии, сильном дожде всегда существует опасность схода мокрых лавин. Прогноз их осуществляется на базе использования текущей метеорологической информации.

Прогноз мокрых лавин, связанных с радиационными и адвективными оттепелями, основывается на уравнении баланса тепла в приповерхностном слое снега. Поток тепла q на поверхности снежного покрова включает составляющие q_1, q_2, q_3, q_4, которые соответственно обусловлены солнечной радиацией, турбулентным теплообменом, излучением и испарением – конденсацией. Поток тепла q_4 обычно не превышает 0,1 q_1 и им можно пренебречь. Остальные потоки тепла можно определить по выражениям:

$$q_1 = q_s\,(1 - A), \tag{12.14}$$

$$q_2 = \chi\,(t_a - t_s), \tag{12.15}$$

$$q_3 = \varepsilon\zeta\,(T_a^4 - T_s^4), \tag{12.16}$$

здесь q_s – суммарный радиационный поток; A – альбедо поверхности снежного покрова; χ – коэффициент турбулентного теплообмена, равный $3{,}2 \cdot 10^{-2}\left(\frac{vl}{\upsilon}\right)^{0,8}\lambda_a l^{-1}$; t, T – соответственно температура в градусах Цельсия и Кельвина; индексы «a» и «s» относятся к воздуху и снегу; λ_a – коэффициент теплопроводности воздуха; υ – кинематическая вязкость воздуха; v – скорость ветра; l – характерный размер обтекаемой поверхности; ε – приведенная степень черноты системы «воздух – поверхность снега»; $\zeta = 5{,}7 \cdot 10^{-8}$ Вт·м$^{-2}$·К$^{-4}$ – коэффициент излучения абсолютно черного тела.

Для горных областей $A \approx 0{,}8$; $q_s \approx 250$ Вт/м^2; отсюда $q_1 \approx 50$ Вт/м^2. Коэффициент турбулентного теплообмена в горах для характерных скоростей ветра 3 м/с принят равным 8 Вт/(м^2·°С). Приняв перепад температур воздуха и приповерхностного слоя снега около 5 °С, получим $q_2 = q_1$. Потоком тепла, обусловленным излучением q_3 пренебрегают, так как он составляет 0,05 q_s.

Общее количество тепла Q на единицу поверхности, необходимое для образования влажного слоя толщиной h, равно

$$Q = \rho_c\, h\,(c_i\, t_s + LW), \tag{12.17}$$

где W – относительная (в долях от водности) влажность снега; c_i – удельная теплоемкость льда; ρ_c – плотность снега; L – скрытая теплота плавления льда.

Время наступления лавиноопасного периода при радиационных и адвективных оттепелях определяется по уравнению:

$$t = (Q/q) = \frac{\rho_c h(c_i t_s + LW)}{q_s(1-A) + \chi(t_a - t_s)}. \qquad (12.18)$$

Широкое распространение получили методы прогноза лавин с использованием многомерного статистического анализа. Снежная лавина рассматривается как результат воздействия на снег комплекса физико-географических факторов.

Задача прогноза решается с помощью дискриминантного анализа. Первоначально производится поиск наиболее информативных предикторов из числа метеорологических и аэрологических. Затем устанавливаются оптимальные предикторы для классов лавин различного происхождения.

Статистико-эмпирический прогноз позволяет предвидеть начало лавинной опасности только для исследуемого района, т.е. это фоновый прогноз возможности возникновения лавин.

На основе дискриминантного анализа материалов стандартных снеголавинных, метеорологических и аэрологических наблюдений в различных горных районах Средней Азии, Сибири и Дальнего Востока получены дискриминантные функции для прогноза лавин из свежевыпавшего, метелевого и мокрого снега.

На северном склоне Заилийского Алатау сход мокрых лавин во время первой интенсивной оттепели отмечается обычно во второй половине марта. В результате таяния снега резко возрастает плотность верхних слоев снега. При прогнозе этого вида мокрых лавин использовались данные наблюдений на снеголавинной станции Чимбулак. Учитывались следующие факторы лавинообразования: суммы ежечасных положительных температур воздуха с начала оттепели до схода лавин или окончания оттепели ($\sum t$); изменение плотности снега над прослойкой разрыхления за этот же период ($\Delta\rho_c$); продолжительность оттепели (n).

Анализ данных показал, что оттепели со сходом мокрых лавин отмечаются при более высоких значениях $\sum t$, $\Delta\rho_c$ и n, чем оттепели без лавин.

Линейная дискриминантная функция имеет вид:

$$L = -12{,}7 + 0{,}234\sum t + 0{,}150n + 0{,}241\Delta\rho_c. \qquad (12.19)$$

Были установлены следующие прогностические признаки. Лавины в 100 % случаев не сходят при $\sum t < 100$ °С, при $n < 30$ ч и при плотности снега над горизонтом разрыхления $\rho_c < 0{,}22$ г/см^3.

Оправдываемость прогнозов на зависимом материале составила 82 %.

При разработке прогнозов схода лавин используется аэросиноптическая информация, отражающая параметры теплых и холодных воздушных масс, благоприятствующих лавинообразованию.

Аэросиноптический метод прогноза лавин Кольского п-ва основан на учете синоптических ситуаций над Фенноскандинавией. Установлена связь между сходом метелевых лавин и циклонической деятельностью над Фенноскандинавией. Выделено шесть типов синоптических ситуаций, каждый из которых вызывает лавинную опасность на определенном горном склоне. Прохождение циклонов сопровождается обильными осадками над Хибинами (20 – 30 мм, максимум до 45 мм) и сильными ветрами до 25 м/с. Сход лавины вызывают ветры, противоположные лавиноопасному склону.

Для первого типа синоптической ситуации, когда центр циклона расположен над севером Скандинавии и смещается в восточном направлении, лавины сходят в 94 – 100 % случаев (такая же оправдываемость и для четвертого типа циклонов).

Прогнозы лавинной опасности составляются в основном в фоновой форме с небольшой заблаговременностью. Дальнейшее их совершенствование и увеличение заблаговременности возможно лишь при расширении наблюдений за основными факторами лавинообразования, создании приборов для получения данных об изменении прочностных характеристик снега, увеличении заблаговременности метеорологических прогнозов. Все это должно осуществляться при автоматизированной системе сбора, контроля и обработки исходной информации.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексеев Г.А.* Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. - Л.: Гидрометеоиздат, 1971. - 360 с.
2. *Алехин Ю.М.* Краткосрочные прогнозы стока на равнинных реках. – Л.: Гидрометеоиздат, 1956. – 266 с.
3. *Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д.* Курс гидрологических прогнозов. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 419 с.
4. *Багров Н.А.* Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. – Труды ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3–24.
5. *Бельчиков В.А.* Результаты испытаний метода автоматизированных краткосрочных прогнозов расходов и уровней воды на речной системе Северная Двина. – Информ. сб. ГМЦ, 1994, № 23, с. 54–59.
6. *Бережных Т.В., Резников А.П.* Фоновое прогнозирование речного стока на основе его пространственно-временных закономерностей. - География и природные ресурсы, 1996, № 4, с. 17–24.
7. *Бефани Н.Ф.* Прогнозирование дождевых паводков на основе территориально общих зависимостей. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 182 с.
8. *Бефани Н.Ф., Калинин Г.П.* Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. - 391 с.
9. *Боровикова Л.Н. и др.* Статистические методы прогноза стока горных рек. – Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 51 (132). - 86 с.
10. *Боровикова Л.Н., Денисов Ю.М.* Модель поступления воды на поверхность горного бассейна и некоторые результаты ее проверки на бассейнах Западного Тянь-Шаня. – Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 52 (67), с. 3–20.
11. *Бузин В.А., Чачина Н.С., Шаночкин С.В.* Прогнозы максимальных зажорных и заторных уровней воды рек Северной и Западной Двины. – Труды ГГИ, 1986, вып. 323, с. 19-27.
12. *Бузин В.А.* Условия и прогноз подвижек льда при замерзании реки Невы. – Метеорология и гидрология, 1997, № 118, с. 87-94.
13. *Булатов С.Н.* Расчет прочности таящего ледяного покрова и начала ветрового дрейфа льда. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 120 с.
14. *Бураков Д.А., Авдеева Ю.В.* Технология оперативных прогнозов ежедневных расходов (уровней) воды на основе спутниковой информации о заснеженности (на примере р. Нижней Тунгуски). – Метеорология и гидрология, 1996, № 10, с. 75–87.
15. *Вершинина Л.К., Крестовский О.И., Калюжный И.Л., Павлова К.К.* Оценка потерь талых вод и прогнозы объема стока половодья. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985. – 189 с.
16. *Виноградов Ю.Б.* Математическое моделирование процессов формирования стока. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 312 с.

17. *Виноградов Ю.Б., Кучмент Л.С., Рождественский А.В.* Проблемы совершенствования теории и методов расчета стока. – В кн.: Генеральные доклады V Всесоюз. гидрол. съезда. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989, с. 47–63.
18. *Вострякова Н.В.* Опыт использования спутниковой информации для целей прогноза стока горных рек (на примере Верхней Оби и Верхнего Енисея). - Труды ГГИ, 1980, вып. 276.
19. *Вуглинский В.С. и др.* Автоматизированная информационная система Государственного водного кадастра. – В кн.: Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. Т. 3. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989, с. 53–64.
20. *Георгиевский Ю.М.* Краткосрочные гидрологические прогнозы. – Л.: ЛПИ, 1982. – 100 с.
21. *Георгиевский Ю.М.* Краткосрочные и долгосрочные прогнозы ледовых явлений на реках, озерах и водохранилищах. – Л.: ЛПИ, 1986. – 49 с.
22. *Георгиевский Ю.М., Шаночкин С.В.* Прогнозы стока горных рек. – Л.: ЛПИ, 1987. – 55 с.
23. Гидрологические прогнозы и предсказания опасных гидрологических явлений. Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989, Т.7. – 421 с.
24. *Гинзбург Б.М.* Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек и водохранилищ Советского Союза. – Л.: Гидрометеоиздат, 1973. – 116 с.
25. *Гинзбург Б.М., Борщ С.В., Ефремова Н.Д., Сильницкая М.И.* Метод фонового долгосрочного прогноза сроков начала замерзания рек и водохранилищ европейской территории России и Белорусии. – Метеорология и гидрология, 1998, № 6, с. 84 – 91.
26. *Гуревич М.И., Меерсон Т.И.* Основные составляющие дождевого стока и его прогноз по суммарному притоку в речную систему и по осадкам. – В кн.: Труды 1V Всесоюзного гидрологического съезда. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. Т.7, с. 217–227.
27. *Гусев С.И.* Автоматизированная информационная система Государственного водного кадастра. Структура, методы и проектные решения. В кн.: Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. Т. 3. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989, с. 41–52.
28. *Денисов Ю.М.* Схема расчета гидрографа стока горных рек. – Л.: Гидрометеоиздат, 1965. – 103 с.
29. *Донченко Р.В.* Ледовый режим рек СССР. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 247 с.
30. *Жидиков А.П., Нечаева Н.С.* Методические указания по разработке схем краткосрочных прогнозов расходов воды рек и притока воды в водохранилища в период половодья на основе моделей талого стока (на примере бассейна р. Волги). – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 72 с.
31. *Коваленко В.В.* Моделирование гидрологических процессов. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. – 256 с.
32. *Комаров В.Д.* Весенний сток равнинных рек европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. - Л.: Гидрометеоиздат, 1959. – 295 с.
33. *Корень В.И.* Математические модели в прогнозах речного стока. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 198 с.
34. *Кучмент Л.С.* Модели процессов формирования речного стока. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 144 с.

35. *Кучмент Л.С.* Гидрологическое прогнозирование для управления водноресурсными системами. – Гидрология суши. Т. 4 (Итоги науки и техники ВИНИТИ АН СССР). – М., 1981. – 193 с.
36. *Марголин Л.М., Смирнов В.М.* Метод предвычисления расходов воды для целей прогноза сроков вскрытия рек. - Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 184, с. 33–47.
37. Методические указания по ведению Государственного водного кадастра. Разд. 1. Поверхностные воды. – Л., 1979. – 163 с.
38. *Мухин В.М., Полунин А.Я.* Методические указания к разработке метода краткосрочного прогноза расхода воды горных рек на основе математической модели формирования стока (на примере р. Карадарья). – М.: Гидрометеоиздат, 1982. – 149 с.
39. Наставление по службе прогнозов. Разд. 3. Служба гидрологических прогнозов. Ч. 1. Прогнозы режима вод суши. – Л.: Гидрометеоиздат, 1962. – 192 с.
40. *Нежиховский Р.А.* Пособие по краткосрочным прогнозам паводочного стока рек. - Л.: Гидрометеоиздат, 1973. -- 148 с.
41. *Нежиховский Р.А., Бузин В.А.* Условия образования и прогнозы заторов льда на реках. – Метеорология и гидрология, 1977, № 5, с. 70–75.
42. *Пиотрович В.В.* Расчеты толщины ледяного покрова на водохранилищах по метеорологическим элементам. - Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 18. – 135 с.
43. *Погосян Х.П., Савченкова Е.И.* О числовом выражении аномалий атмосферных процессов. Метеорология и гидрология, 1977, № 1, с. 26 -35.
44. *Полякова К.Н., Коновалова Г.М., Калядина Н.В.* Расчет и краткосрочный прогноз нарастания и разрушения ледяного покрова на водохранилищах Волжско-Камского каскада для целей продления навигации. - Труды Гидрометцентра СССР, 1984, вып. 258, с. 57-73.
45. *Попов Е.Г.* Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. - М.: Гидрометеоиздат, 1963. 395 с.
46. *Попов Е.Г.* Гидрологические прогнозы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1979. - 256 с.
47. *Попов Е.Г.* Прогноз притока воды в Токтогульское водохранилище за межвегетационный период. - Труды Гидрометцентра СССР, 1988, вып. 295, с. 3-14.
48. Рабочая книга по прогнозированию. -- М.: Мысль, 1982. - 430 с.
49. *Ржаницын Н.А.* Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. - Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 237 с.
50. *Романов А.В.* Численная схема прогноза водного режима в системе разветвленных речных русел Нижней Волги. - Труды Гидрометцентра СССР, 1983, вып. 246, с. 30-41.
51. Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 357 с.
52. Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып. 2. Краткосрочный прогноз расхода и уровня воды на реках. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. -- 246 с.
53. Руководство по гидрологическим прогнозам. Вып.3. Прогноз ледовых явлений на реках и водохранилищах. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 168 с.

54. *Румянцев В.А., Русин С.А.* О выборе прогностически информативных предикторов. – Труды ГГИ, 1979, вып. 259, с. 39–47.
55. *Савченкова Е.И., Каракаш Е.С.* Применение метода разложения метеорологических полей по естественным составляющим при прогнозе появления льда на реках Лена и Амур. – Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 112, с. 3–16.
56. *Семенов В.А., Лысяков П.К.* Методика создания и ведения банков гидрологических данных Государственного учета вод и Государственного водного кадастра. – Труды ВНИИГМИ-МЦД, 1983, вып. 89, с. 3–20.
57. *Сильницкая М.И.* Метод среднесрочного прогноза появления льда на реках севера европейской части России. – Метеорология и гидрология, 1993, № 5, с. 78–85.
58. *Химмельблад Д.* Прикладное нелинейное программирование. – М.: Мир, 1975. - 534 с.
59. *Чернов В.Ю.* Опыт использования данных о высоте сезонной снеговой границы (на основе спутниковой информации) для гидропрогнозов рек Средней Азии. - Труды САНИИ, 1984, вып.105 (186), с. 3–14.
60. *Чижов А.Н.* О механизме формирования заторов льда и их типизация. – Труды ГГИ, 1975, вып. 227, с. 3--17.
61. *Шаночкин С.В.* Долгосрочный прогноз начала ледообразования на реках европейской территории СССР. – Труды ГГИ, 1980, вып. 270, с. 92--99.
62. *Шуляковский Л.Г.* Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. Расчеты для целей прогнозов. - Л.: Гидрометеоиздат, 1960. - 216 с.
63. *Шуляковский Л.Г.* К модели процесса вскрытия. – Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 49, с. 3 -10.
64. *Croley T.E.* Water resource prediction from meteorological probability forecasts. - LANS Publ, 1997, № 240, p. 301–309.
65. *Kychment L.C., Gelfan A.N.* The dynamic-stochastic models of rainfall and snowmelt. – J. Hydrol. Sci., 1991, № 4.
66. *Woglen P.R., Zom M.R.* Prediction of mean annual flows in north and central Florida. – J.Amer. Water Resour. Assoc., 1998, vol. 34, № 1, p. 149–156.
67. *Refsgaard J.Ch.* Validation and intercomparison of different updating procedures for real-time forecasting Nord. – Hydrol., vol. 28, № 2, p. 65 84.

Учебное издание

Георгиевский Юрий Михайлович
Шаночкин Сергей Владимирович

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Учебник

Редактор Л.В. Ковель
ЛР № 020309 от 30.12.96.

Подписано в печать 21.11.07. Формат 60×90 $^{1}/_{16}$. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл.печ.л. 27,25. Уч.-изд.л. 27,25. Тираж 500 экз. Заказ № 124/07
РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «НПП «Система», 195112, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр.,80/2.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3
Предмет и задачи курса, связь с другими дисциплинами 6
Краткая историческая справка развития гидрологических прогнозов в России 7
Значение гидрологических прогнозов для различных отраслей экономики . 12
Организация службы гидрологических прогнозов и информации 15
Глава 1. Виды и методы гидрологических прогнозов 18
1.1. Классификация гидрологических прогнозов 18
1.2. Виды гидрологических прогнозов 19
1.3. Закономерности гидрологических процессов и методы прогнозирования 20
1.4. Принципы статистической оценки эффективности методики и оправдываемости гидрологических прогнозов 23
1.5. Формы выпуска прогнозов 31
Глава 2. Гидрологическая информация 37
2.1. Назначение и содержание гидрологической информации 37
2.2. Информационная сеть станций и постов, состав наблюдений, передача информации 38
2.3. Основные направления перестройки информационного обеспечения гидрологическими данными. Автоматизация обработки, создание банков данных, перспективы развития 42
Глава 3. Краткосрочные прогнозы расходов и уровней воды, основанные на закономерностях движения воды в русле 48
3.1. Теоретические основы движения попусков, паводков и половодий 49
3.2. Метод соответственных уровней (расходов) воды 54
3.3. Способы прогноза на бесприточных и слабоприточных участках рек 59
3.4. Способы прогноза на приточных участках рек 62
3.5. Прогнозы уровней и расходов воды, основанные на приближенных уравнениях трансформации волн паводка 67
3.6. Расчет (прогноз) расходов и уровней воды на зарегулированных участках рек 84
Глава 4. Прогнозы стока по данным о запасе(объеме) воды в русловой сети бассейна и притоке воды в речную сеть 89
4.1. Общие положения. Теоретические предпосылки метода 89
4.2. Определение запасов воды в русловой сети 92
4.3. Прогнозы стока по данным о русловых запасах и притоке воды в речную сеть 101
4.4. Прогнозы уровней и расходов воды способом тенденции и по кривым спада 104
Глава 5. Математические модели формирования стока и их использование в гидрологических прогнозах 107

Глава 6. Краткосрочные прогнозы расходов и уровней дождевых паводков ... 116
6.1. Закономерности формирования дождевого стока ... 116
6.1.1. Генезис дождевых паводков ... 117
6.1.2. Генетическая формула стока ... 119
6.1.3. Потери дождевых вод на поверхностное впитывание ... 125
6.1.4. Потери дождевых вод на поверхностное задержание ... 131
6.1.5. Потери стока на почвенное задержание ... 132
6.1.6. Характеристики увлажнения бассейна ... 133
6.2. Графоаналитические способы прогноза стока дождевых паводков ... 135
6.3. Прогнозы дождевого стока по суммарному притоку в речную сеть и по осадкам ... 140
6.4. Математические модели формирования дождевых паводков ... 149
Глава 7. Прогнозы элементов весеннего половодья равнинных рек ... 170
7.1. Общие закономерности и факторы формирования весеннего стока 171
7.1.1. Запасы воды в снежном покрове и ледяной корке ... 173
7.1.2. Осадки за период половодья ... 177
7.1.3. Потери весеннего стока ... 178
7.2. Общая характеристика методов прогнозирования весеннего стока равнинных рек ... 190
7.2.1. Расчет по уравнению водного баланса ... 191
7.2.2. Физико-статистический водно-балансовый метод ... 194
7.2.3. Статистические методы ... 201
7.2.4. Методика прогнозирования весеннего стока для крупных речных бассейнов ... 204
7.2.5. Территориально общие зависимости для прогноза весеннего стока и его потерь ... 207
7.3. Краткий обзор методов прогнозирования весеннего стока в различных географических зонах ... 210
7.3.1. Реки лесной зоны ЕТР ... 210
7.3.2. Реки лесостепной и степной зон ЕТР ... 212
7.3.3. Реки Западно-Сибирской зоны избыточного увлажнения ... 213
7.4. Автоматизация разработки и выпуска территориального долгосрочного прогноза слоя весеннего стока ... 213
7.5. Долгосрочный прогноз максимальных расходов (уровней) весеннего половодья ... 215
7.5.1. Долгосрочный прогноз притока воды в водохранилища ... 217
7.6. Математические модели половодья и их использование при прогнозах расходов воды ... 225
7.6.1. Модель формирования гидрографа половодья на равнинных реках ... 226
7.6.2. Параметризация модели ... 237
7.6.3. Математическая модель формирования талого и дождевого стока ... 241
7.7. Краткосрочный прогноз незарегулированного бокового притока в водохранилище с использованием модели формирования стока ... 255

7.8. Долгосрочные прогнозы гидрографов половодья с учетом пространственно-временной неравномерности стока ... 264
Глава 8. Прогнозы стока горных рек ... 270
8.1. Краткая характеристика водного режима горных рек ... 271
8.2. Особенности формирования стока горных рек ... 274
8.3. Основные физико-географические характеристики, используемые при разработке методики прогнозов стока горных рек ... 279
8.4. Методические основы прогноза стока горных рек ... 286
8.5. Использование множественной корреляции в прогнозах весенне-летнего стока ... 288
8.6. Восстановление пропусков, удлинение рядов наблюдений ... 295
8.7. Методика краткосрочного прогноза расходов воды горных рек на основе математической модели формирования стока ... 297
8.7.1. Применение математической модели формирования стока талых вод горных рек в долгосрочных прогнозах ... 304
8.7.2. Использование спутниковой информации в прогнозах стока горных рек ... 307
8.8. Примеры долгосрочных прогнозов стока горных рек ... 308
8.8.1. Прогнозы стока за вегетационный период ... 308
8.8.2. Прогнозы квартального стока ... 308
8.8.3. Прогнозы месячного стока ... 313
Глава 9. Долгосрочный прогноз стока рек и притока воды в водохранилища в период межени ... 316
9.1. Источники питания и режим стока рек в меженный период ... 317
9.2. Основные составляющие меженного стока равнинных и горных рек ... 319
9.3. Прогноз меженного стока на основе учета закономерностей истощения запасов воды в речных бассейнах ... 320
Глава 10. Краткосрочные прогнозы ледовых явлений на реках, озерах и водохранилищах ... 328
10.1. Прогноз сроков появления плавучего льда ... 331
10.2. Прогноз густоты шугохода, ледохода ... 335
10.3. Прогноз начала ледостава на реках ... 337
10.4. Прогноз времени установления ледостава на участке перемещения кромки льда; прогноз максимальных зажорных уровней воды ... 340
10.5. Расчет и прогноз толщины ледяного покрова ... 344
10.6. Прогноз уменьшения толщины и прочности ледяного покрова ... 349
10.7. Прогноз вскрытия рек, озер и водохранилищ ... 352
10.8. Условия образования заторов льда. Прогноз максимальных заторных уровней ... 363
10.9. Условия формирования зажоров и заторов льда в нижних бьефах ГЭС и в зоне выклинивания подпора уровня воды водохранилища ... 371
Глава 11. Долгосрочные прогнозы ледовых явлений, основанные на учете характеристик атмосферных процессов ... 373
11.1. Физические предпосылки долгосрочных прогнозов ледовых явлений ... 373

11.2. Методы, основанные на учете закономерностей атмосферных процессов ... 376
11.2.1. Прогнозы появления льда на реках ... 378
11.2.2. Прогнозы вскрытия рек ... 382
11.3. Синоптико-статистические методы прогноза ... 386
11.3.1. Численные характеристики метеорологических полей ... 387
11.3.2. Прогнозы появления льда на реках ... 394
11.3.3. Прогнозы вскрытия рек ... 398
11.4. Долгосрочные прогнозы элементов ледового режима водохранилищ ... 401
11.4.1. Прогнозы замерзания водохранилищ ... 402
11.4.2. Прогнозы разрушения льда и очищения от него водохранилищ 405
Глава 12. Прогнозы опасных явлений ... 407
12.1. Сели. Общие сведения ... 407
12.2. Прогноз селей ... 408
12.3. Лавины. Общие сведения ... 417
12.4. Прогноз лавин ... 418
Литература ... 424

CONTENTS

Introduction ... 3
The subject matter and objectives of the course, relations with other disciplines ... 6
The brief historical background of development of hydrological forecasting in this country ... 7
Importance of hydrological forecasting for various branches of the national economy ... 12
Organization of the service of hydrological forecasts and information ... 15
Chapter 1. Types and methods of hydrological forecasts ... 18
1.1. Classification of hydrological forecasts ... 18
1.2. Types and methods of hydrological forecasts ... 19
1.3. Regularities in hydrological processes and forecasting methods ... 20
1.4. Principles of statistical estimation of efficiency of methods and hydrological forecasts store ... 23
1.5. Forms of issue of forecasts ... 31
Chapter 2. Hydrological information ... 37
2.1. Objection and content of hydrological information ... 37
2.2. Information network of stations and posts, structure of observations, transfer of the information ... 38
2.3. The main directions of restructuring of informational hydrological data support. Automation of processing, creation of databanks, prospects of development ... 42
Chapter 3. Short-term forecasts of water discharge and levels based on regularities in water movement in channels ... 48
3.1. Theoretical basis of water releases, high waters and floods ... 49
3.2. The method of corresponding levels (discharges) of water ... 54
3.3. Forecasting methods for no-flow and low-flow parts of rivers ... 59
3.4. Forecasting methods for inflow parts of rivers ... 62
3.5. Forecasts of water levels and discharges based on approximate equations of transformations of flood waves ... 67
3.6. Calculation (forecast) of water discharge and levels for regulated parts of rivers ... 84
Chapter 4. Flow forecasts based on the data on water storage in the channel network of a basin and water inflow into a river system ... 89
4.1. General information. Theoretical basis of the method ... 89
4.2. Definition of water storage in a channel network ... 92
4.3. Flow forecasts based on the data about channel storage and inflow of water into a river network ... 101
4.4. Forecasts of levels and discharge of water based on trends and recession curves ... 104
Chapter 5. Mathematical models of runoff formation and their application in hydrological forecasting ... 107

Chapter 6. Short-term forecasts of discharge and levels of rain floods 116
6.1. Regularities of formation of rainfall runoff 116
6.1.1. Formation of rainfall floods 117
6.1.2. The genetic formula of runoff 119
6.1.3. Losses of rain waters due to surface absorption 125
6.1.4. Losses of rain waters due to surface retention 131
6.1.5. Losses of runoff due to soil retention 132
6.1.6. Characteristics of wetting a basin 133
6.2. Graphic analytical methods of rain flood flow forecast 135
6.3. Forecasts of rainfall runoff based on the total inflow into a river network and precipitation 140
6.4. Mathematical models of formation of rain flood 149
Chapter 7. Forecasts of spring flood elements for plain rivers 170
7.1. General regularities and factors of formation of spring runoff 171
7.1.1. Water storage in the snow cover and ice crust 173
7.1.2. Precipitation over the flood period 177
7.1.3. Losses of spring runoff 178
7.2. General characteristic of forecasting methods for spring runoff of plain rivers 190
7.2.1. Calculation of water balance equation 191
7.2.2. Physico-statistical water-balance method 194
7.2.3. Statistical methods 201
7.2.4. Forecasting techniques for spring runoff for large river basins 204
7.2.5. General relationships common for territories when making forecasts of spring runoff and its losses 207
7.3. A brief review of forecasting methods for spring runoff in various geographical zones 210
7.3.1. The rivers of the wood zone in the European part of Russia 210
7.3.2. The rivers of the forest-steppe and steppe zone in the European part of Russia 212
7.3.3. The rivers of the Western Siberian zone with overmoistening 213
7.4. Automation of development and release of a territorial long-term layer forecast of spring runoff 213
7.5. A long-term forecast of maximum stream flows (levels) of spring flood .. 215
7.5.1. A long-term forecast of inflow into water reservoirs 217
7.6. Mathematical models of floods and their applications for forecasts of water discharge 225
7.6.1. A model of formation of a flood hydrograph for plain rivers 226
7.6.2. Parameterization of the model 237
7.6.3. A mathematical model of formation of melt-water and rainfall runoff 241
7.7. A short-term forecast of non-regulated lateral inflow in a water reservoir using a model of runoff formation 255
7.8. Long-term forecasts of flood hydrographs with an account of space-time irregularity in runoff 264

Chapter 8. Flow forecasts of mountain rivers 270
8.1. A brief characteristic of water regime of mountain rivers 271
8.2. Features of runoff of mountain rivers 274
8.3. The basic physiographic characteristics used for development of forecasting techniques of mountain rivers flow 279
8.4. The methodical basis of flow forecast of mountain rivers 286
8.5. Application of multiple correlations in forecasts of spring-and-summer runoff 288
8.6. Restoration of dropouts, extrapolation of observational series 295
8.7. A technique of short-term forecasts of water discharge in mountain rivers based on the mathematical model of runoff formation 297
8.7.1. Application of the mathematical model of formation of melt-water runoff in mountain rivers in long-term forecasts 304
8.7.2. Application of satellite information to forecasts of runoff forecasts for mountain rivers 307
8.8. Examples of long-term forecasts of mountain rivers runoff 308
8.8.1. Flow forecasts for a vegetative period 308
8.8.2. Forecasts of quarter runoff 308
8.8.3. Forecasts of monthly runoff 313
Chapter 9. Long-term forecast of river runoff and inflow into water reservoirs during a low-water period 316
9.1. Water supplies and river regime runoff in the low-water period 317
9.2. The basic components of low-water runoff in plain and mountain rivers .. 319
9.3. Forecast of low-water runoff based on the account of regularities of water depletion in river basins 320
Chapter 10. Short-term forecasts of ice phenomena on rivers, lakes and water reservoirs 328
10.1. The forecast of times of occurrence of floe ice 331
10.2. The forecast of density of slush ice run 335
10.3. The forecast of the beginning of freeze-up on rivers 337
10.4. The forecast of establishing the time of freeze-up along the place of ice edge moving; forecast of maximal water levels in hanging ice dams 340
10.5. Calculation and forecast of ice cover thickness 344
10.6. The forecast of reduction of ice thickness and durability of ice cover 349
10.7. The forecast of break-up on rivers, lakes and water reservoirs 352
10.8. Conditions of formation of ice blocks. The forecast of maximal ice jam levels 363
10.9. Conditions of formation of hanging ice dams and ice jams in downstream pools of power plants and in the tapering zone of backwater water level of a water reservoir 371
Chapter 11. Long-term forecasts of ice phenomena based on the account of characteristics of atmospheric processes 373
11.1. Physical preconditions of long-term ice phenomena 373
11.2. The methods based on the account of characteristics of atmospheric processes 376
11.2.1. Forecasts for ice appearance on the rivers 378

11.2.2. Forecasts of break-up on rivers 382
11.3. Synoptical and statistical methods of forecast 386
11.3.1. Numerical characteristics of meteorological fields 387
11.3.2. Forecasts of ice appearance on the rivers 394
11.3.3. Forecasts of break-up on rivers 398
11.4. Long-term forecasts of elements of ice regime of water reservoirs 401
11.4.1. Forecasts of freezing of water reservoirs 402
11.4.2. Forecasts of ice destruction and of the time of ice leaving water reservoirs 405
Chapter 12. Forecasting dangerous phenomena 407
12.1. Mudflows. General information 407
12.2. Mudflow forecasts 408
12.3. Avalanches. General information 417
12.4. Avalanche forecasts 418
References 424