



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра инженерной гидрологии

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

На тему **Разработка методики прогноза**
стока весеннего половодья на
реках Северо-Запада

Исполнитель Смирнов Сергей Константинович
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель К.Т.Н., доцент
(ученая степень, ученое звание)

Викторова Наталья Владимировна
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой

(подпись)

К.Т.Н., доцент
(ученая степень, ученое звание)

Гайдукова Екатерина Владимировна
(фамилия, имя, отчество)

«16» июня 2026г.

Санкт-Петербург
2026

Содержание

Введение.....	4
1 Краткая физико-географическая характеристика Северо-Запада	7
1.1 Общие сведения	7
1.2 Рельеф	8
1.3 Геологическое строение.....	11
1.4 Почвенный покров.....	14
1.5 Растительность.....	15
1.6 Климат.....	17
1.7 Гидрологический режим водных объектов.....	19
1.8 Гидрометеорологическая изученность региона	20
2 Прогнозы характеристик весеннего половодья на равнинных реках	22
2.1 Значение весеннего половодья в водном режиме	22
2.2 Закономерности и факторы формирования весеннего стока	23
2.3 Физико-географические особенности формирования стока весеннего половодья	25
2.3.1 Анализ запасов воды в снежном покрове	29
2.3.2 Учет и изменчивость осадков в период половодья.....	32
2.3.3 Структура и динамика потерь весеннего стока.....	33
2.4 Методы долгосрочного прогнозирования весеннего половодья равнинных рек	42
2.4.1 Физико-статистические и регрессионные методы.....	45
2.4.2 Статистические методы	53
2.4.3 Методика прогнозирования весеннего стока для крупных речных бассейнов.....	56
2.4.4 Территориально общие зависимости для прогноза весеннего стока и его потерь	59
3 Современные подходы к долгосрочному прогнозированию	61

3.1	Гидрологические модели формирования стока и динамико-стохастический подход.....	61
3.2	Ансамблевые методы долгосрочных прогнозов	62
3.3	Искусственные нейронные сети и машинное обучение	64
3.4	Примеры практического применения современных методов долгосрочного прогнозирования весеннего половодья	65
3.4.1	Нейросетевые модели машинного обучения на примере рек Обско-Тазовского региона	65
3.4.2	Сравнительный анализ множественной регрессии и ансамблевого физико-математического моделирования	68
3.4.3	Множественная регрессия для малых водотоков (бассейн Верхней Волги)	68
3.4.4	Ансамблевое моделирование для крупных речных систем	70
4	Исходные данные для разработки методики прогноза	72
4.1	Сведения о гидрологических постах	Ошибка! Закладка не определена.
4.2	Сведения о метеорологических станциях	Ошибка! Закладка не определена.
5	Прогноз стока весеннего половодья статистическим методом	82
	Список использованных источников	92

Прогнозирование характеристик весеннего половодья является одной из важнейших прикладных задач гидрологии суши. Весеннее половодье – это ключевая фаза водного режима для большинства рек европейской территории России, на которую приходится основной объем годового стока. Точные и своевременные прогнозы максимальных расходов и объемов талого стока необходимы для минимизации рисков, связанных с опасными гидрологическими явлениями. В частности, для Северо-Западного региона своевременное прогнозирование позволяет защитить населенные пункты, транспортную инфраструктуру и промышленные объекты от затоплений и подтоплений. Кроме того, прогностические данные активно используются в планировании хозяйственной деятельности: при регулировании работы водохранилищ, организации работы систем жилищно-коммунального хозяйства, а также в рыбном и водном хозяйстве региона.

Разработка и совершенствование региональных прогностических методов обусловлены высокой пространственной и временной изменчивостью факторов стока. Территория Северо-Запада России, охватывающая Карелию, Ленинградскую, Псковскую и Новгородскую области, отличается специфическими физико-географическими условиями. Сюда относятся развитая озерно-речная и болотная сеть, а также частые зимние оттепели, которые существенно трансформируют структуру снегонакопления и предвесеннего увлажнения почвы. В связи с этим возникает необходимость регулярного обновления и адаптации расчетных схем под современные гидрометеорологические условия.

Вопросам исследования и прогнозирования весеннего половодья посвящено множество фундаментальных трудов отечественных гидрологов. Большой вклад в развитие физико-статистических и воднобалансовых методов прогноза внесли ученые Государственного гидрологического института

(ГГИ), Института водных проблем РАН (ИВП РАН) и гидрометеорологических факультетов и кафедр ряда вузов страны. Тем не менее, динамическое изменение климата в последние десятилетия приводит к нарушению стационарности гидрологических процессов. Это требует постоянной перепроверки существующих связей и разработки новых региональных зависимостей на основе актуальных рядов наблюдений.

Цель работы заключается в разработке статистической методики прогнозирования характеристик весеннего половодья на реках Северо-Запада России (в границах города Санкт-Петербурга, республики Карелия, Ленинградской, Псковской и Новгородской областей) для повышения точности и заблаговременности гидрологических расчетов.

Для достижения поставленной цели необходимо решить следующие задачи:

- выполнить физико-географический и гидрологический анализ района исследования, а также сформировать репрезентативную выборку водных объектов региона;
- собрать и систематизировать архивные гидрометеорологические данные по расходам воды, снегозапасам и осадкам за многолетний период;
- проанализировать основные факторы, формирующие сток весеннего половодья на исследуемых водосборах;
- обосновать и выбрать наиболее информативные предикторы для построения прогностических связей;
- рассчитать уравнения множественной линейной корреляции для прогноза весеннего стока и выполнить статистическую оценку их качества и надежности.

Объектом исследования являются процессы формирования весеннего половодья на реках Северо-Запада России. В качестве опорной сети для анализа и обобщения гидрологического режима была рассмотрена группа из 11

репрезентативных рек, расположенных на территории города Санкт-Петербурга, республики Карелия, Ленинградской, Псковской и Новгородской областей.

Предметом исследования выступают закономерности связи между параметрами весеннего стока и определяющими их гидрометеорологическими факторами (предикторами), а также статистические методы их количественной оценки.

Информационную основу работы составили ежедневные данные наблюдений за стоком рек, максимальными снегозапасами и атмосферными осадками за период с 2008 по 2023 годы. Сбор архивных материалов осуществлялся на базе Автоматизированной информационной системы государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО). В качестве основного расчетного инструмента в работе использовались методы математической статистики, включая аппарат множественного линейного корреляционного и регрессионного анализа.

1 Краткая физико-географическая характеристика Северо-Запада

1.1 Общие сведения

Под Северо-Западом в данной работе подразумевается территория, охватывающая г. Санкт-Петербург, Республику Карелия, Ленинградскую, Новгородскую и Псковскую области. Данный регион занимает западную и северо-западную части Русской равнины, а также окраину Балтийского щита.

Географическое положение территории определяется её выходом к стратегически важным акваториям Балтийского моря (Финский и Рижский заливы), а также непосредственной близостью к Белому морю на севере Карелии. В отличие от СЗФО в целом, рассматриваемый регион характеризуется более мягким переходом от морского климата к умеренно-континентальному и сложным гидрографическим узлом, включающим крупнейшие пресноводные водоемы Европы – Ладожское и Онежское озера.

На западе регион имеет внешние государственные границы с Республикой Беларусь, Эстонией, Латвией и Финляндией. Общая площадь рассматриваемой территории составляет около 452.7 тыс. км², что сопоставимо с территорией таких государств, как Швеция или Узбекистан. Протяженность региона с севера на юг (от северных границ Карелии до южных окраин Псковской области) составляет порядка 1100 км, что определяет заметную смену природных подзон: от северной тайги до смешанных лесов [9].

Природный потенциал Северо-Запада характеризуется исключительной концентрацией водных ресурсов. Основу гидросферы региона формируют густая речная сеть и крупнейшие озерные системы Европы. На данной территории расположены Ладожское и Онежское озера, играющие роль главных регуляторов стока крупнейших рек региона. Высокая степень заболоченности водосборов в сочетании с развитой сетью искусственных каналов и водохранилищ создает уникальные условия для формирования весеннего половодья, требующие детального гидрологического анализа.

Водная система Невы, являясь частью Волго-Балтийского пути, играет ключевую роль в обеспечении транспортного сообщения и логистики всего Северо-Запада. Помимо транспортной функции, гидросфера региона служит фундаментом для промышленного рыболовства, а также используется в качестве основного источника промышленного и питьевого водоснабжения крупных городских агломераций.

Демографическая ситуация на рассматриваемой территории отличается высокой степенью концентрации населения: более половины всех жителей сосредоточено в Санкт-Петербурге и прилегающих районах Ленинградской области. В отличие от северных и восточных районов СЗФО, данный регион обладает развитой сетью транспортных коммуникаций, включающей морские порты Балтики, трубопроводные магистрали и плотную сетку железных дорог. Промышленный профиль Северо-Запада определяют машиностроение, химический сектор и лесоперерабатывающий комплекс. Высокая степень освоения речных пойм и наличие гидротехнических сооружений в этих отраслях делают прогнозирование весеннего половодья критически важным для обеспечения техносферной безопасности региона [9, 10].

1.2 Рельеф

Структура земной поверхности региона отличается выраженной неоднородностью. Если для северных и центральных районов характерны обширные низменные пространства, то восточные и южные окраины представлены преимущественно возвышенным рельефом. Западные и прибрежные части региона лежат в пределах Прибалтийской низменности. Данная геоморфологическая структура находит продолжение в западном направлении на территориях стран Балтии, а в северном векторе охватывает значительные площади Республики Карелия.

Прибалтийская низменность представляет собой преимущественно монотонную равнину с незначительными колебаниями высот, где выделяются

отдельные морфологические поднятия и депрессии. Средние гипсометрические отметки здесь колеблются в пределах 50 – 150 м, однако наиболее выраженные точки рельефа могут достигать 300 м и более. К таким объектам относятся возвышенности в центре Карельского перешейка и Ижорское плато. В пределах Псковской области четко выделяются Лужское, Судомское и Бежаницкое поднятия, которые служат важными водоразделами. Центрально-Карельская возвышенность, в свою очередь, является моренной равниной с интенсивным эрозионным расчленением и выходами кристаллических пород. Рельеф южной кромки региона дополнен камовыми холмами, наиболее известными из которых являются Лемболовские высоты. В широтном направлении территорию пересекает плоская равнина Ордовикского плато, чья наиболее высокая часть – Ижорская возвышенность – характеризуется активным развитием карстовых процессов [9, 11].

Переход к Предглинтовой низменности в северной части региона обозначен четко выраженным глинтом. Данный уступ характеризуется морфологической неоднородностью: на западе он представлен крутыми береговыми обрывами высотой до 40 – 50 м, тогда как в восточном направлении его вертикальный профиль существенно снижается, зачастую не превышая 15 м. Обособленную группу формируют Лужская, Судомская и Бежаницкая возвышенности, которые образуют меридиональный пояс краевых ледниковых структур валдайского генезиса. Рельеф этих территорий представлен сложным сочетанием моренных грядовых образований и камовых холмов, чьи абсолютные высоты варьируются от 120 до 300 метров и более. Напротив, в северных, западных и центральных районах Северо-Запада доминируют обширные низменные равнины с минимальными отметками, колеблющимися в диапазоне от 0 до 50 метров над уровнем моря.

В меридиональном направлении (с севера на юг) прослеживается ряд выраженных понижений, начиная от Вуоксинской впадины на севере Карельского перешейка и заканчивая Предглинтовой низменностью, которая объединяет котловины Финского залива, Ладожского и Онежского озер. Последняя включает в себя такие локальные структуры, как Приневская, Приладожская,

Приморская и Лужско-Нарвская равнины. Далее в южном направлении располагаются Волхово-Ловатская (Приильменская) и Чудско-Псковская низины, занятые крупными озерными системами.

Гидрографическая сеть в пределах Прибалтийской низменности отличается высокой плотностью и радиальной направленностью водотоков. Как правило, речные долины имеют незначительную глубину вреза, однако при пересечении склонов водораздельных поднятий и моренных гряд этот показатель возрастает до 20 – 40 (в отдельных случаях до 50) метров. Характерной чертой ландшафта является интенсивное заболачивание низин и плоских междуречных пространств, что выступает значимым фактором аккумуляции талых вод в период весеннего снеготаяния.

Протяженная дуга Валдайской возвышенности определяет морфологический облик южных и восточных районов рассматриваемого региона. Обозначая границу распространения позднеплейстоценового ледникового покрова, она объединяет в себе различные литологические зоны: от известняковых плато до выступов девонских отложений. Морфология поверхности представлена сложным сочетанием аккумулярованных ледником гряд и округлых возвышений, пространство между которыми заполнено озерно-речными системами и лощинами стока [9, 11].

Превышение ледниковых гряд и холмов над межхолмовыми понижениями варьируется в пределах 20 – 50 метров, при этом для моренных структур характерно северо-восточное простираие. Средние гипсометрические показатели территории колеблются от 150 до 200 метров, достигая максимальных значений (порядка 340 метров) на возвышенных участках. Переход к Прибалтийской низменности обозначен Карбоновым уступом – наклонной равниной шириной до 30 км. Данный склон, имеющий высоту до 100 метров, сильно изрезан речными долинами, которые обеспечивают активный дренаж водоносных горизонтов каменноугольного периода. На ряде участков Карбоновый уступ скрыт под мощной толщей краевых моренных отложений. Для этой части плато характерны специфические формы рельефа, обусловленные активным выщелачиванием горных пород. Карстовые процессы проявляются здесь

в виде многочисленных воронок, слепых речных долин и подземных источников, которые в совокупности формируют уникальный микрорельеф [11].

1.3 Геологическое строение

Фундамент рассматриваемой территории Северо-Запада сложен архейскими и протерозойскими кристаллическими породами, которые на основной площади скрыты под мощными пластами осадочного чехла Русской плиты. Прямой выход докембрийского основания на дневную поверхность наблюдается в северной части региона – на Карельском перешейке и в Республике Карелия, относящихся к Балтийскому щиту. Данный сектор характеризуется доминированием гнейсово-сланцевых комплексов раннего докембрия.

Коренной чехол региона сформирован преимущественно палеозойскими отложениями, включая комплексы кембрия, ордовика, девона и карбона. Характерной особенностью данных стратиграфических горизонтов является их пологое падение (под углом до 15°) в направлении с севера на юго-восток, вследствие чего древние пласты последовательно перекрываются более молодыми образованиями. На склонах Балтийского щита (север Ленинградской области и Карелия) четвертичный покров подстилается рыхлыми песчано-глинистыми толщами нижнего кембрия, мощность которых в отдельных депрессиях фундамента достигает значительных величин [12].

Южнее и восточнее располагается широкая полоса ордовикских пород, формирующих устойчивое Ордовикское плато. Его северная граница четко обозначена Балтийско-Ладожским глинтом – выраженным геоморфологическим уступом, обращенным в сторону Предглинтовой низменности. Ордовикский комплекс сложен доломитами, известняками и песчаниками, суммарная мощность которых варьируется в пределах 100 – 150 метров. Данные породы отличаются интенсивной трещиноватостью и активным развитием карстовых явлений.

В основании глинта, в местах глубокого эрозионного вреза речных долин, на поверхность выходят более древние горизонты: кембрийские синие

глины и пески. К югу и востоку от Ордовикского плато локализована обширная зона развития преимущественно рыхлых девонских пород, охватывающая значительную часть площади Северо-Запада. Девонский комплекс включает средний отдел (представленный мергелями, доломитами и песчаниками) и верхний (сложенный пестроцветными и известняково-мергелистыми толщами). Мощность этих отложений существенно возрастает в юго-восточном направлении, достигая 300 метров для верхнего отдела.

В восточном и юго-восточном направлениях девонские горизонты сменяются вытянутой полосой каменноугольных отложений, которые формируют Карбоновое плато (в пределах Новгородской области). Данный комплекс объединяет нижний и средний отделы. Нижний карбон представлен известняково-доломитовыми и глинистыми толщами, суммарная мощность которых варьируется от 60 до 95 м. Средний отдел сложен преимущественно доломитами и известняками; его вертикальная мощность неоднородна и колеблется в диапазоне 12 – 80 м [12].

Каменноугольные известняки отличаются высокой степенью трещиноватости и интенсивной закарстованностью. Повсеместно палеозойский коренной чехол перекрыт четвертичными наносами, мощность которых колеблется в широком диапазоне – от 0.5 м на выходах щита до 200 м в древних долинах. Генетически данные отложения разделяются на ледниковые и послеледниковые; к наиболее ранним относятся горизонты московской морены и ассоциированные с ней флювиогляциальные осадки. Верхнюю часть разреза формируют современные покровы: аллювиальные наносы в поймах рек, торфяники, эоловые пески, а также озерные и морские песчано-глинистые образования. Завершает стратиграфическую колонку комплекс позднеледниковых флювиогляциальных и озерно-ледниковых осадков (ленточных глин).

Минимальные значения мощности четвертичного покрова (от 0.5 до 5 м) зафиксированы на Силурийском плато, в то время как в пределах Предглинтовой и Приильменской низменностей эти показатели возрастают до 10 – 20 м. Максимальных величин толща отложений достигает в границах Центрально-

Карельской возвышенности (100 – 130 м) и на Судомской возвышенности в Псковской области (до 200 м).

Значительные толщи четвертичных наносов, варьирующиеся в диапазоне 60 – 120 м, приурочены к поясу краевых ледниковых структур. Данная зона, соответствующая выступам коренного рельефа, служила естественным препятствием для движения ледниковых масс, что способствовало интенсивной аккумуляции моренных и флювиогляциальных осадков. Для гидрологических прогнозов важно, что такие мощные отложения в районах возвышенностей (водоразделов) определяют значительную емкость подземных вод, влияющих на базовый сток рек.

Процессы выщелачивания охватывают толщи растворимых пород в стратиграфическом диапазоне от нижнего ордовика до среднего карбона включительно. Основными очагами данных явлений в регионе выступают два ключевых района: Карбоновое (на востоке) и Силурийское (Ордовикское) плато. Литологический состав закарстованных горизонтов представлен известняками, доломитами, мергелями, а также гипсами и карбонатными свитами. Благодаря высокой кавернозности, данные массивы функционируют как природные резервуары для накопления значительных объемов подземных вод [12].

По периферии возвышенностей фиксируется интенсивное выклинивание подземных вод, что обуславливает высокие значения модулей стока в этих зонах. В районах развития карста наблюдается резкая изменчивость стока на локальных участках и существенное несовпадение границ поверхностных и подземных водосборов.

На Ижорском плато, где активно протекают современные карстовые процессы, коренные породы перекрыты маломощным (1 – 2 м) слоем морены. На данной территории поверхностная гидрографическая сеть практически отсутствует: талые воды в период половодья активно поглощаются понорами, воронками и слепыми долинами, трансформируясь в подземный сток. Распределение последнего носит выраженный центробежный характер. Диаметр карстовых воронок здесь варьируется от 0.5 до 40 м при глубине до 8 – 15 м.

На участках Силурийского плато, где мощность четвертичного чехла (морены, ленточных глин) возрастает до 6 – 8 м, поверхностные карстовые формы практически нивелируются. Аналогичная ситуация характерна для Волховского плато, где перекрывающие толщи достигают 15 – 20 м, что выступает естественным барьером для активного проявления данных процессов. На Карбоновом плато (Новгородская область) морфология карста формируется по схожему принципу: развитие воронок и полостей приурочено к зонам с минимальной мощностью наносов или их высокой водопроницаемостью [12].

1.4 Почвенный покров

Структура почвенного покрова Северо-Запада обусловлена избыточным характером увлажнения, умеренно холодным климатом и спецификой материнских пород ледникового генезиса. Доминирующим типом почв являются подзолистые, чье формирование неразрывно связано с интенсивным промывным режимом в лесной зоне. В северной части региона (Республика Карелия) преобладают иллювиально-гумусовые и иллювиально-железистые подзолы, отличающиеся малой мощностью профиля, высокой щебнистостью и низким коэффициентом влагоемкости.

Для центральных и южных районов (Ленинградская, Новгородская и Псковская области) характерны дерново-подзолистые почвы, обладающие более развитым гумусовым горизонтом. Однако в условиях плоского рельефа и затрудненного естественного дренажа обширные пространства заняты болотно-подзолистыми и торфяно-глеевыми почвами. Особое место в почвенной структуре занимают рендзины (дерново-карбонатные почвы), локализованные в местах выхода известняков Силурийского и Карбонового плато. Они выделяются высоким плодородием и нейтральной реакцией среды, что резко контрастирует с повсеместно кислыми почвами остальной территории региона [11].

1.5 Растительность

Растительный покров рассматриваемого региона преимущественно приурочен к подзоне южной тайги, при этом северные территории (Карелия) относятся к средней тайге, а крайний юг (Псковская и Новгородская области) – к зоне хвойно-широколиственных лесов. Сочетание контрастных форм рельефа, таких как Приильменская низменность и Валдайская возвышенность, в совокупности с климатическими факторами определило высокое типологическое разнообразие лесных массивов. В породном составе доминируют хвойные (ель, сосна) и мелколиственные (береза) виды. Доля прочих лиственных пород, включая осину, ольху и иву, суммарно составляет около 20 % лесопокрытой площади.

Средняя лесистость территории составляет порядка 50–60 %, достигая максимальных значений в Республике Карелия. В южной подзоне тайги доминируют хвойные формации, среди которых значительное место занимают переувлажненные сфагновые ельники. Для пониженных участков рельефа и речных долин характерны травяные типы еловых лесов с развитым ярусом гигрофитной растительности. Параллельно с лесными массивами широкое распространение получили болотные экосистемы, охватывающие около 20 – 30 % территории. Их локализация приурочена к слабодренированным ландшафтам, выступающим важными регуляторами стока в период весеннего снеготаяния.

Болотные системы Северо-Запада классифицируются на три основных типа: низинные, переходные и верховые. Последние, также именуемые сфагновыми, локализуются на обширных водораздельных пространствах и отличаются мощными залежами торфа. В силу исключительного атмосферного питания такие массивы бедны минеральными солями, что обуславливает доминирование сфагновых мхов над травянистым ярусом. Кустарничковая флора представлена вереском, миртами (кассандрой) и багульником. Среди ягодных культур наибольшее распространение здесь получили морошка и клюква. Деревесный ярус сфагновых массивов крайне угнетен: здесь произрастают лишь редкие низкорослые экземпляры березы и сосны. Торфяные залежи верховых

болот региона обладают значительным ресурсным потенциалом. Гигроскопические свойства сфагнового мха позволяют использовать его не только в деревянном домостроении, но и в качестве традиционного антисептического связочного материала.

Низинные болота приурочены к отрицательным формам рельефа, а также к поймам рек и озерным котловинам. Их гидрологический режим определяется подпиткой минерализованными грунтовыми водами. В составе фитоценозов здесь доминируют травянистые ассоциации, что свидетельствует о более активном водообмене по сравнению с верховыми массивами [11].

Луговая растительность Северо-Запада отличается значительным видовым разнообразием и включает осоковые, злаковые, бобовые компоненты и сложное разнотравье. По условиям локализации луговые угодья классифицируются на материковые и пойменные. Последние (заливные) формируются на плодородных аллювиальных почвах и представлены преимущественно разнотравно-осоковыми сообществами.

Классификация пойменных лугов региона основывается на их морфологическом положении в рельефе и расчетной продолжительности затопления в период весеннего половодья. Сообщества высокого уровня характеризуются лишь эпизодическим и краткосрочным подтоплением в годы с экстремально высоким стоком. Поймы среднего уровня увлажняются в ходе каждого стандартного ежегодного подъема воды, но не подвергаются избыточному застою и насыщению. Участки низкого уровня отличаются наиболее длительным периодом стояния полых вод, который стабильно повторяется в каждом гидрологическом цикле, что определяет формирование здесь специфической влаголюбивой флоры.

Материковые луга приурочены к водораздельным пространствам и по специфике водного режима классифицируются на низинные и суходольные. Последние формируются преимущественно на месте бывших гарей и лесных вырубок. Их фитоценотическое разнообразие определяется особенностями микрорельефа, гранулометрическим составом почв и степенью увлажнения субстрата. В составе низинных луговых сообществ доминируют различные

виды осок (обыкновенная, пузырчатая, вздутая) в сочетании с типичным гигрофитным разнотравьем, включая сабельник, вахту трехлистную, таволгу вязолистную и хвощи.

Современный облик растительного покрова сформировался под влиянием длительной антропогенной трансформации. Значительные площади естественных ландшафтов были вовлечены в сельскохозяйственный оборот и преобразованы в агроценозы. На текущий момент доля культурной растительности охватывает порядка 12 – 15 % территории. Степень аграрного освоения распределена неравномерно: минимальные показатели (порядка 1 – 3 %) зафиксированы в северных таежных районах (Республика Карелия), тогда как в южных и юго-западных секторах (Псковская и Новгородская области) доля пашни и кормовых угодий может достигать 25 – 30 % [11].

1.6 Климат

Климатические условия региона характеризуются как умеренно-континентальные с переходом к морским в западных районах. Формирование климата происходит в условиях дефицита солнечной инсоляции в зимний период и активного западного переноса воздушных масс. Среднегодовые температурные показатели варьируются от 2 до 4.5 °С, демонстрируя рост в направлении с северо-востока на юго-запад. Минимум температур приходится на январь и февраль. Зимний сезон отличается мягкостью и частыми оттепелями при преобладании пасмурной погоды; средние значения января колеблются от минус 7 °С на западе до минус 11 °С в северо-восточных секторах. Относительная влажность воздуха остается высокой в течение всего года (80 – 90 %), а экстремальный температурный минимум на территории округа зафиксирован на отметке минус 52 °С [13,14].

Период залегания устойчивого снежного покрова в среднем составляет 110 – 120 дней при высоте снежной толщи около 22 см. Даты установления снега варьируются от второй декады ноября до середины декабря, а окончательный сход наблюдается в конце апреля. Глубина сезонного промерзания

грунтов достигает 50 см. Ледостав на реках фиксируется в начале декабря, тогда как вскрытие водных объектов происходит в первой декаде апреля. Весенний сезон характеризуется затяжным характером и поздними сроками; метеорологическим началом весны считается устойчивый переход среднесуточной температуры через отметку 0 °С. Для этого периода типичны возвраты холодов и кратковременное формирование временного снежного покрова.

Начало летнего сезона коррелирует с устойчивым переходом среднесуточных температур через отметку 10 °С, что в центральных районах Северо-Запада наблюдается в середине мая. Продолжительность данного периода в среднем составляет около 3.5 – 4 месяцев. Средние температурные значения в летние месяцы варьируются в диапазоне 16 – 18 °С. Погодный режим характеризуется чередованием кратковременных дождливых циклов с ясными теплыми периодами. В целом лето классифицируется как умеренно-теплое и избыточно влажное; при этом в первой декаде июня сохраняется вероятность радиационных заморозков на почве.

Переход к осеннему сезону фиксируется в начале второй декады сентября, а его средняя продолжительность составляет около двух месяцев. Данный период характеризуется высокой относительной влажностью воздуха, частыми туманами и преобладанием обложных осадков. Распределение атмосферных осадков внутри года неравномерно с ярко выраженным максимумом в летне-осенний период. Годовая сумма осадков в среднем составляет 650–800 мм, увеличиваясь до 850 – 900 мм на наветренных склонах возвышенностей (Валдайской, Бежаницкой) вследствие орографического подъема воздушных масс.

Высокая изменчивость погодных условий в течение года обусловлена специфическим географическим положением рассматриваемых субъектов. Псковская, Новгородская, Ленинградская области и Республика Карелия располагаются в зоне активной климатической трансформации, где происходит постоянное взаимодействие морских атлантических и континентальных воздушных масс. Столь динамичное смещение атмосферных фронтов определяет

неустойчивый характер погоды во все сезоны, что является ключевым фактором неопределенности при прогнозировании весеннего половодья [13,14].

1.7 Гидрологический режим водных объектов

Водотоки рассматриваемой территории (Республика Карелия, Ленинградская, Псковская и Новгородская области) принадлежат преимущественно к водосборам Балтийского и Белого морей. Согласно классификации Б. Д. Зайкова, гидрологический режим местных рек относится к восточно-европейскому типу, характеризующемуся выраженным весенним половодьем, повышенным стоком в осенний период и устойчивой меженью зимой и летом [15].

Ключевые фазы водного режима:

- Весеннее половодье. Главная фаза водного режима, обеспечивающая от 50% до 70% суммарного годового стока. Питание рек имеет смешанный характер со значительным доминированием снегового компонента (50–60%). Временные рамки прохождения волны половодья смещаются по широтному градиенту: в южной части (Псковская, Новгородская области) подъем уровней стартует в конце марта – начале апреля, тогда как в северных районах (Карелия) гидрологическая активизация сдвигается на конец апреля – середину мая.
- Летне-осенний период. Характеризуется неустойчивой меженью. Систематическое выпадение обложных и ливневых осадков в Северо-Западном регионе провоцирует регулярное прохождение дождевых паводков, которые нередко превышают по высоте летние меженные уровни.
- Зимняя межень. Стабильный период низкого стока, обусловленный исключительно подземным питанием водотоков. Ледостав на реках юга зоны устанавливается в декабре, на севере – в ноябре. Процесс весеннего вскрытия рек часто сопровождается интенсивными заторными явлениями (особенно на водотоках с меридиональным направлением течения, ориентированных с юга на север), что вызывает резкие заторные подъемы уровней воды [10].

Ландшафтные факторы регулирования стока: Специфической чертой Северо-Запада является высокая озерность и заболоченность территории (особенно в Карелии и Ленинградской области). Наличие таких крупных озерных систем, как Ладожское и Онежское, а также развитой болотной сети, выступает мощным естественным регулятором поверхностного стока. Болота и озера аккумулируют избыток талых вод, существенно сглаживая пиковые расходы и растягивая волну весеннего половодья во времени. В последние десятилетия под влиянием региональных изменений климата наблюдается тенденция к росту водности рек в холодный период и сокращению продолжительности осенней межени [16].

1.8 Гидрометеорологическая изученность региона

Проектирование и верификация долгосрочных прогностических схем весеннего стока базируются на архивных материалах государственной наблюдательной сети. Территория Карелии, Ленинградской, Псковской и Новгородской областей входит в зону ответственности ФГБУ «Северо-Западное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды» (ФГБУ «Северо-Западное УГМС»).

Параметры информационной базы:

- Продолжительность наблюдений. Регион характеризуется высокой степенью гидрологической изученности. Ряд опорных гидрологических постов и метеостанций располагает непрерывными временными рядами данных, превышающими 60 – 80 лет (на отдельных объектах наблюдения ведутся с конца XIX – начала XX века). Наличие столь длительных хронологических рядов обеспечивает репрезентативность статистических выборок при расчете среднемноголетних характеристик и построении долгосрочных прогнозов.

- Плотность и оснащенность сети. Размещение постов по территории региона неравномерно. Наибольшей плотностью гидрологической сети отличаются Ленинградская и Псковская области. В Карелии, ввиду сложного рельефа Балтийского щита и труднодоступности ряда районов, сеть развита более

разреженно. В рамках модернизации наблюдательной сети Росгидромета большинство ключевых створов сегодня оснащено автоматизированными гидрологическими комплексами (АГК), фиксирующими уровни воды в режиме реального времени.

– Метеорологическое обеспечение. Для расчета прогностических зависимостей половодья используются данные метеостанций о динамике температуры воздуха, жидких осадках и высоте снежного покрова. Принципиальное значение имеют материалы специализированных снегосъемок (максимальные запасы воды в снеге перед началом снеготаяния), а также показатели глубины промерзания почвы и степени ее осеннего увлажнения, выступающие главными предикторами в схемах долгосрочного прогнозирования [10, 17].

2 Прогнозы характеристик весеннего половодья на равнинных реках

2.1 Значение весеннего половодья в водном режиме

Для равнинных водотоков европейской части России весеннее половодье выступает главным фазовым элементом водного режима. Это ежегодно повторяющийся в один и тот же сезон гидрологический процесс, характеризующийся резким подъемом водности из-за таяния сезонных запасов снега. На этот период приходится от 50 – 70% до 80 – 90% годового объема стока, и именно весной фиксируются пиковые расходы воды. При дружном и интенсивном снеготаянии могут формироваться экстремальные максимумы, приводящие к выходу воды на пойму, затоплению инфраструктуры и экономическому ущербу.

Своевременный долгосрочный прогноз объема и максимального расхода половодья необходим для регулирования водохозяйственных систем и организации инженерной защиты территорий. При этом генезис весеннего стока не ограничивается только талыми водами – заметную роль играют жидкие осадки. В таежной зоне и районах избыточного увлажнения доля дождевого питания весной может достигать до 40 – 50% от общего объема. Вклад подземных вод, напротив, падает в этот период до минимума и составляет обычно 5 – 10%.

Хронологические границы половодья определяются по специфическим точкам гидрографа. Дата начала фиксируется по моменту устойчивого и интенсивного прироста расходов. Определение даты окончания методически более сложно. Как правило, завершением фазы считают точку перехода от спада высокой волны к стабильно низким расходам. Для средних рек с площадью водосбора от 5 до 20 тыс. км² возможно использовать количественный критерий: окончание половодья приурочивают к моменту, когда суточный слой стока на спаде уменьшается до 0.5 – 0.6 мм в лесной зоне и до 0.2 – 0.3 мм в лесостепи [1].

Расчленение гидрографа половодья

В крупных речных бассейнах гидрограф чаще всего имеет одномодальную (однопиковую) форму. Вторичные пики на ветви спада здесь возникают преимущественно под влиянием обильных жидких осадков. Для малых водосборов, напротив, характерны многомодальные гидрографы. Такая полимодальность обусловлена неравномерностью снеготаяния, периодическими возвратами холодов, наложением дождевых паводков, а также несинхронным сходом снежного покрова на залесенных и открытых пространствах.

Для выделения объема талого стока Y_T из общего объема половодья Y вычитают дождевую Y_d и базовую подземную Y_n составляющие:

$$Y_T = Y - Y_d - Y_n \quad (2.1)$$

Дождевой сток отсекают с помощью типовых кривых спада. Подземное питание на графике ограничивают по величине минимального предвесеннего расхода Q_n . При отсутствии или исключении дождевых осадков слой талого стока (в мм) рассчитывают по формуле [1]:

$$Y_T = \frac{86,4}{F} \sum_{i=1}^N (Q_i - Q_n) \quad (2.2)$$

где: F — площадь водосбора, км²
 N — общая продолжительность половодья (сутки)
 $Q_i - Q_n$ — среднесуточные расходы воды за вычетом подземной составляющей, м³/с.

2.2 Закономерности и факторы формирования весеннего стока

Формирование весеннего стока обусловлено комплексом сопряженных физических процессов. К их числу относятся снеготаяние, выпадение жидких

осадков, поверхностное задержание, инфильтрация влаги в почвогрунты и добегание сформировавшихся вод по русловой сети до замыкающего створа. Из-за физико-географической неоднородности речных бассейнов и ограниченности данных регулярных гидрометеорологических наблюдений исследователям приходится использовать схематизированные расчетные модели, базирующиеся на осредненных параметрах.

Всю совокупность факторов, определяющих параметры стока, принято разделять на две базовые категории:

- Постоянные (морфометрические и ландшафтные характеристики). В эту группу входят рельеф, геометрические параметры и конфигурация бассейна, особенности геологического строения, гидрофизические параметры почв, густота речной сети, а также коэффициенты залесенности, заболоченности и озерности водосбора. Сюда же включают техногенную и антропогенную трансформацию русел и водосборных площадей. Данные факторы жестко регламентируют пространственное распределение снежного покрова, объемы аккумуляции и потерь талых вод, а также динамику склонового и руслового добегания.

- Переменные (гидрометеорологические параметры). К ним относятся запасы воды в снеге перед началом таяния, интенсивность снеготаяния, глубина промерзания почвенного профиля и степень его предвесеннего увлажнения, количество жидких осадков, а также потери на испарение. Данная группа факторов определяет итоговый объем и временной ход волны половодья.

Речной бассейн можно рассматривать как динамическую систему, в которой входящий поток талых и дождевых вод преобразуется в русловой сток под влиянием поверхностного и внутрипочвенного задержания, инфильтрации, испарения, а также грунтового и глубинного подземного питания [1].

Данная система подчиняется закону сохранения массы. Таким образом, уравнение водного баланса бассейна за период половодья (без учета глубинного подземного питания) имеет вид:

$$Y = S + X_1 + X_2 - (E_c + E_{\pi} + E_b) - (A + I) \quad (2.3)$$

- где: Y – суммарный тало-дождевой сток
 S – максимальный запас воды в снеге и ледяной корке
 X_1, X_2 – осадки до и после схода снежного покрова соответственно
 $E_c + E_{\pi} + E_v$ – испарение со снега, почвы (с транспирацией) и водной поверхности
 A – поверхностное задержание на водосборе
 I – суммарные потери на инфильтрацию

Точно определить прямыми измерениями каждую отдельную составляющую потерь (E , A , I) невозможно, поэтому их оценивают суммарно или по косвенным признакам [1].

2.3 Физико-географические особенности формирования стока весеннего половодья

Разработка долгосрочных гидрологических прогнозов, определяющих пиковые расходы и максимальные уровни воды в период весеннего половодья, выступает приоритетной научно-практической задачей для водохозяйственного комплекса и гидроэнергетической отрасли [1]. Объективные прогностические оценки экстремумов талого стока необходимы для превентивного регулирования режимов работы водохранилищ, проектирования водосбросных сооружений и заблаговременного проведения защитных мероприятий на затопливаемых пойменных территориях [1]. Полноценное информационное обеспечение в этой области позволяет минимизировать риски затопления прибрежной инфраструктуры, оценивать угрозы разрушения мостовых переходов и рассчитывать пространственную протяженность разливов в период половодья [2].

Максимальный расход воды весеннего половодья является функцией сложного нелинейного взаимодействия метеорологических факторов и гидро-

физических характеристик подстилающей поверхности водосбора [1]. Пространственно-временная динамика формирования пика стока характеризуется следующими ключевыми переменными:

- запас воды в снежном покрове к началу снеготаяния [1];
- интенсивность поступления тепла (динамика таяния снега) [1];
- объем жидких атмосферных осадков, выпадающих в период снеготаяния [1];
- физические свойства почв, определяющие потери стока на инфильтрацию (глубина промерзания, предвесеннее увлажнение) [1].

С генетической точки зрения интегральный объем половодья формируется преимущественно за счет талых вод, однако структура гидрографа половодья также включает дождевую и подземную (грунтовую) компоненты [2]. Базовый объем грунтового питания определяется гидрометеорологическими условиями предшествующей осени и интенсивностью зимних оттепелей [2]. В средние по водности годы доля подземного стока в общем балансе половодья относительно мала, в связи с чем в оперативных расчетах ее допустимо приближенно приравнивать к расходу предвесеннего речного стока в зимнюю межень [2]. Однако в условиях экстремально малоснежных зим относительный вклад грунтовой компоненты в суммарный объем весеннего стока становится определяющим [2].

Атмосферные осадки, выпадающие в фазу подъема половодья, не только увеличивают балансовый объем стока, но и интенсифицируют процессы снеготаяния за счет выделения теплоты фазового перехода [2]. Жидкие осадки нарушают сплошность снежного покрова и ускоряют его водоотдачу, формируя внутри снежной толщи развитую сеть микродренажных каналов, что резко ускоряет склоновое стекание в русловую сеть [2].

В оперативной практике гидрологического прогнозирования точный учет всего комплекса указанных факторов ограничен низкой заблаговременностью и недостаточной точностью долгосрочных метеорологических прогнозов полей температуры воздуха и жидких осадков на весенний сезон [1]. В

связи с этим базовым инструментом долгосрочного прогнозирования остаются эмпирические и физико-статистические зависимости, связывающие пиковый расход с интегральным объемом талого стока за период половодья [1].

В рамках аналитической схематизации процессов формирования гидрографа половодья расчет максимального расхода воды $Q_{\max}$ ($\text{м}^3/\text{с}$) выполняется по нелинейной зависимости вида:

$$Q_{\max} = K_p K_{\phi} YF / (T_c + \tau_{\max}), \quad (2.4)$$

- где: K_p — масштабный коэффициент соразмерности единиц измерения;
 K_{ϕ} — коэффициент формы гидрографа половодья, выражаемый как отношение пикового расхода к среднему за период снеготаяния $Q_{\max} / \bar{Q}$;
 Y — суммарный слой стока за половодье, мм;
 F — площадь водосбора, км^2 ;
 T_c — продолжительность периода снеготаяния, сут;
 $\tau_{\max}$ — максимальное время добегания талых вод по водосбору, сут [1].

Анализ структуры выражения позволяет сделать вывод, что для фиксированного речного бассейна интенсивность формирования максимума определяется преимущественно тремя переменными: объемом стока Y , скоростью таяния снеготаяния T_c и временем добегания $\tau_{\max}$. В условиях, когда показатель $\tau_{\max}$ демонстрирует низкую межгодовую вариативность, решающее влияние на амплитуду пика половодья оказывают общая водность периода и время таяния снега.

Для речных систем, характеризующихся относительной стабильностью сроков снеготаяния, прослеживается выраженная корреляционная связь между значениями $Q_{\max}$ и Y . Как показывает практика гидрологических расчетов, такая зависимость зачастую аппроксимируется линейной функцией. При составлении оперативных прогнозов в уравнение подставляется ожидаемое (прогностическое) значение слоя стока Y . Следует подчеркнуть, что наиболее высокая теснота связей в рамках линейных моделей $Q_{\max} = f(Y)$ наблюдается

на реках лесостепных и степных регионов, где процессы снеготаяния протекают достаточно интенсивно и в сжатые временные интервалы [1].

Переход от линейных к нелинейным зависимостям вида $Q_{\max} = f(Y)$ наиболее характерен для крупных речных систем. Основной причиной здесь выступает пространственная неоднородность: неравномерное залегание снежного покрова и неодновременное начало процессов снеготаяния в различных частях обширного водосбора. Кроме того, нелинейность может быть обусловлена существенной трансформацией активной площади водосбора в годы различной водности. Это особенно проявляется в бассейнах с равнинным рельефом и значительной вариативностью предварительного увлажнения почвогрунтов, где в многоводные периоды в сток включаются ранее изолированные понижения рельефа.

Для рек лесной зоны, к которой относится и Северо-Запад, корреляционные связи между пиковыми расходами и общим объемом половодья традиционно менее тесные. Данный факт объясняется следующими гидрологическими особенностями:

- Растяннутость процессов: Длительный период снеготаяния и существенное влияние жидких осадков, выпадающих непосредственно в фазу половодья.
- Залесенность: Разновременность схода снега на открытых участках (поля, вырубки) и под пологом леса, что приводит к «распластыванию» гидрографа.
- Русловое регулирование: В масштабных бассейнах точность прогноза снижается из-за несовпадения времени добегания волн половодья, формирующихся на притоках и в основном русле главной реки.

Переход от расчетных максимальных расходов к прогностическим уровням воды $H_{\max}$ осуществляется с помощью кривых расходов $Q = f(H)$. При этом важно учитывать возможную нестабильность русла или подпорные явления, которые могут исказить данные зависимости.

Отдельного внимания заслуживает вопрос прогнозирования временных характеристик: дат начала подъема уровней и сроков прохождения пика половодья. На текущем этапе развития гидрометеорологической науки выпуск таких прогнозов с большой заблаговременностью крайне затруднен. Это связано с тем, что гидрологический режим в данный период полностью определяется моментом устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C . Поскольку долгосрочные метеорологические прогнозы дат наступления весеннего потепления все еще обладают низкой точностью, заблаговременное определение календарных сроков фаз половодья остается ограниченным [1].

2.3.1 Анализ запасов воды в снежном покрове

Методы наземных наблюдений и их эволюция

Снегозапасы выступают главным предиктором объема половодья. Их распределение подчиняется географической зональности и вертикальной поясности. На Европейской территории России (ЕТР) средние снегозапасы возрастают от 5 – 10 мм в степях до 100 – 200 мм в лесной зоне.

Методика наземного мониторинга существенно менялась:

- С 1935 г. выполнялись снегосьемки по замкнутому треугольному маршруту при редкой сети пунктов.
- В 1950-е гг. добавились наблюдения в овражно-балочной сети и учет плотности ледяной корки на почве.
- В 1960-е гг. треугольные маршруты заменили линейными (в поле, лесу и оврагах). Это нарушило однородность временных рядов, что потребовало введения корректирующих коэффициентов (процентных надбавок) для данных, полученных до 1966 года [1].

Для разработки прогностических связей ключевое значение имеет максимальный снегозапас $S_{\max}$ перед началом снеготаяния. Из-за климатической неоднородности больших бассейнов дату наступления $S_{\max}$ устанавливают единой для квазиоднородных районов по преобладающим срокам на опорных станциях.

При дефиците лесных и овражных пунктов наблюдений средние снегозапасы в этих ландшафтах рассчитывают через коэффициенты пересчета от полевых снегозапасов $\bar{K}_л = \bar{S}_л / \bar{S}_п$ и $\bar{K}_{овр} = \bar{S}_{овр} / \bar{S}_п$. Стоит учитывать высокое межгодовое варьирование этих коэффициентов: для лесостепи $\bar{K}_л$ колеблется в пределах 1.1 – 1.7, а $\bar{K}_{овр}$ – от 1.5 до 5.0 [1].

Средний для всего водосбора снегозапас определяется как средневзвешенная величина с учетом долей площадей различных ландшафтов:

$$S = S_п * f_п + S_л * f_л + S_{овр} * f_{овр} \quad (2.5)$$

При репрезентативной и равномерной сети станций используется простое среднее арифметическое. При неравномерном размещении пунктов строятся карты с использованием изолиний снегозапасов, с последующим площадным осреднением.

В районах с частыми зимними оттепелями (запад и юго-запад ЕТР) снегозапас в поле значительно меньше, чем в лесу. Разность этих значений ΔS аппроксимируется зависимостью от суммы положительных температур за период оттепелей. На открытых участках в таких условиях часто формируется ледяная корка, фиксация которой проводится в фиксированные даты (январь и февраль) [1].

Дистанционные методы (авиационная гамма-съемка)

Метод основан на регистрации степени ослабления естественного гамма-излучения почвы слоем залегающего снега. Суммарный снегозапас вычисляется по разности интенсивности гамма-поля в осенний (бесснежный) и зимний периоды.

Особенности метода:

- В регионах со стабильной зимой погрешность метода в 80 – 90% случаев не превышает 10%.
- В зонах с неустойчивым покровом метод дает завышенные результаты из-за неучтенных колебаний влажности верхнего горизонта почвы.

– Стабильность естественного гамма-фона зависит от механического состава грунтов и их увлажнения.

Для ряда лесных водосборов ЕТР обнаружена связь между осенним уровнем гамма-поля (отражающим влажность верхнего слоя почвы толщиной 30-40 см) и последующим весенним стоком, что позволяет использовать этот показатель для оценки прогнозных потерь [1].

Погрешности определения средних снегозапасов

Погрешность расчета средних снегозапасов на локальном участке зависит от ошибок измерения высоты h_c и плотности ρ_c снега:

$$\sigma_s^2 = \rho_c^2 \sigma_h^2 + h_c^2 \sigma_\rho^2. \quad (2.6)$$

В масштабах всего речного бассейна реальная ошибка вычисления средних снегозапасов выше. Это связано с недостаточной плотностью наблюдательной сети, нерепрезентативностью маршрутов и пространственной изменчивостью залегания снежного покрова. Относительная средняя квадратическая погрешность (в %) для площади бассейна оценивается по выражению:

$$\sigma_s = (C_v / \sqrt{n}) * 100\% \quad (2.7)$$

где C_v – коэффициент вариации снегозапасов по территории бассейна,

n – общее число пунктов измерения на водосборе.

Пространственная изменчивость запасов воды в снежном покрове демонстрирует обратную зависимость от их абсолютной величины: коэффициент вариации C_v закономерно возрастает по мере уменьшения мощности снега. Вследствие этого погрешность расчета средних снегозапасов на водосборах степной и лесостепной зон существенно превышает аналогичные показатели для лесной зоны.

Прикладное применение классического выражения корректно лишь при допущении пространственной независимости данных между пунктами наблюдений. Наличие корреляции между значениями снеготоплив на соседних станциях приводит к искусственному занижению расчетной ошибки [1].

2.3.2 Учет и изменчивость осадков в период половодья

Твердые и жидкие осадки, выпадающие во время паводка, оказывают дифференцированное влияние на формирование стока в зависимости от хронологии их выпадения. Это обусловлено резкой трансформацией инфильтрационной способности подстилающей поверхности после схода снега и деградации мерзлоты.

Для бассейнов с коэффициентом залесенности $\leq 30\%$ расчет осадков дифференцируют по двум интервалам:

- От даты фиксации наибольшего снеготоплива $S_{\max}$ до полного очищения полей от снега.
- От момента схода снежного покрова на открытых участках до завершения половодья.

После освобождения полей от снега и оттаивания верхних горизонтов почвы резко активизируется суммарное испарение и возрастает водопоглотительная способность грунтов. Как следствие, потери дождевых осадков на спаде паводка увеличиваются, а их стокообразующая роль снижается. В сильно залесенных бассейнах (более 30%), где расчеты ведутся обособленно для лесных массивов, временным разделом служит момент схода снега под кронами деревьев. Данный момент приближенно совпадает со сроком прохождения пика половодья на реках с площадью водосбора 10 – 20 тыс. км² [1].

Экспериментальные исследования Государственного гидрологического института (ГГИ) позволили конкретизировать пространственные границы периодов активного стокообразования:

- В переувлажненных северных регионах с нормой стока 10 – 12 л/(с*км²) осадки формируют сток на протяжении всего половодья.

– В пределах лесной зоны ключевое значение имеют осадки, выпавшие строго до стаивания лесного снега.

– В остальных районах Европейской территории России (ЕТР) с лесистостью до 30% период эффективных осадков завершается приблизительно через 10 суток после очищения полей, поскольку в этот декадный отрезок водонепроницаемость почвогрунтов еще сохраняет предвесенние значения.

Количество осадков, принимающих участие в формировании половодья, характеризуется высокой пространственно-временной изменчивостью. Коэффициент вариации C_v сумм осадков колеблется от 0.38 (бассейн р. Западной Двины) до 0.70 (бассейн р. Белой). Экстремальные объемы осадков могут превышать среднемноголетние значения (норму) в 2 – 4 раза. В связи с этим для долгосрочного прогнозирования имеет смысл использовать вероятностную форму представления результатов (при осадках равных норме $\bar{X}$, $0,5\bar{X}$ и $2\bar{X}$) с подекадной корректировкой объема стока по фактическим метеоданным в дальнейшем [1].

2.3.3 Структура и динамика потерь весеннего стока

Суммарные потери тало-дождевых вод P объединяют испарение и аккумуляцию подстилающей поверхностью:

$$P = E_c + E_{\Pi} + E_b + A + I. \quad (2.8)$$

Испарение

Исследования ГГИ опровергли прежние представления о пренебрежимо малой роли испарения весной. Во время снеготаяния интенсивность испарения со снежного покрова относительно стабильна во времени и составляет 0.40 – 0.50 мм/сут. Суммарные потери со снега достигают 5 – 20 мм в лесной зоне и 3 – 8 мм в степи и лесостепи ЕТР [1].

По мере оголения почвы и расширения площади временной русловой сети интенсивность испарения трансформируется:

- С открытой водной поверхности: возрастает от 0.6 – 1.0 мм/сут. в начале снеготаяния до 0.8 – 1.2 мм/сут. после схода основной массы снега.
- С освободившейся от снега почвы: составляет 1.0 – 1.5 мм/сут.

В лесной зоне среднемноголетние потери влаги на испарение с почвенного покрова за интервал от образования первых проталин до окончательного оттаивания грунта оцениваются в 25 – 30 мм. Если же учитывать динамику сокращения площади заснеженности, данный показатель снижается примерно до 20 мм. Напротив, в южных засушливых регионах из-за высокой скорости прохождения паводковой волны испарение уменьшается до 10 – 15 мм. Что касается полных среднемноголетних потерь на испарение за весь период половодья, то для лесных водосборов они фиксируются в пределах 30 – 40 мм (достигая в экстремальные годы 60 мм), тогда как в условиях лесостепи составляют около 15 мм. В зависимости от метеорологических условий конкретного сезона испарение способно как выступать главным фактором потерь, так и снижаться до минимальных значений [1].

Поверхностное задержание и микрорельеф

Аккумуляция талых вод осуществляется как в макро- и микропонижениях рельефа, так и в некапиллярных порах верхнего 3 – 4-сантиметрового почвенного слоя. Этот горизонт способен удерживать от 5 до 15 мм влаги даже при полном промерзании. Предельные значения емкости поверхностного задержания имеют четкую зональную дифференциацию:

- Бассейны рек криолитозоны (вечной мерзлоты) – около 30 мм.
- Лесная зона ЕТР – до 40 мм.
- Расчлененный рельеф степной зоны – около 20 мм.

Микрорельеф территории выполняет преимущественно функцию временного перехвата стока. Удержанная таким образом вода в дальнейшем трансформируется во внутрипочвенную влагу или уходит на пополнение подземных горизонтов. Наибольшей емкостью удержания характеризуются сельскохозяйственные угодья. В частности, зяблевая пашня способна задерживать

от 5 до 15 мм, а при проведении глубокой вспашки (до 40 см) этот показатель возрастает до 20 – 30 мм [1].

Роль поверхностного удержания неодинакова для разных природных зон. В лесных регионах оно перераспределяет структуру стока в пользу его подземной компоненты, практически не влияя на суммарный объем половодья. В степях и лесостепи, наоборот, из-за глубокого залегания уровня грунтовых вод (УГВ) поверхностная аккумуляция напрямую формирует невозвратные потери талого стока.

Увлажненность почвогрунтов: мониторинг и закономерности

Степень инфильтрации (I) определяется гидрофизическими свойствами почв, зависящими от их предвесенней влажности и термического состояния. Мониторинг влажности на постоянных лесных и полевых гидрологических станциях круглогодично ведется с 1967 года.

Расчет влагозапаса (W , мм) в послойных 10-сантиметровых интервалах (с последующим интегрированием до слоев 0 – 20, 0 – 50, 0 – 100 см) выполняется по формуле:

$$W = U_s * \rho_{\text{п}} * h / 10 \quad (2.9)$$

где: U_s — влажность слоя, % от массы сухой почвы

$\rho_{\text{п}}$ — плотность почвы в том же слое, г/см³

h — мощность расчетного слоя, см

В гидрологической практике также оперируют понятиями запаса продуктивной влаги (общие влагозапасы за вычетом влажности завядания, ВЗ) и наименьшей (полевой) влагоемкости (НВ) [1].

Пиковые колебания запасов влаги в метровом слое почвы отмечаются летом, достигая значений в 120 – 150 мм. До начала зимнего периода средне-многолетние величины влагозапасов в этом горизонте приближаются к уровню наименьшей влагоемкости (НВ) со следующей пространственной обеспеченностью по регионам:

– Северо-западные, северные и северо-восточные районы ЕТР – в 70 – 90% случаев.

– Юго-западные районы – в 70 – 80% случаев.

– Южные и юго-восточные регионы – в 40 – 50% случаев.

Зимой влагонасыщение верхних почвенных горизонтов возрастает. Это происходит как из-за водоотдачи в периоды оттепелей (дающей приток от 20 до 150 мм), так и вследствие восходящей миграции влаги под влиянием температурного градиента и пленочного давления. Процесс термокапиллярного переноса наиболее активно идет в тонкодисперсных глинистых и суглинистых грунтах, особенно при малом расстоянии до зеркала грунтовых вод. В песчаных лесных почвах и крупнозернистых средах миграционный прирост, напротив, минимален. В целом за счет зимней миграции приток влаги колеблется от 5 до 70 мм.

Пространственная вариация влагозапасов контролируется литологическим составом, УГВ и неравномерностью осадков. Для однородных переувлажненных суглинков и песков лесной зоны изменчивость минимальна ($C_v = 0.09$), тогда как при неоднородном механическом составе грунтов C_v возрастает до 0.25 – 0.34. При влажности, близкой к НВ, изменчивость стабилизируется ($C_v = 0.20 - 0.30$), что позволяет математически определять доли площадей с дефицитом увлажнения [1].

Для долгосрочного прогнозирования критически важно знать влагозапас на дату начала снеготаяния (W_k). Из-за прекращения прямых агрометеорологических измерений в конце октября предвесеннюю увлажненность рассчитывают по балансовой модели полуметрового или метрового слоя почвы:

$$W_k = W_n + (X - E)_T + m \quad (2.10)$$

где: W_n – осенний влагозапас;

$(X - E)_T$ – разность осадков и суммарного испарения за расчетный период продолжительностью T (60, 90, 120 сут.);

m – увлажнение почвы талыми водами в периоды зимних оттепелей.

При дефиците прямых данных испарение (E) рассчитывают по метеорологическим предикторам. В качестве косвенных индикаторов увлажнения водосборов лесной зоны используют разность $\sum(X - E)$ за предзимний период, величину осенне-зимнего речного стока, а также параметры начального гамма-поля ($P_{\gamma 0}$), имеющие тесную корреляционную связь со степенью предвесеннего насыщения метрового слоя почвы (W_{x0-100}).

Промерзание почвогрунтов: пространственная и ландшафтная изменчивость

Термическое состояние и глубина промерзания почвы (L) – вторые по значимости факторы, лимитирующие инфильтрацию. На сети станций мониторинг ведется с помощью мерзлотомеров (с 1956 г.), которые из-за снижения влажности грунта могут завышать реальные показатели, полученные методом шурфования, на 5 – 15 см [1].

На ЕТР глубина промерзания увеличивается в меридиональном (с юга на север) и широтном (с запада на восток) направлениях:

- Западные районы: в поле 40 – 50 см (на севере) и 30 – 40 см (на юге).
- Восточные районы: до 80 – 100 см (на севере) и до 60 см (на юге).

При наличии данных геотермического профиля положение фронта промерзания устанавливается интерполяцией по нулевой изотерме (на стандартных глубинах 0.2; 0.4; 0.8; 1.2 м).

В лесных массивах, вследствие теплоизолирующего действия мощного покрова, средние значения глубины промерзания на 15 – 25 см меньше, а наибольшие в 1.5 – 2 раза ниже, чем на открытых ландшафтах. При отсутствии лесных наблюдений глубина промерзания под кронами рассчитывается по полевым эквивалентам с учетом видового состава леса.

По методике Н. В. Соколовой среднюю глубину промерзания грунта на любую дату определяют на основе суммы отрицательных температур воздуха

и высоты снега для условий наименьшей влагоемкости ($L_{\text{нв}}$) с последующим введением поправки на фактическую предзимнюю влажность ΔL_{w} .

Пространственная неоднородность промерзания обуславливает мозаичность водопоглощения: на водосборе всегда присутствуют талые или слабопромерзшие ($L \leq 20$ см) зоны с высокой инфильтрацией. Доля таких площадей оценивается по кривым обеспеченности. Исследования ГГИ в бассейнах Верхнего Дона и Вятки выявили общую аналитическую связь коэффициента вариации (C_v) глубины промерзания суглинков от ее среднего значения ($\bar{L}$). Установлено, что для лесостепной зоны при средних значениях $\bar{L} \geq 60$ см участки со слабопромерзшими грунтами на водосборе полностью исчезают.

При отсутствии прямых измерений глубина промерзания аппроксимируется эмпирическими зависимостями от суммы среднедекадных отрицательных температур воздуха $\bar{\theta}_i$ и толщины снега h :

$$L = f[\sum_1^n \bar{\theta}_i \rho_c(h)_i] \quad (2.11)$$

где плотность снега учитывается как экспоненциальная функция его высоты: $\rho_c = \exp(-0,039h)$ [1].

Теплофизическое моделирование инфильтрации в мерзлую почву

Для подробной оценки водонепроницаемости почв в ГГИ был разработан физически обоснованный метод, учитывающий фазовые переходы внутрипочвенной влаги и тепловое взаимодействие инфильтрующихся талых вод со скелетом грунта.

При быстром промерзании переувлажненной с осени почвы формируется сплошной водонепроницаемый слой (запирающий слой), блокирующий инфильтрацию на весь период снеготаяния. Толщина этого слоя напрямую зависит от глубины промерзания и суммы отрицательных среднесуточных температур (ниже минус 4°C) на глубине 0.1 м. При предвесенней влажности менее 0.7НВ и глубине промерзания $L < 30$ см запирающий слой не формируется.

Физический механизм блокировки пор заключается в том, что гравитационная талая вода, проникая в крупные поры мерзлого грунта, кристаллизуется. Выделяющаяся при этом скрытая теплота плавления льда частично расходуется на оттаивание связанной (неподвижной) воды в тонких капиллярах. Данный тепловой обмен практически не влияет на инфильтрацию в крупнозернистых средах (пески), но критически важен для тонкодисперсных грунтов (глины, суглинки).

Полная закупорка водопроводящих пор и формирование водонепроницаемого горизонта происходят при достижении критической температуры (T_k) и начальной критической влажности ($W_{н.к}$). Математической основой модели служит уравнение теплового баланса, приравнивающее запас холода в расчетном блоке почвы количеству тепла, выделяющемуся при замерзании просочившейся воды [1].

Для сред, лишенных связанной влаги, запас холода (Q) описывается выражением:

$$Q = (c_p * d + c_l * W_{н.к}) * T_k \quad (2.12)$$

где: c_p и c_l — теплоемкость почвы и льда соответственно
 $W_{н.к}$ — начальная критическая влажность в долях объема
 T_k — критическая температура почвы

Количество выделяющегося и приносимого тепла (Q_3) составляет:

$$Q_3 = \rho_l * [P_{об} - W_{н.к} / \rho_l] * (L + c_v * T_n) \quad (2.13)$$

где: ρ_l — плотность льда
 $P_{об}$ — пористость почвы
 L — удельная теплота плавления льда
 c_v — теплоемкость воды
 T_n — начальная температура просачивающейся воды

Совместное решение системы уравнений позволяет получить критические параметры для грубодисперсных сред:

$$T_K = (\rho_L * [P_{об} - W_{н.к} / \rho_L] * (L + c_B * T_H)) / (c_{\Pi} * \rho_{с.п.} * c_L * W_H) \quad (2.14)$$

$$W_{н.к} = (c_{\Pi} * \rho_{с.п.} * T_K + P_{об} * [\rho_L * (L + c_B * T_H)]) / (L + c_B * T_H - c_L * T_K) \quad (2.15)$$

Для тонкодисперсных грунтов, характеризующихся значительным объемом связанной воды, замерзающей при отрицательных температурах, формула расчета критической влажности принимает вид:

$$W_{н.к.} = \frac{(L + c_B T_H)[P_{об}\rho_L + \rho_{с.п.} W_{нз}(0)(1 - \rho_L / \rho_B) + \frac{[c_{\Pi} + W_{нз}(T_K)(c_B - c_L)]\rho_{с.п.} T_K - L\rho_{с.п.}[W_{нз}(0) - W_{нз}(T_K)]}{\rho_{с.п.}(L + c_B T_H - c_L T_K)}}{\rho_{с.п.}(L + c_B T_H - c_L T_K)} \quad (2.16)$$

где:

$\rho_{с.п.}, \rho_L, \rho_B$ — плотность скелета почвы, льда и воды соответственно

$P_{об}$ — общая пористость грунта

c_{Π}, c_L, c_B — удельная теплоемкость сухой почвы, льда и воды

L — удельная теплота фазового перехода (плавления льда)

T_H, T_K — начальная температура просачивающейся воды и критическая температура почвы

$W_{нз}(0),$ — масса незамерзшей (связанной) воды при 0°C и температуре

$W_{нз}(T_K)$ T_K на 1 г сухого вещества грунта

Практическое применение теплофизического метода и номограмм

На основе водно-физических и термических параметров почв по формулам (2.14) и (2.15) рассчитываются конкретные величины критической температуры T_K и начальной критической влажности $W_{н.к.}$. Данные гидрофизические

константы служат основой для построения региональных графических зависимостей – номограмм связи критической температуры с исходной влажностью и плотностью сложения для доминирующих типов почвогрунтов [1].

При наличии фактических предвесенних профилей влажности и температуры почвенной толщи использование этих номограмм позволяет:

- Спрогнозировать сам факт формирования запирающего (водонепроницаемого) слоя на водосборе;
- Установить глубину его заложения;
- Оценить его вертикальную мощность.

Вертикальные границы водонепроницаемого горизонта фиксируются по отметкам, где фактическая температура грунта опускается до критических значений (или ниже них) при текущем уровне влажности. Послойная верификация этих параметров выполняется расчетным путем либо интерполяцией по аналитическим номограммам.

Проблемы информационного обеспечения и индикаторы водопоглощения

Несмотря на высокую теоретическую ценность, масштабное внедрение детального теплофизического метода в практику оперативных гидрологических прогнозов ограничено из-за дефицита исходной режимной информации. Прямые пространственные данные о динамике послойной температуры и влажности мерзлых почв на сети станций практически отсутствуют. Тем не менее, данная физически обоснованная концепция существенно углубляет понимание механизмов инфильтрации талых вод и позволяет оптимизировать выбор косвенных индикаторов водопоглотительной способности речных бассейнов.

В качестве базового репрезентативного показателя инфильтрационной емкости водосбора на конец зимнего периода принимается интегральное влагодержание в слоях 0 – 50 или 0 – 100 см. Ввиду отсутствия прямых инструментальных измерений влажности грунта под снегом, предвесенний влагозапас аппроксимируется по уравнению водного баланса (2.10) [1].

По методике В. А. Романенко для оценки увлажнения водосбора на конец каждого зимнего месяца рассчитывается объем продуктивной влаги в метровом горизонте (W_k), мм. Экспоненциальная расчетная зависимость имеет вид:

$$W_k = (W_n + X) \exp(-0,0027 E_0^{0,8}) \quad (2.17)$$

где: W_n — начальный объем продуктивной влаги в метровом слое почвы на начало месяца (мм)

X — сумма выпавших за месячный интервал осадков (мм)

E_0 — суммарная среднемесячная испаряемость (мм/мес.)

Для корректной интегральной оценки водопоглощения в масштабах всего речного бассейна необходимо обладать детальными цифровыми картами распределения генетических типов почв и их водно-тепловых свойств. Современный уровень гидрологической изученности характеризуется явным дефицитом экспериментальных данных о динамике интенсивности инфильтрации в мерзлые грунты различного механического состава при варьировании их исходной температуры, влажности и глубины промерзания. Ограниченность этой эмпирической базы выступает главным сдерживающим фактором на пути модернизации прогностических схем и повышения точности долгосрочных расчетов невозвратных потерь талого стока [1].

2.4 Методы долгосрочного прогнозирования весеннего половодья равнинных рек

Общие закономерности прогнозирования весеннего стока

Большинство современных методик долгосрочного прогнозирования стока равнинных водотоков базируется на уравнении водного баланса за период половодья (2.3), фиксирующем причинно-следственные связи ключевых гидрометеорологических факторов. Полный количественный учет всех со-

ставляющих этого уравнения затруднен дефицитом и недостаточной точностью гидрологических данных. Количественные показатели поверхностного удержания, инфильтрации и испарения оцениваются приближенно. Дополнительную погрешность вносит неопределенность объема атмосферных осадков за период заблаговременности прогноза. Замена фактических значений средними многолетними показателями приводит к значительным ошибкам, так как максимальные объемы осадков могут превышать среднее значение в 2 – 4 раза.

Указанные ограничения обуславливают широкое применение эмпирических зависимостей. Расчетные параметры и региональные закономерности устанавливаются индивидуально для конкретных речных систем со сходными физико-географическими условиями формирования стока [1].

Дифференцированный воднобалансовый метод ГГИ

Классический расчет ожидаемого объема половодья основан на уравнении:

$$Y = S + X_1 + X_2 - P \quad (2.18)$$

где Y – весенний сток,

S – максимальные снегозапасы,

X_1 и X_2 – осадки до и после схода снежного покрова,

P – суммарные потери талого стока.

Основную сложность представляет оценка параметра P . Исследования Государственного гидрологического института (ГГИ) показали, что в северных районах Европейской территории России (ЕТР) объем потерь определяется предвесенним увлажнением водосбора, а в южных – инфильтрационной способностью грунтов.

Для более точного анализа физических процессов ГГИ разработал метод раздельного (дифференцированного) прогнозирования стока талых вод (Y_T) для залесенных и открытых (полевых) ландшафтов:

$$Y_T = (S + X_1) - (\Delta W + \Delta W_{гр} + \Delta W_6 + E), \quad (2.19)$$

где: ΔW – затраты на увлажнение почвогрунтов

$\Delta W_{\text{гр}}$ – фильтрация в грунтовые воды

$\Delta W_{\text{б}}$ – заполнение свободной емкости болот

E – суммарное испарение

Параметры ΔW оцениваются по разности между конечной влажностью почвы (принимаемой равной наименьшей влагоемкости или превышающей ее на 10 %) и начальными влагозапасами ($W_{\text{нач}}$):

$$\Delta W = W_{\text{кон}} - W_{\text{нач}}. \quad (2.20)$$

Потери на пополнение подземных вод определяются аналогично:

$$\Delta W_{\text{гр}} = W_{\text{кон}} - W_{\text{нач}}. \quad (2.21)$$

Для лесной зоны, где в меженный период преобладает подземное питание, установлена связь между объемами грунтовых вод и расходами реки, что позволяет оценивать инфильтрацию по гидрографу начала и окончания половодья.

Потери на заболоченных участках приравниваются к почвенному увлажнению. Все указанные гидрологические параметры осредняются по площади водосбора с учетом долей различных типов почв (песчаные, супесчаные, суглинистые) и категорий земель. Испарение E принимается пропорциональным радиационному балансу, необходимому для таяния максимальных снегозапасов.

Итоговый слой стока за половодье рассчитывается с добавлением подземной ($Y_{\text{п}}$) и дождевой ($Y_{\text{д}}$) компонент:

$$Y = Y_{\text{т}} + Y_{\text{п}} + Y_{\text{д}}. \quad (2.22)$$

Данный метод не учитывает поверхностное задержание, так как точная оценка этой величины в конкретные годы невозможна из-за многофакторности процесса (влияния рельефа, распаханности, залесенности). Экспедиции ГГИ подтверждают, что поверхностное удержание незначительно и влияет преимущественно на динамику подземного питания. Главный недостаток метода - высокая трудоемкость и жесткие требования к качеству и полноте исходных данных. [1]

2.4.1 Физико-статистические и регрессионные методы

Классический подход к долгосрочному (сезонному и квартальному) прогнозированию характеристик весеннего стока в РФ базируется на установлении эмпирических соотношений между объемом половодья и предикторами, отражающими запас воды в снежном покрове и гидрофизическое состояние подстилающей поверхности перед началом снеготаяния [3]. Согласно действующим методическим документам, в качестве расчетных уравнений применяются:

1. Физико-статистические зависимости, базирующиеся на уравнении водного баланса водосбора и частично учитывающие физику формирования потерь инфильтрации.
2. Линейные уравнения множественной регрессии [3].

Информационным базисом для задания предикторов служат данные прямых наземных измерений или оценки, полученные по метеорологическим параметрам за предшествующий осенне-зимний период [3]. Атмосферные осадки за период заблаговременности прогноза принимаются равными их среднемноголетним значениям (климатической норме) [3].

В речных бассейнах, где весенние осадки имеют незначительный вес в водном балансе, а грунтовый сток стабилен из года в год, базовая прогностическая модель объема половодья имеет вид линейного уравнения [2]:

$$W=KN+a, \quad (2.23)$$

где W – полный объем весеннего половодья (мм слоя стока),

N – максимальные предвесенние влагозапасы в снежном покрове (мм).

Параметр K интерпретируется как квазипостоянный коэффициент стока, включающий инфильтрационные потери, свободный член a соответствует условно постоянной величине грунтового стока [2].

Прогноз максимального расхода $Q_{\max}$ в рамках данных методик носит детерминистический характер и рассчитывается по регрессионным зависимостям от предварительно спрогнозированного объема стока [4]. Поскольку пиковые расходы в значительной степени определяются нестабильными метеорологическими условиями периода снеготаяния, точность долгосрочных прогнозов максимального расхода существенно уступает точности прогнозов общего объема половодья [4].

Ограничения традиционного регрессионного подхода

Многолетний опыт эксплуатации классических регрессионных моделей выявил достижение предела их прогностической точности [4]. Применение полных балансовых уравнений талого стока ограничено в оперативной практике из-за невозможности прямого инструментального измерения динамики инфильтрации в мерзлую почву и испарения со снежного покрова в масштабах речного бассейна [2]. Использование статических коэффициентов стока $K=\text{const}$ игнорирует высокую межгодовую динамику гидрофизического состояния почв, что ведет к значительным прогностическим ошибкам [2]. Основные ограничения регрессионных методик обусловлены следующими факторами:

- Искажение связей метеорологической изменчивостью: В регионах с высокой межгодовой дисперсией весенних осадков дождевой сток накладывается на волну снеготаяния, деформируя структуру водного баланса и нарушая прямую связь $W = f(N)$ [2].

- Нарушение однородности рядов: Наблюдаемые климатические изменения и антропогенная трансформация подстилающей поверхности водосборов нарушают однородность гидрологических и метеорологических рядов наблюдений, что снижает устойчивость статистических связей [4].

– Информационный дефицит и фактор заблаговременности: Достоверность исходной информации жестко зависит от времени выпуска прогноза [2]. Данные первой категории (осадки осени, зимний базисный сток) известны априори [2]. Однако ключевой фактор – максимальный снегозапас (вторая категория) – точно фиксируется лишь в момент экстремума, что совпадает со сроками выпуска уточняющих прогнозов [2]. При большой заблаговременности оператор вынужден использовать прогнозные оценки накопления снега на основе синоптических моделей, что привносит в расчеты дополнительную неопределенность [2].

– Технологическая несовместимость: Структура классических регрессионных уравнений, построенных по стандартным наземным наблюдениям, не позволяет интегрировать в них современные виды пространственных данных, такие как результаты спутникового дистанционного зондирования Земли [4].

Физико-статистический воднобалансовый метод

В основе подхода лежит концепция речного бассейна как динамической макросистемы с пространственно неравномерной емкостью поверхности и изменяющейся инфильтрацией. Балансовая зависимость талодождового стока (Y) от суммарного увлажнения (X) и общих потерь (P) имеет вид:

$$Y = X - P \quad (2.24)$$

где $X = S + X_1 + k * X_2$ (здесь k – коэффициент дождевого стока на спаде половодья). Неизвестные весенние осадки заменяются климатической нормой. [1]

В рамках теории Е.Г. Попова выделяются два базовых типа водопоглощения:

– Емкостная модель. Предполагает, что поверхностный сток на конкретном участке формируется только после полного заполнения свободных пор почвы и понижений микрорельефа, после чего локальные потери прекращаются. Такие условия характерны для водонепроницаемых, промерзших

грунтов или при близком залегании водоупора. По мере увеличения водоподачи возрастает доля действующей (продуцирующей сток) площади водосбора.

– Инфильтрационно-емкостная модель. Учитывает одновременное заполнение поверхностных емкостей и непрерывное впитывание воды в почву.

Для емкостного типа водопоглощения суммарные потери определяются функцией:

$$P(X, U) = [1 - \Phi(X, U)] * X + A(X, U) \quad (2.25)$$

где $\Phi(X, U)$ – относительная величина действующей площади (в долях единицы), U – показатель предшествующего увлажнения бассейна, $A(X, U)$ – слой воды, удерживаемый на действующей площади.

Итоговое уравнение объема стока принимает вид:

$$Y(X, U) = X * \Phi(X, U) - A(X, U). \quad (2.26)$$

Математически относительная действующая площадь выражается как производная стока по водоподаче:

$$dY/dX = \Phi(X, U). \quad (2.27)$$

При росте суммарной водоподачи действующая площадь стремится к своему пределу, а потери на поверхностное задержание стабилизируются на максимальном уровне.

Величина предельного поверхностного удержания существенно зависит от ландшафтно-географических условий и морфометрии бассейна. Анализ воднобалансовых уравнений для периодов с водонепроницаемой почвой показал следующие граничные значения емкости поверхности:

- Зона многолетней мерзлоты – до 30 мм;
- Степная зона с расчлененным рельефом – около 20 мм;

– Лесная зона ЕТР (на примере бассейна р. Северная Двина) - не менее 40 мм.

На параметры поверхностного задержания также существенно влияют характер сельскохозяйственной обработки земель (направление и глубина распашки) и доля бессточных замкнутых понижений на водосборе. [1]

Математические зависимости для определения стока при емкостном характере водопоглощения выводятся посредством интегрирования исходного теоретического уравнения стока:

$$Y = X - E(U) * [1 - \exp(-X / E(U))] \quad (2.28)$$

$$Y = X - E(U) * \text{th}(X / E(U)) \quad (2.29)$$

где X – общее количество поступившей воды (мм), $E(U)$ – максимальная свободная емкость бассейна как функция показателя предшествующего увлажнения U (мм), th – гиперболический тангенс.

Показателем свободной емкости речного бассейна служит переменный параметр $P_0(U)$ или $P_0(U, L)$, в котором под L понимается глубина промерзания почвогрунтов. В расчетных схемах данную величину P_0 интерпретируют как характеристику предельно возможных суммарных потерь стока. В этом случае уравнения приобретают вид:

$$Y = X - P_0 * [1 - \exp(-X / P_0)], \quad (2.30)$$

$$Y = X - P_0 * \text{th}(X / P_0). \quad (2.31)$$

Применяется также уравнение:

$$Y = X * \exp(-X / P_0). \quad (2.32)$$

Применение данных расчетных зависимостей целесообразно на водосборах зон избыточного увлажнения и в условиях криолитозоны, где ключевую роль в формировании потерь играет именно заполнение свободной емкости бассейна. [1]

Инфильтрационно-емкостная модель водопоглощения

В рамках этой расчетной схемы процесс стокообразования обусловлен тем, что интенсивность поступления талых или дождевых вод превышает скорость их инфильтрации в почвенный профиль. Сток начинает формироваться лишь на тех участках водосбора, где объем избыточной влаги оказывается больше свободной емкости крупных некапиллярных пор почвогрунта и существующих понижений микрорельефа.

Уравнение суммарных потерь имеет вид:

$$P = (1 - \Phi) * (X - I) + A, \quad (2.33)$$

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).

На основе уравнения водного баланса было выведено теоретическое выражение для расчета суммарного стока:

$$Y = \Phi * (X - I) - A. \quad (2.34)$$

Его можно записать в виде:

$$Y = \Phi * (1 - I / X) * X - A. \quad (2.35)$$

или через интенсивности инфильтрации (i) и поступления воды (h):

$$Y = \Phi * (1 - i / h) * X - A. \quad (2.36)$$

Математические зависимости выполняются в случае, когда поступление и инфильтрация влаги распределены по площади водосбора равномерно.

Интегрирование исходного теоретического уравнения стока на базе однопараметрической функции распределения свободной емкости дает следующие зависимости:

$$Y = X - I - E_{\max} * [1 - \exp(-(X - I) / E_{\max})], \quad (2.37)$$

$$Y = X - I - E_{\max} * \text{th}((X - I) / E_{\max}), \quad (2.38)$$

где I – суммарная инфильтрация, определяемая интенсивностью и временем поступления влаги на водосбор; $E_{\max}$ – расчетный параметр, отражающий предельную емкость бассейна в условиях отсутствия просачивания [1].

Практическое применение данных уравнений требует привлечения информации о суммарном слое водоотдачи, средней интенсивности впитывания талых вод в промерзший грунт, а также о продолжительности периода снеготаяния. На современном этапе гидрометеорологической изученности заблаговременно оценить эти параметры с нужной точностью невозможно. Существующие методические затруднения вынуждают исследователей переходить к более упрощенным структурам емкостных моделей. При этом расчетные схемы инфильтрационно-емкостного типа наиболее адекватно описывают условия поглощения влаги в географических зонах с недостаточным или неустойчивым увлажнением.

Практическое построение физико-статистических зависимостей

Построение физико-статистических зависимостей стока базируется на учете двух ключевых факторов: объема поступивших на водосбор вод и показателя водопоглотительной способности бассейна, определяющего суммарные потери. В процессе разработки прогнозной методики привлекаются ар-

хивы многолетних наблюдений за объемами половодья, средними снегозапасами перед началом снеготаяния, а также суммами осадков, выпавших в период таяния и на этапе спада волны. Для количественной оценки водопоглотительной способности территории привлекаются сведения о влажности и температурном режиме почвогрунтов на различных горизонтах либо данные о глубине промерзания. На подготовительном этапе весь массив исходных гидрометеорологических данных в обязательном порядке тестируется на однородность, параллельно с этим оценивается погрешность измерения стока, снегозапасов и атмосферных осадков.

На начальном этапе исследователи графическим путем строят зависимость вида $Y = f(X, U)$. При фиксированном показателе увлажнения пространственное распределение точек в корреляционном поле детально анализируется с привлечением данных о глубине промерзания почвогрунтов, продолжительности периода снеготаяния и количестве выпавших весенних осадков. Такой анализ позволяет оценить корректность выбора самого индикатора увлажнения и локализовать явные погрешности в исходных массивах информации. Конфигурация полученного графика должна теоретически соответствовать стандартному виду одного из базовых уравнений стока. Далее с этого графика, используя фактические ежегодные величины X и Y , методом интерполяции снимают значения параметра P_0 . Финальным шагом выступает поиск математической зависимости между вычисленным параметром P_0 и принятым для исследуемого водосбора показателем его водопоглотительной способности.

Применительно к степным и лесостепным регионам ЕТР В. Д. Комаровым была предложена методика пространственного определения общего параметра P_0 на основе следующей расчетной зависимости:

$$P_0 = A * \exp(-\omega * (a + b * \bar{L})) \quad (2.39)$$

где L – средняя глубина промерзания почвы (см),

ω – относительная характеристика увлажнения метрового слоя почвы, равная:

$$\omega = W_{\text{пр}} / (0.75 * W_{\text{нв}}) \quad (2.40)$$

здесь $W_{\text{пр}}$ – запас продуктивной влаги;

$0.75 * W_{\text{нв}}$ – запас влаги, соответствующий влажности разрыва капилляров в почве;

A, a, b – эмпирические коэффициенты. [1]

2.4.2 Статистические методы

В основе методологии статистического прогнозирования лежит возможность аппроксимации будущих характеристик гидрологического процесса на основе анализа ретроспективных и текущих данных как по самому явлению, так и по ключевым факторам стокообразования. Экстраполяция выявленных зависимостей между речным стоком и определяющими его компонентами на прогностический период признается корректной при условии относительной стабильности климатических и ландшафтных условий на водосборе на протяжении последних 30–40 лет. Для детального изучения взаимосвязей между элементами природной среды и численной оценки одновременного воздействия нескольких факторов на сток применяется аппарат множественного регрессионного анализа. В общем виде данная задача сводится к поиску математической связи между моделируемой гидрологической величиной Y (выступающей в роли предиканта) и комплексом влияющих на нее аргументов $X_1, X_2, \dots, X_m$ (выполняющих функцию предикторов).

По своей внутренней структуре статистические методы прогнозирования весеннего стока во многом тождественны физико-статистическим схемам. В обоих случаях ключевое значение имеет детальный анализ ландшафтно-географических условий формирования стока на водосборе, выявление главных стокообразующих факторов и обоснование оптимального набора прогностических предикторов. [1]

Вместе с тем опыт практического применения аппарата множественного корреляционного анализа показывает, что итоговые результаты далеко не все-

гда оказываются удовлетворительными. Подобная неэффективность расчетных схем обычно обусловлена систематическим нарушением ряда базовых математических и методологических требований:

- Взаимосвязанные переменные должны подчиняться нормальному закону распределения.
- Характер связей между анализируемыми параметрами должен быть строго линейным.
- Требуется соблюдение условия отсутствия или минимальной взаимной корреляции между рядами независимых аргументов (предикторов).
- Объем используемой расчетной выборки должен существенно превышать общее число привлекаемых независимых переменных.

Даже с учетом указанных ограничений, статистический аппарат сохраняет свою актуальность в практике прогнозирования весеннего стока. Эти методы наиболее востребованы в условиях дефицита или недостаточной точности регулярных гидрометеорологических наблюдений, когда выполнить классический водно-балансовый расчет технически невозможно. В подобных ситуациях прогностические схемы строятся на базе аппарата дискриминантного или регрессионного анализа. При этом стандартным практическим приемом при выпуске прогнозов по-прежнему остается применение графических эмпирических зависимостей. Разработка таких графиков необходима в первую очередь для верификации и контроля репрезентативности исходных гидрологических массивов. Глубокий анализ и корректная предварительная обработка данных наблюдений выступают главным фактором, гарантирующим объективность и надежность разрабатываемой прогностической методики [1].

Аппарат множественной регрессии выступает базовым структурным элементом многомерного статистического анализа. В практику отечественных гидрологических прогнозов данные многомерные методы начали активно внедряться с 1970-х годов. В рамках этого подхода стандартная функция вида $Y = f(X_1, X_2, \dots, X_m)$ заменяется математическим выражением:

$$Y = f(T(t_1), T(t_2), \dots, T(t_n)), \quad (2.41)$$

где $T(t_i)$ – представляют собой коэффициенты разложения пространственных полей геофизических процессов по системе обобщенных некоррелированных показателей.

Наиболее востребованным в гидрометеорологии решением стало разложение исходных полей метеорологических элементов по естественным ортогональным функциям (ЕОФ). Кроме того, в прогностических схемах широкое распространение получил метод дискриминантного анализа. Его методологическая основа заключается в целенаправленном выделении в полях метеорологических величин тех латентных компонент, которые наиболее тесно сопряжены с моделируемым гидрологическим явлением [1].

В 1960-х годах Ю. М. Алехиным был разработан динамико-статистический метод долгосрочного прогнозирования годового и сезонного стока с высокой заблаговременностью. Данный подход базируется на анализе внутрирядных связей во временной последовательности моделируемой величины, которые описываются с помощью автокорреляционной функции $R(x)$. Для реализации прогностической схемы требуется исключительно сам расчетный ряд наблюдений значительной продолжительности. При этом оптимальный хронологический интервал выборки определяется расчетным путем с помощью подбора. Критически важным требованием к исходному массиву информации выступает непрерывность данных и однородность гидрологического ряда.

Процесс вычисления прогнозного значения строится на решении следующего линейного уравнения:

$$X_t = k_1 * X_{t-1} + k_2 * X_{t-2} + \dots + k_n * X_{t-n} \quad (2.42)$$

где X_{t-1} , X_{t-2} , X_{t-n} представляют собой последовательность предшествующих значений исследуемой величины, выраженных в отклонениях от её средне-многолетнего уровня;

k_1 , k_2 , k_n – коэффициенты линейной экстраполяции (коэффициенты обратной связи);

n – расчетный период обратной связи.

Наряду с данной схемой в практике находят применение подходы, основанные на поиске многофакторных регрессионных зависимостей, включающих комплекс разнородных предикторов как гидрометеорологического, так и иного генезиса [1].

2.4.3 Методика прогнозирования весеннего стока для крупных речных бассейнов

На масштабных речных водосборах, площадь которых достигает сотен тысяч квадратных километров, гидрологические процессы стокообразования в половодье протекают крайне неравномерно в различных частях бассейна. Подобная пространственная асинхронность обусловлена пестротой в распределении атмосферных осадков, морфометрической неоднородностью рельефа, разнообразием почвенно-растительного покрова и спецификой локальных условий водопоглощения. Осреднение гидрометеорологических параметров по всей площади и за весь период снеготаяния для таких систем неизбежно ведет к критическим погрешностям в расчетах. В связи с этим прогностическую оценку для крупных бассейнов методологически верно выполнять по расчетной схеме «частные водосборы – замыкающий створ». Сток на главном гидропосту в данном случае моделируется на основе автономных прогнозов объемов половодья по отдельным меньшим бассейнам с помощью следующих зависимостей:

$$Y = \sum_{i=1}^n f_i y_i, \quad (2.43)$$

$$Y = \sum_{i=1}^n a_i y_i + b. \quad (2.44)$$

Первое уравнение используется при условии, что суммарная площадь выделенных частных водосборов полностью перекрывает общую площадь бассейна прогнозируемой реки. Здесь под Y понимается объем стока в замыкающем створе, y_i отражает ожидаемый сток с i -го меньшего бассейна, а f_i

представляет собой долю площади i -го водосбора от всей водосборной площади речной системы.

Если же совокупная площадь частных бассейнов меньше полных геометрических размеров главного водосбора, расчет стока производят по второму выражению. В этой модели a_i и b выполняют роль коэффициентов и свободного члена уравнения множественной линейной регрессии соответственно. Параметры данной зависимости рассчитываются на основе архивных данных о фактических объемах весеннего стока с частных водосборов и на замыкающем створе за многолетний период. При этом количество выделяемых меньших бассейнов из соображений устойчивости модели обычно ограничивают тремя-четырьмя объектами [1].

Альтернативный подход базируется на анализе сопряженности стока крупной речной системы со стоком малых рек-индикаторов (типичных водосборов). Под типичным водосбором в гидрологии понимается бассейн площадью от 2 до 10 – 15 тыс. км², находящийся в пределах однородного физико-географического района, ландшафты которого репрезентативны для значительной части крупного бассейна. При наличии продолжительных параллельных гидрометрических наблюдений на главном замыкающем створе и на малых водотоках процедура выделения рек-индикаторов выполняется по следующему алгоритму:

- Из исходного массива исключаются взаимно зависимые объекты путем отбора малых рек с минимальной взаимной корреляцией стока.
- Фиксируются малые водотоки, имеющие максимальные значения парных коэффициентов корреляции слоя весеннего половодья с аналогичным показателем крупной реки (r_{0j}).
- Рассчитываются параметры уравнения множественной линейной регрессии и определяется итоговый коэффициент множественной корреляции R_0 .

Для численной оценки долевого вклада каждого малого водосбора в полученное прогностическое уравнение применяется формула Г. А. Алексеева:

$$\delta_i = r_{0j} * a_{0j} * \sigma_j / (R_0^2 * \sigma_0), \quad (2.45)$$

где r_{0j} – парный коэффициент корреляции между объемами стока главной реки (0) и конкретного малого водотока (j);

a_{0j} – расчетный коэффициент регрессии перед j -м предиктором;

σ_j и σ_0 – средние квадратические (стандартные) отклонения слоев стока от климатической нормы для малой и большой реки соответственно;

R_0 – совокупный коэффициент множественной корреляции при n независимых аргументах.

В случае если расчетное значение долевого участия δ_i оказывается меньше удвоенной средней относительной квадратической погрешности квадрата общего коэффициента корреляции, то есть выполняется условие:

$$\delta_i < 2\sigma_{R_0^2} / R_0^2 \approx 2\sigma_{R_0} / R_0, \quad (2.46)$$

то исследуемый аргумент y_i подлежит исключению из расчетной схемы, так как его информационный вклад в прогностическое уравнение регрессии признается статистически незначимым [1].

В условиях ограниченной продолжительности гидрометрических наблюдений процедуру выделения наиболее информативных рек-индикаторов целесообразно выполнять на основе критерия прогностической информативности (КПИ). С математической точки зрения данный показатель отражает тесноту корреляционной связи между фактическими слоями весеннего половодья на главной реке и величинами, вычисленными по комплексу независимых предикторов (архивным данным по стоку малых типичных бассейнов). Использование КПИ обеспечивает объективный отбор оптимального состава рек-аналогов, а также позволяет верифицировать точность расчетной модели и качество прогнозирования для крупной речной системы в целом. Заклю-

тельным этапом применения данного подхода выступает автономная разработка локальных прогностических методик весеннего стока для каждого из выбранных малых водосборов.

2.4.4 Территориально общие зависимости для прогноза весеннего стока и его потерь

Выявление пространственно-интегрированных закономерностей весеннего стока и объемов его потерь базируется на анализе гидрометеорологической информации, собранной на сети речных бассейнов со сходными факторами стокообразования. Процедура построения таких моделей предусматривает сведение многолетних гидрологических архивов по группе водосборов в общую расчетную совокупность. Данное объединение признается корректным для географических зон, обладающих однородными величинами климатической нормы годового стока, схожими максимальными снегозапасами и идентичным диапазоном вариации предвесеннего увлажнения почвенного профиля. Главным условием привлечения исходных материалов выступает использование репрезентативных, пространственно и временно однородных хронологических рядов значительной продолжительности [1].

Основная методическая трудность при разработке обобщенных территориальных связей заключается в процедуре пространственной дискретизации – корректном установлении границ гидрологически однородных районов. Алгоритм их выделения предполагает первоначальный поиск и построение локальных (частных) прогностических уравнений для каждого конкретного опорного водосбора. Лишь последующий сравнительный анализ, верификация и математическое обобщение частных параметров дают основание для перехода к единой региональной модели.

Практическим примером внедрения данного подхода выступает гидрологическое районирование равнинной части ЕТР по доминирующим факторам формирования волны половодья. В процессе дифференциации физико-географического пространства авторами учитывалась совокупность природных условий:

- Общие показатели климатической увлажненности исследуемой территории.
- Глубина залегания и характер колебаний уровней первых от поверхности водоносных горизонтов (грунтовых вод).
- Пространственная структура генетических типов почв и характер растительного покрова.
- Пространственно-временная изменчивость впитывающей способности почвогрунтов и величины суммарных потерь талых вод.

В роли интегрального критерия, емко отражающего ландшафтно-климатическую специфику выделенных районов, была утверждена норма годового стока рек, наиболее точно характеризующая среднегодовое водный баланс конкретной местности [1].

3 Современные подходы к долгосрочному прогнозированию

3.1 Гидрологические модели формирования стока и динамико-стохастический подход

Альтернативным направлением, успешно преодолевающим ограничения статистических методов, является внедрение физически обоснованных математических моделей формирования речного стока [4]. Обладая развитым физико-математическим описанием гидрологических процессов, такие модели позволяют прогнозировать не только интегральный объем стока, но и непрерывный гидрограф половодья, максимумы расхода и динамику изменения фаз водного режима [4].

В отечественной практике детерминированные гидрологические модели эволюционировали от краткосрочных прогностических схем (с заблаговременностью 5 – 7 суток), внедренных в 1970-х годах для оценки боковой приточности на Волжском каскаде (модели Гидрометцентра СССР под руководством Бельчикова А.П., Корня В.И. и др.), к долгосрочному прогнозированию [4]. С 1990-х годов накоплен опыт долгосрочного прогнозирования гидрографов весеннего половодья на основе балансовых моделей (например, модель Д.А. Буракова для Ангара-Енисейского каскада) [4].

На современном этапе в оперативное управление крупнейшими водохозяйственными системами РФ интегрируются информационные технологии, совмещающие детальные распределенные модели формирования стока и оптимизационные комплексы управления каскадами водохранилищ (например, связка программного комплекса ECOMAG Ю.Г. Мотовилова и системы VOLPOW для Волжско-Камского каскада) [4]. Модель ECOMAG функционирует в непрерывном режиме, ассимилируя оперативные данные метеостанций, и осуществляет непрерывный расчет пространственно-распределенных полей снеготоплив, промерзания, увлажнения почв и руслового добега [4].

Развитием данного направления стало создание детальных физико-математических моделей формирования стока с распределенными параметрами [5, 6]. Данные модели основаны на конечноэлементной схематизации водосбора и описывают систему взаимосвязанных физических процессов: теплобалансовое снеготаяние, вертикальный влагоперенос, промерзание и оттаивание почвенного профиля, инфильтрацию талых вод в мерзлую почву, склоновое стекание и русловую трансформацию [4]. Вместо использования статических коэффициентов инфильтрации инфильтрационная способность почв здесь параметризуется динамически – через моделирование предвесеннего увлажнения и глубины промерзания [2].

Сопоставление результатов верификационных долгосрочных прогнозов показало, что в годы со средними условиями точность распределенных моделей и традиционных физико-статистических методик Росгидромета сопоставима [4]. Однако в аномальные по водности годы физико-математические модели показывают существенно более низкие погрешности, так как они способны адекватно учитывать такие факторы, как зимние оттепели и термодинамическая миграция влаги к фронту промерзания, блокирующая инфильтрацию в верхнем (20 – 30 см) слое почвы [4].

3.2 Ансамблевые методы долгосрочных прогнозов

Детерминистический прогноз позволяет определять лишь наиболее вероятное значение прогнозируемой величины, игнорируя информацию о менее вероятных сценариях [4]. Для оценки рисков и оптимизации управления водноресурсными системами критически важно представление гидрологических прогнозов в виде ансамблей и вероятностных распределений различных квантилей прогнозируемых величин [4].

Основным источником неопределенности долгосрочного прогноза стока, вносящим наибольший вклад в дисперсию погрешностей, выступает изменчивость метеорологических условий за период заблаговременности [4].

Классическим примером учета данной неопределенности является прогностическая система ESP (Ensemble Streamflow Prediction) Национальной службы погоды США, объединяющая динамическую модель формирования стока и ансамбль метеорологических сценариев прошлых лет из рядов наблюдений, накладываемых на текущее (зафиксированное на дату выпуска прогноза) состояние водосбора [4]. Внедрение вероятностных ансамблевых методов в США и других странах было стимулировано дефицитом точности детерминированных схем при прогнозировании катастрофических половодий (например, наводнение на Red River в 1997 г.) [4].

Для преодоления ограниченности хронологических метеорологических рядов (составляющих обычно несколько десятков лет) в исследованиях ИВП РАН (Кучмент Л.С., Гельфан А.Н., Морейдо Ю.Г.) была разработана и успешно внедрена динамико-стохастическая модель долгосрочного прогнозирования (на примере Чебоксарского водохранилища) [4]. Данный подход предусматривает сопряжение физико-математической модели формирования стока (ECOMAG, NSE = 0.86) со стохастическим пространственно распределенным генератором погоды (модель SFRWG) [4]. Генератор погоды, настроенный по данным репрезентативных метеостанций, позволяет рассчитывать сверхдлинные (до 1000 лет) синтетические ряды температуры, осадков и дефицита влажности, адекватно воспроизводящие пространственные корреляционные функции полей метеовеличин [4].

На основе генерации ансамблей (например, из 500 вариантов погодных сценариев на период заблаговременности в 3 месяца) строятся аналитические или эмпирические кривые распределения объемов и пиков талого стока, определяются их доверительные интервалы, а также рассчитываются операционные риски для органов управления водохозяйственным комплексом [4]. Основным критерием эффективности детерминистических прогнозов при верификации служит отношение среднеквадратической ошибки прогноза к среднеквадратическому отклонению фактических величин (S/σ), в то время как для верификации прогностических гидрологических моделей в вероятностной форме применимы оценочные методики, изначально созданные для контроля

качества аналогичных метеорологических прогнозов [4]. Применение данных критериев позволяет дифференцированно сопоставлять точность предсказания низкого и высокого стока. Кроме того, это дает возможность количественно определять риски совершения ошибок – например, вычислять вероятность неоправдавшегося прогноза дефицита водных ресурсов в периоды повышенной водности [4].

3.3 Искусственные нейронные сети и машинное обучение

В условиях климатических изменений и высокой нелинейности гидрологических процессов традиционные методы, основанные на жестких линейных связях, демонстрируют неудовлетворительную точность (погрешности по объему половодья могут достигать 29 %, а по максимальным расходам – до 105 %) [2]. Высокоэффективным альтернативным инструментом выступает применение искусственных нейронных сетей (ИНС) и методов машинного обучения, способных аппроксимировать сложные многомерные нелинейные зависимости без явного аналитического описания физики процессов [2].

Для анализа и прогнозирования временных гидрометеорологических рядов наибольшую эффективность демонстрируют специализированные архитектуры рекуррентных нейронных сетей глубокого обучения [2]:

- LSTM (Long Short-Term Memory – долгая краткосрочная память);
- GRU (Gated Recurrent Unit – управляемый рекуррентный блок).

Данные нейросетевые алгоритмы успешно улавливают долгосрочные временные зависимости и обладают высокой адаптивностью к аномальным гидрометеорологическим условиям, обеспечивая точность расчета максимальных уровней воды с погрешностью порядка 5 см [2].

Важным фактором повышения надежности ИНС является интеграция методов машинного обучения с данными дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) [2]. Ассимиляция пространственной информации от космических радиолокационных систем (таких как Sentinel-1 и Jason-3) позволяет в непрерывном режиме и независимо от погодных условий осуществлять мониторинг

площади залегания снежного покрова, динамики уровней воды и границ затопления пойм [2].

В современной прогностической практике намечается переход к гибридным подходам, совмещающим физико-математические (гидродинамические комплексы класса MIKE, HEC-RAS, Delft3D) или балансовые модели с алгоритмами искусственного интеллекта [2]. Примером реализации такого синтеза на глобальном уровне выступает система раннего предупреждения FFGS (Flash Flood Guidance System), объединяющая спутниковый мониторинг, гидродинамические модули и нейросетевые блоки [2]. Также для построения долгосрочных сценариев изменения характеристик половодья в условиях меняющейся среды ИНС сопрягаются с глобальными климатическими модельными комплексами (GCMs) шестого поколения проекта CMIP6 [2].

3.4 Примеры практического применения современных методов долгосрочного прогнозирования весеннего половодья

3.4.1 Нейросетевые модели машинного обучения на примере рек Обско-Тазовского региона

Применение традиционных физико-статистических связей для долгосрочного прогнозирования в устьевых областях арктических рек в последние годы осложнено климатическими изменениями. Наблюдается неустойчивость прогностических зависимостей, разработанных в конце 1970-х годов (в частности, для ФГБУ «Обь-Иртышское УГМС»), что часто приводит к снижению заблаговременности расчетов и переходу долгосрочных прогнозов в категорию краткосрочных консультаций [7]. Кроме того, классическое моделирование по метеорологическим параметрам (осадки, температура и влажность воздуха, радиационный баланс) напрямую зависит от плотности и качества работы сети метеостанций, которая в арктической зоне остается разреженной.

Для обхода дефицита метеорологической информации разработана методика прогнозирования максимальных уровней воды весеннего половодья

$H_{\max}$, базирующаяся исключительно на гидрологических предикторах и аппарате искусственных нейронных сетей [7].

Архитектура и параметры модели

В качестве инструмента использована полносвязная нейронная сеть (Dense Neural Network) для задачи регрессии, реализованная на языке Python (библиотеки NumPy, Pandas, Matplotlib, Keras). Исходными данными послужили среднесуточные уровни воды за осенне-зимний период (с 1 сентября по 28 февраля), предшествующий весеннему подъему. Расчеты выполнены для замыкающих створов четырех рек:

- р. Таз – с. Красноселькуп;
- р. Пур – с. Самбург;
- р. Пякупур – г. Тарко-Сале;
- р. Надым – г. Надым.

Оптимальная архитектура нейросети, определенная экспериментальным путем, включает следующие последовательные слои [7]:

1. Полносвязный слой (Dense), 128 нейронов, функция активации ReLU.
2. Слой нормализации пакетов (Batch Normalization) для стабилизации обучения.
3. Слой Dropout (коэффициент 0,5) для предотвращения эффекта переобучения.
4. Полносвязный слой (Dense), 64 нейрона, функция активации ReLU.
5. Слой Batch Normalization.
6. Слой Dropout (коэффициент 0,5).
7. Выходной слой (Dense), 1 нейрон, линейная функция активации (прогноз значения $H_{\max}$).

Оценка эффективности и результаты испытаний

Оценка оправдываемости долгосрочных прогнозов проводилась по методике Наставления Росгидромета. Допустимая погрешность рассчитывалась как $0,67 \sigma$, где σ – среднеквадратическое отклонение хронологического ряда максимальных уровней. Для исследуемых створов величина $\delta_{\text{доп}}$ составила от

0.33 до 0.51 м при заблаговременности выпуска прогноза порядка 2,5 месяцев [7].

Обучение модели проводилось на рядах данных до 2013 года, а период 2014 – 2024 гг. использовался в качестве независимого поверочного материала (Таблица 3.1).

Таблица 3.1 – Статистические показатели эффективности нейросетевых прогнозов [7]

Гидрологический створ	Длина ряда, лет	Оправдываемость на зависимой выборке, %	Оправдываемость на независимой выборке, %	Критерий качества s/σ	Категория качества методики
р. Надым – г.Надым	77	90	91	0,43	Хорошая
р. Пякупур – г. Тарко-Сале	83	63	91	0,68	Удовлетворительная
р. Таз – с.Красноселькуп	46	67	64	0,65	Удовлетворительная
р. Пур – с.Самбург	70	49	64	0,76	Удовлетворительная

На зависимом материале все разработанные модели превзошли нормативный климатический прогноз, рассчитанный по норме Росгидромета за период 1991 – 2020 гг., в среднем на 20% (эффективность варьируется от +8% для р. Пур до +42% для р. Надым).

Анализ локальных погрешностей выявил следующие закономерности [7]:

- Снижение оправдываемости по р. Пур (с. Самбург) обусловлено наличием одиннадцатилетнего пропуска в наблюдениях (1992 – 2003 гг.), восстановленного по посту на реке-аналоге (р. Пур – г. Уренгой) с умеренной теснотой связи $R^2 = 0.60$.

- Ограниченная точность по р. Таз вызвана наименьшей длиной исходного хронологического ряда (46 лет). Для компенсации современного климатического сдвига (рост среднегодовой температуры воздуха в ЯНАО на $1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$) обучающие выборки были продлены до 2022 года.

В ходе оперативных авторских испытаний нейросети в 2023 – 2024 гг. прогнозы оправдались в 7 из 8 случаев (прогноз по климатической норме сработал лишь в 5 из 8 случаев). Единственная ошибка зафиксирована на р. Таз в 2024 году, где расчетное значение превысило фактическое на 38 см (выход за пределы $\delta_{\text{доп}}$ на 5 см). Разработанный метод признан применимым для внедрения в прогностическую практику.

3.4.2 Сравнительный анализ множественной регрессии и ансамблевого физико-математического моделирования

Выбор оптимального математического аппарата для долгосрочного прогнозирования стока во многом диктуется пространственным масштабом водосбора и уровнем сопутствующих социально-экономических рисков. В современных условиях актуальна сравнительная оценка двух принципиально разных подходов: классического статистического (для малых рек) и ансамблевого физико-математического моделирования гидрологического цикла (для крупных речных систем) [8].

3.4.3 Множественная регрессия для малых водотоков (бассейн Верхней Волги)

Для малых рек с восточноевропейским типом водного режима (по Б.Д. Зайкову), таких как Соть, Обнора и Согожа, детальное моделирование водного баланса ограничено дефицитом локальной информации. В данном

случае наиболее целесообразно применение статистического метода на основе уравнений множественной регрессии [8].

В программе Statistica на базе гидрометеорологических данных были построены корреляционные матрицы размером 56 на 56. В качестве информационных блоков-предикторов оценивались: речной сток, запасы воды в снежном покрове, температура и осадки холодного периода, интенсивность весеннего снеготаяния и жидкие осадки в период половодья.

По результатам анализа сформированы три прогностических уравнения для определения максимального уровня половодья $H_{\max}$ [8]:

1. Для р. Соть:

$$H_{\max}=199,1+1,27S+2,56Q_{\text{nov}}+0,88X_{\text{raw}} \quad (3.1)$$

где: S – запас воды в снежном покрове в поле на 28 февраля (м/с Данилов);

Q_{nov} – среднемесячный расход воды за ноябрь;

X_{raw} – сумма жидких осадков за период с 1 ноября по 28 февраля (м/с Буй).

2. Для р. Обнора:

В связи с высокой климатической неоднородностью годового стока базовый период 1985 – 2014 гг. оказался неэффективным. Расчетный ряд был сокращен до периода 1999 – 2014 гг., что позволило получить устойчивую зависимость:

$$H_{\max}=127,8+1,82S+5,73Q_{\text{nov}}+0,56X_{\text{snw}} \quad (3.2)$$

где: S – запас воды в снежном покрове в поле на 10 марта (м/с Буй);

Q_{nov} – среднемесячный расход воды за ноябрь;

X_{snw} – сумма твердых осадков за холодный период.

3. Для р. Согожа:

$$H_{\max}=279,8+0,11S_1+0,97S_2+7,57Q_{\text{nov}} \quad (3.3)$$

где: Q_{nov} – среднемесячный расход воды за ноябрь;

S_1 и S_2 – запасы воды в снежном покрове на 28 февраля по метеостанциям Данилов и Пошехонье соответственно.

Апробация уравнений на независимом материале (половодье 2016 г.) показала хорошую сходимость для р. Согожа (прогноз 336 – 442 см, факт 389 см) и р. Обнора (прогноз 383 – 537 см, факт 460 см). Для р. Соть отклонение нижней границы прогнозного интервала от фактического значения составило 13 см (прогноз 392 – 498 см, факт 445 см).

Ограничения метода: Статистический подход демонстрирует неудовлетворительные результаты на независимой выборке в экстремальные (аномально многоводные или маловодные) годы из-за сильного влияния локальных географических факторов малых бассейнов [8]. Уточнение таких прогнозов затруднено, поскольку оно требует заблаговременных сведений о характере грядущей весны. Тем не менее методика обеспечивает оправдываемость выше 50% и позволяет, при уточнении, достичь результатов, являющихся удовлетворительными.

3.4.4 Ансамблевое моделирование для крупных речных систем

Для крупных водотоков, где цена ошибки прогноза сопряжена с высокими рисками затопления населенных пунктов, эффективен ансамблевый подход. На примере бассейна р. Северная Двина в районе г. Великий Устюг (основной створ р. Сухона – д. Каликино) была адаптирована пространственно-распределенная физико-математическая модель гидрологического цикла ЕСОМАГ [8].

Схема реализации ансамблевого метода включает следующие этапы:

1. Калибровка параметров гидрологической модели по хронологическому ряду 1969 – 1984 гг. и ее верификация по периоду 1985 – 2014 гг.
2. Фиксация расчетных начальных условий состояния водосбора (влагозапас почвы, эквивалент воды в снеге, промерзание) на дату выпуска долгосрочного прогноза.

3. Формирование метеорологического ансамбля, состоящего из реальных хронологий наблюдений (среднесуточная температура, суточные осадки, дефицит влажности) за период 1966 – 2012 гг.

4. Наложение метеорологического ансамбля на начальные условия с целью генерации пучка равновероятных прогностических гидрографов.

С помощью методов математической статистики на выходе формируется вероятностное распределение всех ключевых характеристик половодья: максимального расхода, объема стока, дат начала и продолжительности фаз водного режима [8].

Метод был успешно протестирован на условиях экстремально многоводных лет без заторных явлений (1993 и 2012 гг.). Несмотря на то, что фактический пик половодья в 1993 году имел редкую обеспеченность около 9%, он полностью уложился в расчетный диапазон модели ECOMAG.

Критерии выбора метода

На основе сопоставления результатов сделаны ключевые выводы [8]:

- Статистический метод незаменим для малых рек в условиях дефицита данных, однако имеет жесткие ограничения при прогнозировании экстремальных гидрологических ситуаций.

- Ансамблевое физико-математическое моделирование дает детальное представление о ходе половодья во времени, позволяет оценивать риски через квантили обеспеченности (от 1% до 98%) и гибко настраивать прогностический продукт под требования конкретных водопользователей. Данный подход полностью оправдывает себя на средних и крупных реках со значительными социально-экономическими рисками.

4 Исходные данные для разработки методики прогноза

4.1 Гидрологические данные

Объектом исследования являлся сток половодья на территории Северо-Запада. В качестве исходных данных выступали ежедневные расходы воды за период с 2008 по 2023 с автоматизированной информационной системы государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО) [18]. В таблице 4.1 представлены сведения о гидрологических постах, по которым была собрана информация. Стоковые посты равномерно распределены по всей рассматриваемой территории и охватывают наиболее крупные реки, режим которых не искажен регулирование стока.

Таблица 4.1 – Сведения о гидрологических постах

№ поста	Река – Пост	Площадь водосбора, км ²
1	р. Тулема-йоки – пгт Салми	1700
2	р. Оять – д. Акулова Гора	4830
3	р. Паша – с. Часовенское	5710
4	р. Шуя – д. Бесовец	9560
5	р. Водла – г. Пудож	12700
6	р. Тигода – ст. Любань	589
7	р. Мста – д. Девкино	22500
8	р. Ловать – г. Холм	17500
9	р. Луга – ст. Толмачево	6350
10	р. Плюсса – д. Брод	5090
11	р. Великая – д. Пятоново	20000

1. ГП 1-го разряда пгт Салми – река Тулема-Йоки (№ 72098)

Гидрологический пост является действующим. Он относится к опорной государственной наблюдательной сети и расположен на территории Питкярантского района Республики Карелия.

Дата открытия: 26 июля 1923 года. Категория сети – основная («О»). Тип – речной гидрологический пост 1-го разряда (ГП-1). Местоположение: р. Тулема-Йоки, пгт Салми, в 2.4 км от устья реки (места впадения в Ладожское озеро). Географические координаты: 61°22' с.ш., 31°52' в.д. Высота нуля графика поста: 4.55 метра в Балтийской системе высот.

2. ГП д. Акулова Гора – река Оять (№ 72148)

Гидрологический пост является действующим. Он обеспечивает непрерывный мониторинг водного режима в нижнем течении реки Оять на территории Лодейнопольского района Ленинградской области.

Ряды непрерывных наблюдений и учета расходов воды в государственной базе данных ведутся с 1970 года. Категория наблюдательной сети – основная («О»). Тип – речной гидрологический пост 1-го разряда. Местоположение: р. Оять, д. Акулова Гора, в 53 км от места впадения Ояти в реку Свирь. Географические координаты: 60°29' с.ш., 33°34' в.д. (60.48, 33.56). Высота нуля графика поста: 8.93 метра в Балтийской системе высот.

3. ГП с. Часовенское – река Паша (№ 72156)

Гидрологический пост является действующим. Он представляет собой важный пункт мониторинга водных ресурсов, расположенный в Пашском сельском поселении Волховского района Ленинградской области.

Дата открытия: 27 декабря 1919 года. Категория наблюдательной сети – основная («О»). Тип поста – речной гидрологический пост 1-го разряда. Местоположение: р. Паша, с. Часовенское, в 51 км от устья реки (места впадения в Свирь) и в 191 км от её истока. Географические координаты: 60°15' с.ш., 33°20' в.д. (60.2391, 33.3312). Высота нуля графика поста: 3.52 метра в Балтийской системе высот.

4. ГП д. Бесовец – река Шуя (№ 48021)

Гидрологический пост является действующим. Он расположен в Прионежском районе Республики Карелия и имеет ключевое значение для контроля паводковой ситуации вблизи города Петрозаводска и аэропорта «Петрозаводск» (Бесовец).

Дата открытия: 15 ноября 1925 года. Обладает почти столетним непрерывным рядом наблюдений. Категория наблюдательной сети – основная («О»). Тип поста – речной гидрологический пост 1-го разряда (ГП-1). Местоположение: р. Шуя (бассейн Онежского озера), д. Бесовец. Находится в 7.5 км от устья реки. Географические координаты: 61°53' с.ш., 34°09' в.д. Высота нуля графика поста: 33.24 метра в Балтийской системе высот.

5. ГП г. Пудож – река Водла (№ 48079)

Гидрологический пост является действующим. Он осуществляет мониторинг стока в нижнем течении притока Онежского озера на территории Пудожского района Республики Карелия.

Дата открытия: 10 января 1926 года. Пост имеет многолетний исторический ряд наблюдений, непрерывный сбор данных по расходам и уровням воды активно аккумулируется в автоматизированных базах данных. Категория наблюдательной сети – основная («О»). Тип поста - речной гидрологический пост 1-го разряда. Местоположение: р. Водла, черта города Пудож. Расположен в 43 км от устья (места впадения в Онежское озеро) и в 106 км от истока реки. Географические координаты: 61°48' с.ш., 36°35' в.д. (61.8167, 36.4667). Высота нуля графика поста: 34.72 метра в Балтийской системе высот.

6. ГП ст. Любань – река Тигода (№ 72246)

Гидрологический пост является действующим. Он расположен в городе Любань (Тосненский район Ленинградской области) и является одним из ключевых опорных пунктов для изучения стока бассейна реки Волхов.

Дата открытия: 15 апреля 1944 года. Категория наблюдательной сети – основная («О»). Тип поста – речной гидрологический пост 1-го разряда (ГП-1). Местоположение: р. Тигода, г. Любань (в ведомственных документах исторически обозначается как ст. Любань). Расположен в 86 км от устья реки. Географические координаты: 59°21' с.ш., 31°14' в.д. Высота нуля графика поста: 28.90 метров в Балтийской системе высот.

7. ГП д. Девкино – река Мста (№ 72281)

Гидрологический пост является действующим. Он расположен в Боровичском районе Новгородской области (Опеченское сельское поселение) и является замыкающим створом при изучении стока верхнего и среднего течения реки Мсты.

Дата открытия: 1 июля 1923 года. Категория наблюдательной сети – основная («О»). Тип поста - речной гидрологический пост 1-го разряда (ГП-1). Местоположение: р. Мста, д. Девкино. Пост находится в 84 км от устья (места впадения Мсты в озеро Ильмень) и в 361 км от её истока. Географические координаты: 58°36' с.ш., 32°11' в.д. (58.60, 32.18). Высота нуля графика поста: 21.27 метра в Балтийской системе высот.

8. ГП г. Холм – река Ловать (№ 72459)

Гидрологический пост является действующим. Он расположен в городе Холм (административный центр Холмского района Новгородской области) и осуществляет регулярный мониторинг водного режима в среднем течении реки Ловать.

Дата открытия 12 сентября 1911 года. Категория наблюдательной сети – основная («О»). Тип поста - речной гидрологический пост 1-го разряда (ГП-1). Местоположение: р. Ловать, г. Холм. Пост расположен в 337 км от истока реки и в 193 км от устья (места впадения Ловати в озеро Ильмень). Географические координаты: 57°09' с.ш., 31°10' в.д. (57.1508, 31.1771). Высота нуля графика поста: 42.19 метра в Балтийской системе высот.

9. ГП ст. Толмачево – река Луга (№ 72569)

Гидрологический пост является действующим. Он расположен в Лужском районе Ленинградской области (поселок городского типа Толмачево, исторически – железнодорожная станция Толмачево) и осуществляет постоянный мониторинг водного режима в среднем течении реки Луги.

Дата открытия: 14 апреля 1916 года. Пост функционирует уже более 100 лет, предоставляя непрерывные многолетние ряды наблюдений. Категория наблюдательной сети – основная («О»). Тип поста – речной гидрологический

пост 1-го разряда (ГП-1). Местоположение: р. Луга, пгт Толмачево. Пост расположен в 182 км от устья реки (места впадения в Лужскую губу Финского залива) и в 171 км от её истока. Географические координаты: 58°52' с.ш., 29°53' в.д. (58.87, 29.88). Высота нуля графика поста: 30.90 метров в Балтийской системе высот.

10. ГП д. Брод – река Плюсса (№ 72625)

Гидрологический пост является действующим. Он расположен в Плюсском районе Псковской области и служит ключевым замыкающим створом для контроля стока и мониторинга водных ресурсов Псковской области перед уходом реки на территорию Ленинградской области.

Дата открытия: 14 августа 1935 года. Категория наблюдательной сети – основная («О»). Тип поста - речной гидрологический пост 1-го разряда (ГП-1). Местоположение: р. Плюсса (бассейн Нарвского водохранилища), д. Брод. Пост расположен в 184 км от истока реки и в 97 км от её устья. Географические координаты: 58°37' с.ш., 28°22' в.д. (58.63, 28.38). Высота нуля графика поста: 31.52 метра в Балтийской системе высот.

11. ГП д. Пятоново – река Великая (№ 72661)

Гидрологический пост является действующим. Он расположен в Псковском районе Псковской области (Ядровская волость) и является ключевым замыкающим гидропостом для оценки стока главной водной артерии региона перед её впадением в Псковско-Чудское озеро.

Дата открытия: 1 октября 1934 года. Категория наблюдательной сети – основная («О»). Тип поста - речной гидрологический пост 1-го разряда (ГП-1). Местоположение: р. Великая, д. Пятоново. Находится в непосредственной близости от устьевой дельты, в 3 км от устья (впадения в Псковское озеро) и в 427 км от истока. Географические координаты: 57°42' с.ш., 28°12' в.д. (57.7000, 28.2100). Высота нуля графика поста: 39.64 метра в Балтийской системе высот.

Даты начала и окончания весеннего половодья для каждого гидрологического поста были определены по ежегодным хронологическим графикам максимальных расходов воды. Слой стока половодья был рассчитан

по формуле:

$$Y = \frac{\bar{Q} \cdot T}{F \cdot 1000}, \quad (4.1)$$

где $\bar{Q}$ – средней расход воды за период весеннего половодья;

T – время весеннего половодья в секундах;

F – площадь водосбора реки.

Исходные данные, используемые в расчете слоя стока половодья представлены в Приложении А. На рисунке 4.1 приведен хронологический график хода весеннего половодья на всех рассматриваемых реках. Максимальные слои стока за рассматриваемый период наблюдались в 2015, 2018 и 2020 годах. Минимальные – в 2014, 2016, 2019 годах.

4.2 Метеорологические данные

Основным предиктором в прогностических методика для стока половодья являются метеопараметры. Для этого на рассматриваемой территории было выбрано 5 метеостанций, перечень которых приведен в таблице 4.2. Все исходные данные были получены с официального ресурса Федерального агентства по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды [19]. Расположение метеостанций и гидрологических постов указано на рисунке 4.2.

Таблица 4.2 – Сведения о метеостанциях

Индекс ВМО	Метеостанция
26063	Санкт-Петербург
22802	Сортавала
22820	Петрозаводск
26258	Псков
26477	Великие Луки

Собранные данные включают в себя суточные сведения о количестве выпавших осадков и высоте снежного покрова.

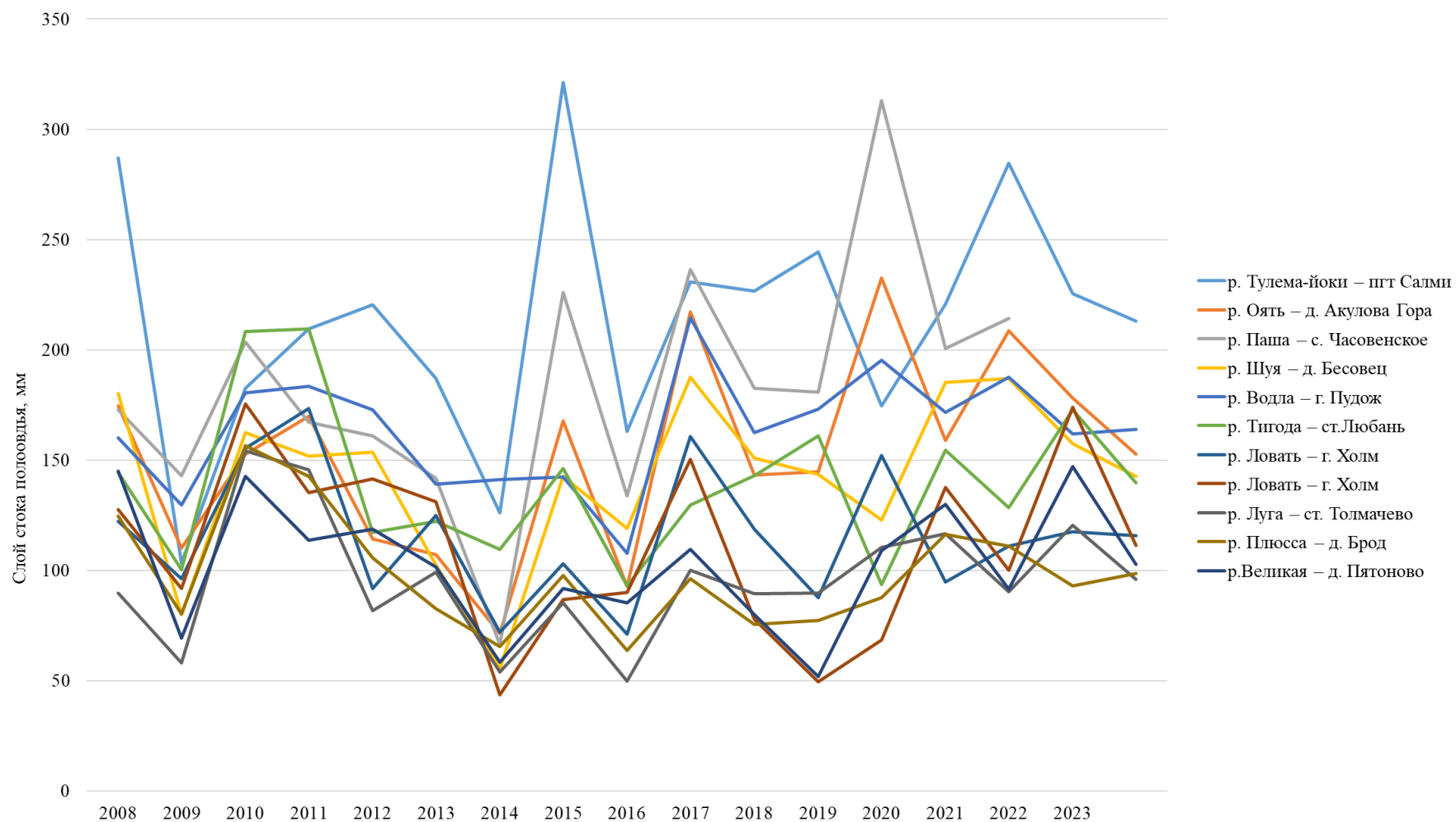


Рисунок 4.1 – Хронологический график слоев стока весеннего половодья

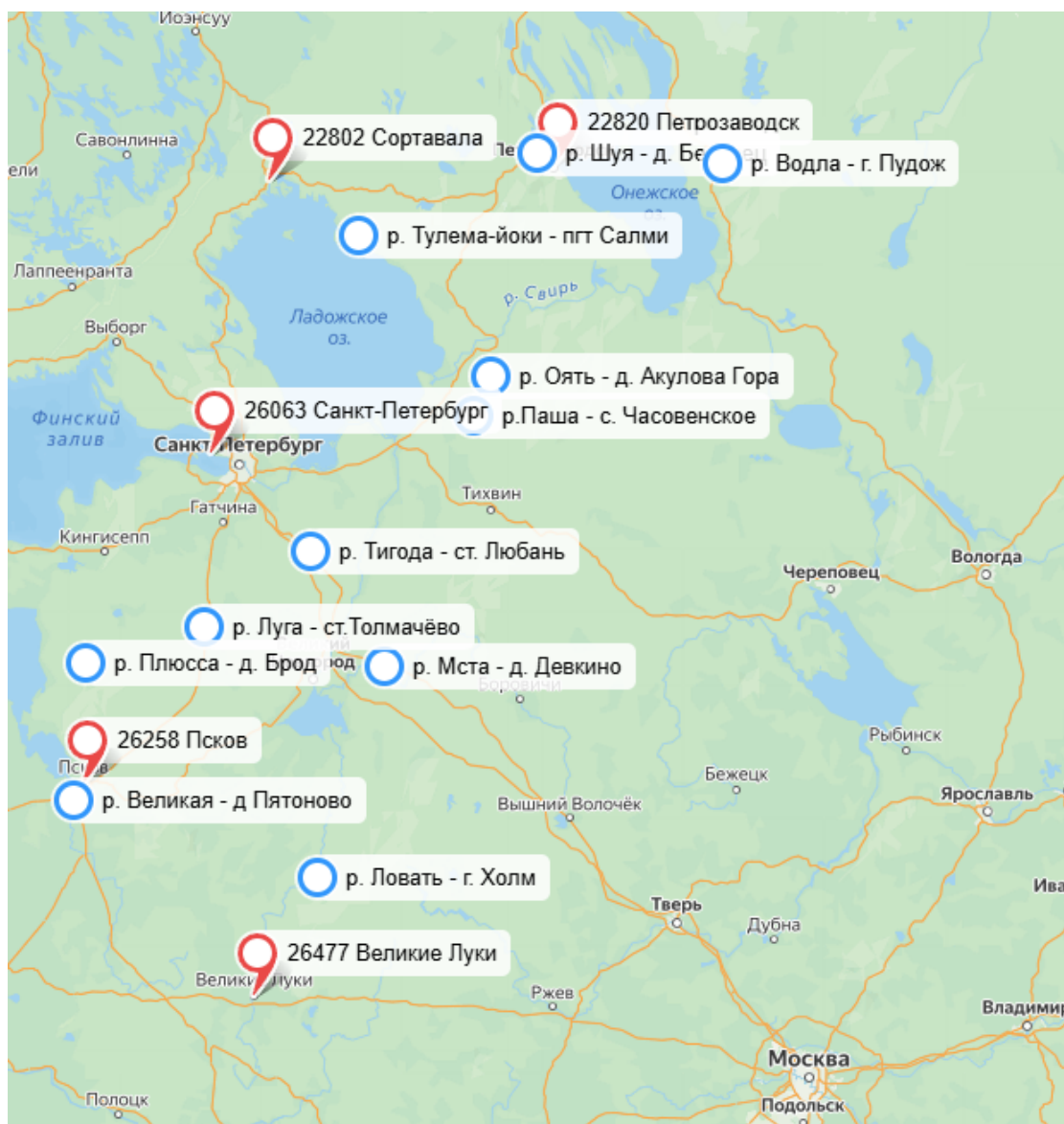


Рисунок 4.2 – Расположение метеостанций и гидрологических постов

В период весеннего половодья осадки, выпадающие как в жидком, так и в твердом виде могут оказывать существенное влияние на сток. При этом обычно их разделяют на две части: осадки, выпадающие с даты, когда наблюдалась максимальная высота снежного покрова, до окончания периода снеготаяния, и жидкие осадков, выпавшие с даты схода снега до даты окончания половодья.

Еще одним важнейшим фактором, влияющим на сток половодья, являются снегозапасы, сведения по которым могут быть получены как по данным снегомерных съемок, так и по данным наблюдений за высотой снежного покрова на метеостанциях. В таблице 4.3 приведены сведения о максимальной

толщине снежного покрова. Источником информации являлся массив данных «Характеристики снежного покрова (ежедневные данные)». Массив создан по данным регулярных ежедневных наблюдений за снежным покровом. На рисунке 4.3 показано изменение максимальной высоты снега по годам на различных метеостанциях. Наибольшая высота снега наблюдалась в 2010, 2011, 2022, 2023 годах, минимальная – в 2014, 2016, 2020 годах.

Таблица 4.3 – Сведения по максимальной толщине снежного покрова

Год	Метеостанция				
	26063 Санкт-Петербург	22802 Сортавала	22820 Петрозаводск	26258 Псков	26477 Великие Луки
2008	13	48	50	31	13
2009	18	37	43	24	30
2010	67	90	58	54	56
2011	73	74	63	69	46
2012	19	68	53	25	29
2013	27	61	56	46	31
2014	11	21	29	8	5
2015	21	35	40	25	19
2016	19	35	32	20	32
2017	11	29	32	18	23
2018	31	45	47	30	28
2019	50	64	53	42	31
2020	7	13	12	19	2
2021	30	58	57	25	16
2022	41	81	59	33	20
2023	32	68	42	53	34

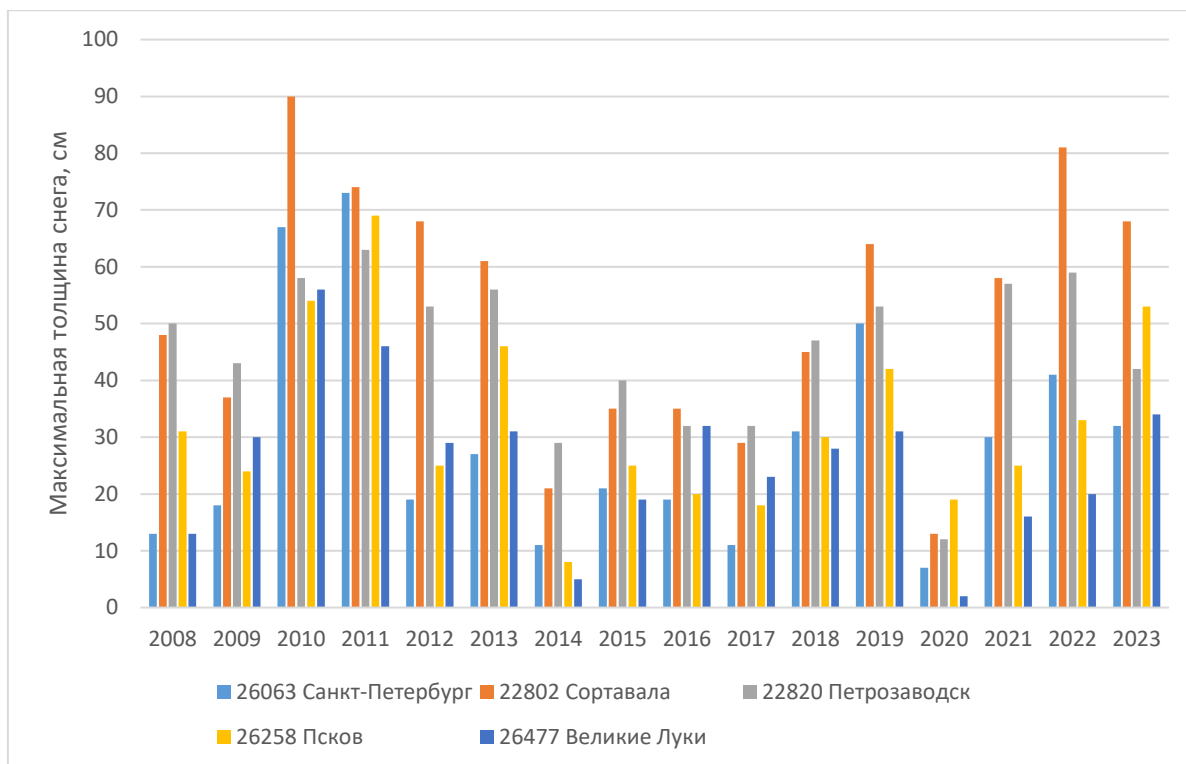


Рисунок 4.3 – Изменение максимальной высоты снега по годам

5 Прогноз стока весеннего половодья статистическим методом

Статистический прогноз строится на том, что мы можем предсказать будущие характеристики процесса, если знаем его прошлые и текущие показатели, а также главные факторы влияния. Если за рассматриваемый период условия формирования стока на водосборе принципиально не менялись, для поиска связей обычно используют метод множественной линейной корреляции. Он удобен тем, что позволяет увидеть как роль каждого отдельного параметра, так и их общий, суммарный эффект.

Набор предикторов для разработки прогностической методики выбирается на основе физики процессов, происходящих в речном бассейне. Чтобы оценить факторы весеннего стока, здесь были взяты те же характеристики, которые применяются в классическом физико-статистическом воднобалансовом методе.

В расчет принимались следующие параметры:

- максимальные снегозапасы, которые показывают, сколько талой воды поступит на водосбор (S);
- сумма осадков от момента максимального снегонакопления до даты схода снега (X_1), а также сумма жидких осадков от даты схода снега до окончания половодья (X_2), отражающие дополнительное питание реки уже после пика снегозапасов;
- расходы воды перед началом половодья, которые косвенно показывают степень увлажнения бассейна и уровень грунтовых вод (Q_x).

Весовые коэффициенты для каждого предиктора рассчитывались через множественную корреляцию со слоем весеннего стока. Чтобы найти наиболее точное и эффективное уравнение, проверялись разные комбинации этих факторов. В итоге для прогнозирования весеннего стока был получен ряд расчетных уравнений. Их окончательный вид представлен в таблице 5.1.

Прогностические зависимости строились на материалах наблюдений за период 2009 – 2021.

Таблица 5.1 – Прогностические зависимости для слоя стока весеннего половодья

№	Река – Пост	Вид зависимости
1	р. Тулема-йоки – пгт Салми	$Y = -0.208 Q_X + 0.428 X_2 + 1.168 X_1 + 1.516S + 30.99$
2	р. Оять – д. Акулова Гора	$Y = -1.224 Q_X - 0.050 X_2 + 0.671 X_1 + 0.719S + 113.41$
3	р. Паша – с. Часовенское	$Y = 0.43 Q_X + 0.443 X_2 + 0.897 X_1 + 0.499 S + 39.235$
4	р. Шуя – д. Бесовец	$Y = 0.186 Q_X + 0.401 X_2 + 1.389 X_1 + 2.164S - 80.89$
5	р. Водла – г. Пудож	$Y = 0.151 Q_X + 0.197 X_2 + 0.837 X_1 + 0.93 S + 44.25$
6	р. Тигода – ст.Любань	$Y = 0.914 Q_X + 0.182 X_2 + 1.138 X_1 + 1.73 S + 61.96$
7	р. Мста – д. Девкино	$Y = 0.205 Q_X - 0.101 X_2 + 0.121 X_1 + 0.999 S + 55.43$
8	р. Ловать – г. Холм	$Y = 0.074 Q_X - 0.582 X_2 + 0.657 X_1 + 0.838 S - 11.425$
9	р. Луга – ст. Толмачево	$Y = 0.510 Q_X - 0.246 X_2 + 0.415 X_1 + 1.795S - 23.27$
10	р. Плюсса – д. Брод	$Y = 0.671 Q_X + 0.218 X_2 + 0.491 X_1 + 1.467S - 16.09$
11	р.Великая – д. Пятоново	$Y = 0.132 Q_X + 0.193 X_2 + 0.350 X_1 + 0.814S + 21.66$

По полученным зависимостям были даны поверочные прогнозы на зависимом материале. Исходные данные и результаты прогнозов представлены в Приложении Б. На рисунке 5.1, в качестве примера, приведены спрогнозированные и фактические слои стока весеннего половодья для реки Ловать в створе г. Холм.

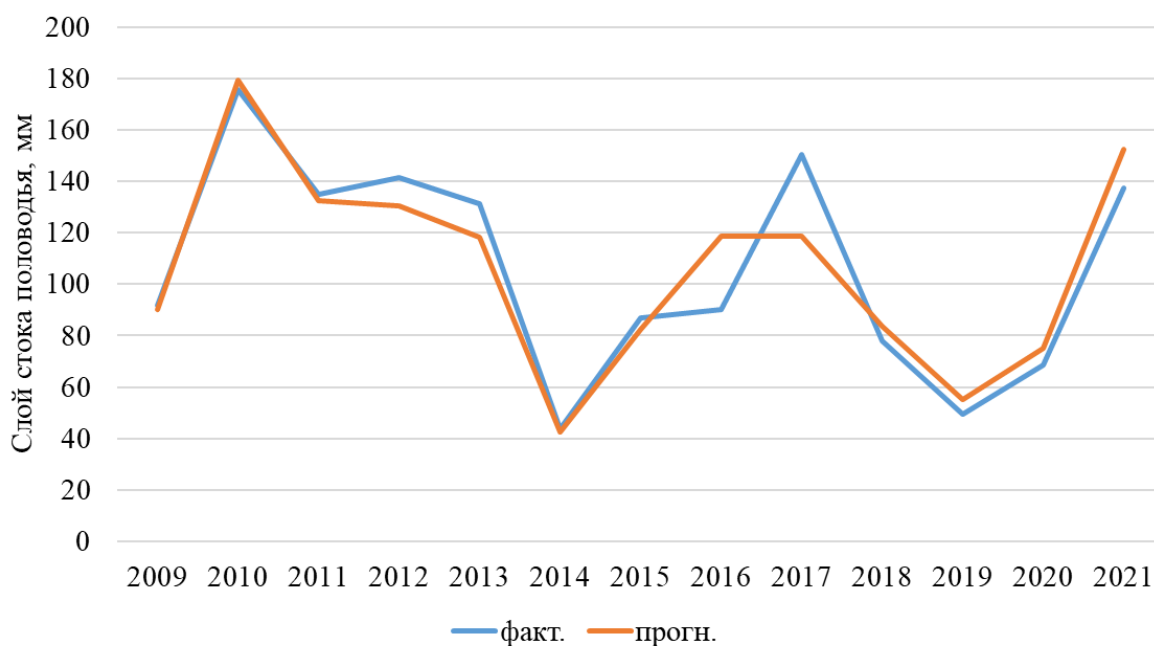


Рисунок 5.1– Фактические и прогнозные слои стока весеннего половодья (р. Ловать – г. Холм)

Для полноценного анализа результатов прогнозов была проведена оценка их оправдываемости и эффективности методики. Оправдываемость определялась путем сравнения абсолютной погрешности прогноза с допустимой. При долгосрочном прогнозировании в качестве допустимой применяется вероятной отклонение

$$\delta_{\text{доп}} = \pm 0.674\sigma, \quad (5.1)$$

где: σ – среднее квадратическое отклонение прогнозируемого значения от среднего:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{y})^2}{n-1}} \quad (5.1)$$

где: Y_i – значение прогнозируемой величины;

$\bar{y}$ – среднее значение;

n – число членов ряда.

Мерой точности методики является средняя квадратическая погрешность поверочных прогнозов, определяемая по формуле

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - Y''_i)^2}{n-m}} \quad (5.2)$$

где: Y_i – фактическое значение;

Y''_i – спрогнозированное значение;

m – число степеней свободы, равное число постоянных в прогностическом уравнении.

В таблице 5.2 приведены численные значение допустимой погрешности для всех рассматриваемых водотоков. Величина погрешности определяется природной изменчивостью стока во времени.

Таблица 5.2 – Допустимая погрешность прогноза слоя стока весеннего половодья

Река – Пост	$\delta_{\text{доп}}$, мм
р. Тулема-йоки – пгт Салми	39
р. Оять – д. Акулова Гора	31
р. Паша – с. Часовенское	36
р. Шуя – д. Бесовец	26
р. Водла – г. Пудож	18
р. Тигода – ст.Любань	24
р. Мста – д. Девкино	21

Продолжение таблицы 5.2

Река – Пост	$\delta_{\text{доп}}$, мм
р. Ловать – г. Холм	28
р. Луга – ст. Толмачево	20
р. Плюсса – д. Брод	18
р. Великая – д. Пятоново	19

В таблице 5.3 приведены сводные результаты поверочных прогнозов на зависимом материале. Методика признавалась эффективной при выполнении условия $S/\sigma < 0.70$ (при числе выпущенных прогнозов 13). Кроме того, оценивалась обеспеченность метода прогноза, вычисленная как процентное отношение оправдавшихся прогнозов к общему числу прогнозов. Методика оказалась эффективной только для четырех постов из одиннадцати.

Таблица 5.3 – Сводные результаты поверочных прогнозов на зависимом материале

Река – Пост	S/σ	P , %
р. Тулема-йоки – пгт Салми	0.90	69
р. Оять – д. Акулова Гора	0.97	62
р. Паша – с. Часовенское	1.11	58
р. Шуя – д. Бесовец	0.59	77
р. Водла – г. Пудож	1.00	62
р. Тигода – ст. Любань	0.41	92
р. Мста – д. Девкино	0.87	62
р. Ловать – г. Холм	0.41	85
р. Луга – ст. Толмачево	0.71	85
р. Плюсса – д. Брод	0.62	77
р. Великая – д. Пятоново	0.83	54

На следующем этапе был проведен поверочный прогноз на независимом материале 2022, 2023 годов. Результаты прогнозов представлены в таблицах 5.4 и 5.5. На рисунках 5.2 и 5.3 представлены фактические и спрогнозированные значения слоя стока половодья за 2022 и 2023 год соответственно. Как видно из приведенных графиков и таблиц, успешными оказались прогнозы на 2022 год, средняя абсолютная погрешность составила 16 мм, относительная – 12%. Не оправдались прогнозы для рек Оять и Плюсса. Для 2023 года средняя абсолютная погрешность составила 33 мм, относительная – 21%.

Таблица 5.4 – Результаты поверочных прогнозов (2022 год)

№	Река – Пост	2022 год		Ошибка		Оправды- ваемость
		$Y_{\text{факт}}$	$Y_{\text{прогн}}$	абсо- лют- ная	отно- ситель- ная	
1	р. Тулема-йоки – пгт Салми	285	273	12	4	оправдался
2	р. Оять – д. Акулова Гора	208	168	40	19	не оправ- дался
3	р. Паша – с. Часовенское	214	175	11	6	оправдался
4	р. Шуя – д. Бесовец	187	187	0	0	оправдался
5	р. Водла – г. Пудож	188	174	14	7	оправдался
6	р. Тигода – ст.Любань	128	150	21	17	оправдался
7	р. Мста – д. Девкино	111	123	12	11	оправдался
8	р. Ловать – г. Холм	100	85.9	14	14	оправдался
9	р. Луга – ст. Толмачево	90.3	72.4	18	20	оправдался
10	р. Плюсса – д. Брод	111	78.9	32	29	не оправ- дался

11	р.Великая – д. Пятоново	91.6	86.4	5	6	не оправдался
----	-------------------------	------	------	---	---	---------------

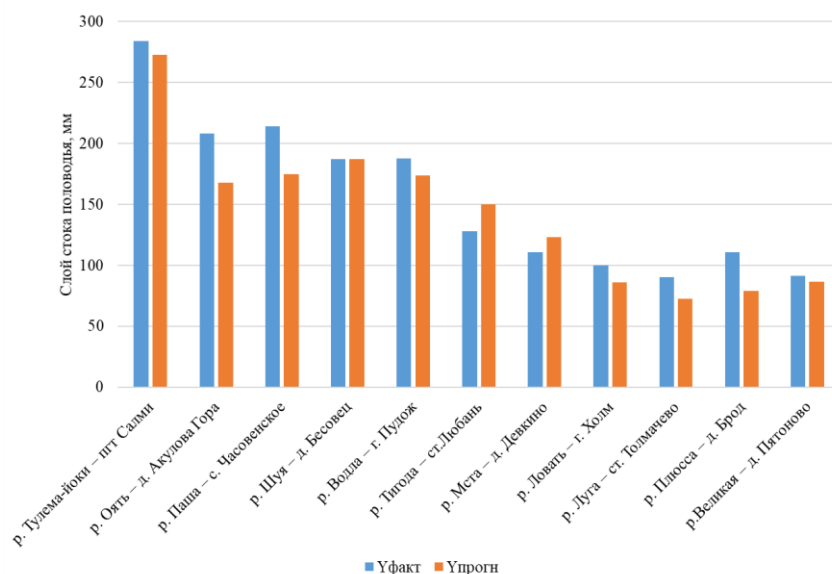


Рисунок 5.2 – Фактические и прогнозные слои стока половодья за 2022 год

Таблица 5.5 – Результаты поверочных прогнозов (2023 год)

№	Река – Пост	2023 год		Погрешность		Оправдываемость
		У _{факт}	У _{прогн}	Абс.	Отн.	
1	р. Тулема-йоки – пгт Салми	226	224	2	1	оправдался
2	р. Оять – д. Акулова Гора	178	165	14	8	оправдался
3	р. Паша – с. Часовенское	—	—	—	—	не оправдался
4	р. Шуя – д. Бесовец	158	93	65	41	не оправдался
5	р. Водла – г. Пудож	162	140	22	14	не оправдался
6	р. Тигода – ст.Любань	173	132	40	23	не оправдался

7	р. Мста – д. Девкино	118	110	7	6	оправдался
8	р. Ловать – г. Холм	174	87.4	87	50	не оправдался

Продолжение таблицы 5.5 – Результаты поверочных прогнозов (2023 год)

№	Река – Пост	2023 год		Погрешность		Оправдываемость
		У _{факт}	У _{прогн}	Абс.	Отн.	
9	р. Луга – ст. Толмачево	121	98.8	22	18	не оправдался
10	р. Плюсса – д. Брод	92.9	101	8	8	оправдался
11	р.Великая – д. Пятоново	147	87.5	60	41	оправдался

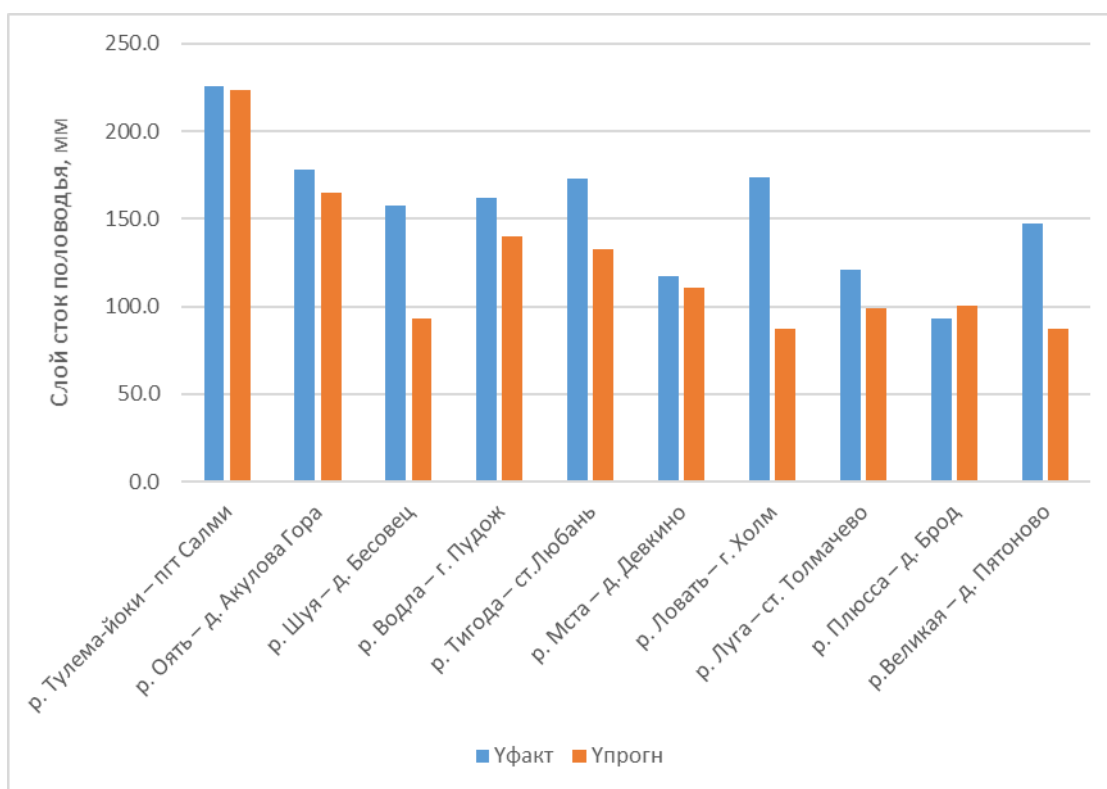


Рисунок 5.3 – Фактические и прогнозные слои стока половодья за 2023 год

Заключение

Работа посвящена разработке региональной методики прогноза слоя стока весеннего половодья на реках Северо-Запада России. Актуальность работы обусловлена высокой социально-экономической значимостью гидрологических прогнозов для защиты населения, объектов инфраструктуры и планирования хозяйственной деятельности в условиях значительной пространственно-временной изменчивости факторов стока.

В рамках исследования был выполнен комплексный физико-географический и гидрологический анализ территории, охватывающей Санкт-Петербург, Карелию, Ленинградскую, Псковскую и Новгородскую области. На основе репрезентативной выборки из 11 гидрологических постов была сформирована база данных ежедневных расходов воды за период с 2008 по 2023 год, а также собраны архивные сведения о снегозапасах и осадках по пяти ключевым метеостанциям региона. Анализ исходных рядов наблюдений позволил выявить основные гидрометеорологические предикторы, определяющие формирование весеннего стока: максимальные снегозапасы (S), сумма жидких осадков в предвесенний (X_1) и послевесенний (X_2) периоды, а также расходы воды перед началом половодья (Q_x).

Применение аппарата множественной линейной регрессии позволило получить индивидуальные прогностические уравнения для слоя стока весеннего половодья для каждого из исследуемых створов. Расчётные зависимости демонстрируют существенную роль снежного покрова как основного источника питания рек в этот период, при этом вклад дополнительных жидких осадков и начального увлажнения бассейна варьирует в зависимости от водосбора. Прогностические уравнения строились на основе ретроспективных данных за 2009 – 2021 годы.

Анализ результатов поверочных расчётов показал различную эффективность разработанной методики. Согласно критерию $S/\sigma < 0.70$, методика при-

знана эффективной лишь для четырёх из одиннадцати рассматриваемых гидростов (реки Шуя – д. Бесовец; Тигода – ст. Любань; Ловать – г. Холм; Плюсса – д. Брод). Для этих пунктов достигнута высокая оправдываемость прогнозов (от 77% до 92%), что свидетельствует об устойчивости выявленных связей между стоком и выбранными предикторами. В то же время для остальных водотоков погрешность прогноза превышала допустимые значения, что указывает на необходимость учёта локальных особенностей формирования стока или привлечения дополнительных факторов.

Прогнозирование на независимом материале 2022 – 2023 годов подтвердило работоспособность методики для ряда рек, однако выявило её уязвимость к аномальным гидрометеорологическим условиям. Так, прогнозы на 2022 год оказались более успешными со средней абсолютной погрешностью 16 мм (12%). Прогнозы на 2023 год характеризуются значительным снижением точности: средняя абсолютная ошибка составила 33 мм (21%), а для отдельных постов (Шуя, Водла, Тигода, Ловать) метод не оправдал ожиданий. Это подчёркивает влияние нестандартных синоптических процессов и требует дальнейшего совершенствования моделей для повышения их эффективности.

Таким образом, выполненная работа позволила разработать и апробировать региональный инструментальный долгосрочного прогнозирования весеннего половодья. Перспективным направлением дальнейших исследований является интеграция полученных статистических зависимостей с элементами динамического моделирования, а также расширение набора предикторов за счёт использования спутниковых данных о влагозапасе почвы и снеговом покрове для адаптации модели к современным климатическим реалиям

Список использованных источников

1. Георгиевский, Ю. М. Гидрологические прогнозы : учебник для студентов высших учебных заведений, обучающихся по специальности "Гидрология" направления подготовки "Гидрометеорология" / Ю. М. Георгиевский, С. В. Шаночкин ; Ю. М. Георгиевский, С. В. Шаночкин ; М-во образования и науки Российской Федерации, Федеральное агентство по образованию, Гос. образовательное учреждение высш. проф. образования Российский гос. гидрометеорологический ун-т. – Санкт-Петербург : РГГМУ, 2007. – 435 с. – ISBN 978-5-86813-194-3. – EDN QKHGJB.
2. Волкова, Н. А. Сравнение методов прогнозирования весеннего половодья на примере р. Пур в створе п. Самбург / Н. А. Волкова // Гидросфера. Опасные процессы и явления. – 2025. – Т. 7, № 2. – С. 181-205. – DOI 10.34753/HS.2025.7.2.181. – EDN TNXVFY.
3. Руководство по гидрологическим прогнозам. Выпуск 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режим рек и водохранилищ. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1989. – 356 с.
4. Морейдо, В. М. Разработка методов ансамблевого прогноза характеристик сезонного речного стока (на примере притока воды в Чебоксарское водохранилище): специальность 25.00.27 "Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия": диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук / В. М. Морейдо. – Москва, 2015. – 185 с. – EDN ZXUDCL.
5. Кучмент, Л. С. Ансамблевые долгосрочные прогнозы весеннего половодья с помощью физико-математических моделей формирования стока / Л. С. Кучмент, А. Н. Гельфан // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 2. – С. 76-88. – EDN KUHPMF.

6. Кучмент, Л. С. Исследование эффективности ансамблевых долгосрочных прогнозов весеннего половодья, основанных на физико-математических моделях формирования речного стока / Л. С. Кучмент, А. Н. Гельфан // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 2. – С. 54-67. – EDN KVKWYR.
7. Ромашова, К. В. Нейросетевая модель долгосрочного прогноза максимальных уровней воды рек: Пур, Надым, Пякупур, Таз / К. В. Ромашова, Н. А. Волкова // Шестые Виноградовские чтения. Гидрология нового поколения: Сборник докладов международной научной конференции памяти выдающегося русского ученого Юрия Борисовича Виноградова, Санкт-Петербург, 13–19 октября 2025 года. – Санкт-Петербург: ООО "Издательство ВВМ", 2026. – С. 634-638. – EDN ZQWBEW.
8. Беляев, Б. М. Разработка долгосрочных гидрологических прогнозов характеристик весеннего половодья на основе современной гидрометеорологической информации и методов её обработки / Б. М. Беляев, Н. А. Варенцова // Третьи виноградовские чтения. Грани гидрологии: Сборник докладов международной научной конференции памяти выдающегося русского гидролога Юрия Борисовича Виноградова, Санкт-Петербург, 28–30 марта 2018 года / Под редакцией О.М. Макарьевой. – Санкт-Петербург: Издательство «Научные технологии», 2018. – С. 698-702. – EDN XUSSYX.
9. Национальный атлас России: в 4 т. Т. 2. Природа. Ресурсы. – М. : ПКО «Картография», 2007. – 496 с.
10. Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т. 2. Северо-Запад / Под ред. Ю. А. Елшина. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 525 с.
11. Исаченко, А. Г. Ландшафты Северо-Запада России / А. Г. Исаченко. – СПб. : Изд-во С.-Петерб. ун-та, 1998. – 312 с.
12. Геология СССР. Том I. Ленинградская, Псковская и Новгородская области / Под ред. А. В. Сидоренко. – М.: Недра, 1971. – 500 с.
13. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Вып. 2: Архангельская, Вологодская, Мурманская области,

Карельская АССР / Под ред. И. М. Кравченко. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 606 с.

14. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Вып. 3: Ленинградская, Новгородская, Псковская, Калининская, Смоленская области / Под ред. Н. В. Кобышевой. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 692 с.

15. Зайков Б. Д. Высокий сток рек СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1954. – 136 с.

16. Гидрология гидрографической сети Южной Карелии / под ред. Н. Н. Филатова. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010.

17. Официальный сайт ФГБУ «Северо-Западное УГМС» [Электронный ресурс]. URL: <http://www.meteo.nw.ru> (дата обращения: 25.05.2026).

18. Форма 15. Расход воды рек, ручьев, каналов, куб. м/с Форма 15. Выходная информация. – Текст: электронный // Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов: [сайт]. – URL: <https://gmvo.skniivh.ru/index.php?id=186> (дата обращения: 09.10.2024)

19. Суточные данные. – Текст: электронный // Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды: [сайт]. – URL: <http://aisori-m.meteo.ru/waisori/select.xhtml> (дата обращения: 09.10.2024)

Приложение А. Исходные данные по слою стока половодья

Характеристика	Год																
	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023	ср.
р. Тулема-йоки – пгт СалмиМ.xlsx																	
п – продолжительность, сут.	66	38	55	57	44	54	61	77	60	83	54	65	76	71	75	49	61.6
Q – средний расход	85.5	53.5	65.3	72.3	98.6	68.1	40.6	82.1	53.4	54.7	82.6	74.0	45.2	61.2	74.6	90.6	68.9
h – слой	287	103	183	209	221	187	126	321	163	230	227	244	175	221	284	226	213
Q _{окт}	39.1	34.3	14	33.5	43.1	20.5	16.8	17	16.7	60	37.9	15.5	23.8	19.2	14.3	68.6	29.6
р. Оять – д. Акулова ГораМ.xlsx																	
п – продолжительность, сут.	53	40	53	60	41	42	50	58	54	92	52	53	108	75	69	65	60.3
Q – средний расход	184.2	153.9	160.9	158.3	155.8	142.6	80.0	161.6	95.8	132.0	154.1	152.7	120.3	118.6	168.9	153.2	143.3
h – слой	175	110	153	170	114	107	71.5	168	92	217	143	145	234	159	208	178	153
Q _{окт}	66.2	109	15.5	124	65.8	26.7	20.9	31.7	46.7	60.6	37.6	60.3	44.2	33.9	40.2	81.8	54.1
р. Паша – с. ЧасовенскоеМ.xlsx																	
п – продолжительность, сут.	47	49	56	51	43	50	46	102	48	90	51	67	110	69	65		62.9
Q – средний расход	243.1	192.9	240.2	216.7	247.5	187.3	95.3	146.5	184.3	173.6	236.7	178.2	188.0	192.1	217.7		196.0
h – слой	173	143	204	167	161	142	66.4	226	134	236	183	181	313	201	214		183
Q _{окт}	79.7	124	21.4	102	101	30.6	28.8	28.6	55.1	115	78.6	83.9	54.1	68.3			69.4

Продолжение приложение А

Характери- стика	Год																
	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023	ср.
р. Шуя – д. БесовецМ.xlsx																	
п – продол- жительность, сут.	104	53	108	82	67	71	77	88	84	98	83	90	89	114	107	92	87.9
Q – средний расход	191.9	167.2	166.3	204.8	253.6	159.7	79.6	179.3	156.9	211.9	201.4	176.5	152.8	179.9	193.4	189.5	179.0
h – слой	180	80.1	162	152	154	102	55.4	143	119	188	151	144	123	185	187	158	143
Q _{окт}	99.3	96.4	31.6	82.9	96	27.9	18.8	41.9	94.4	197	77.3	28.7	113	57.1	48.5	242	84.6
р. Водла – г. ПудождМ.xlsx																	
п – продол- жительность, сут.	64	50	100	85	71	76	66	74	64	101	80	89	88	84	87	91	79.4
Q – средний расход	347.4	359.8	250.9	299.9	338.0	254.1	297.3	267.2	233.9	294.9	281.9	270.3	308.4	283.7	299.7	247.0	289.6
h – слой	160	130	181	184	173	139	141	142	108	214	162	173	1954	172	188	162	164
Q _{окт}	236	139	65.6	113	189	57.1	41.6	85	127	165	206	230	161	82.3	84.5	249	139.4
р. Тигода – ст.ЛюбаньМ.xlsx																	
п – продол- жительность, сут.	79	60	59	56	51	28	92	94	54	70	51	66	47	75	65	61	63.0
Q – средний расход	12.5	11.4	24.1	25.5	15.7	29.8	8.1	10.6	11.7	12.6	19.1	16.6	13.6	14.0	13.5	19.3	16.1
h – слой	144	100	208	210	117	122	110	146	92.9	130	143	161	93.5	154	128	173	140
Q _{окт}	2.09	9.01	0.6	2	3.17	0.5	0.51	0.61	2.47	9.59	2.18	1.26	0.37	0.4	2.18	0.86	2.4

Продолжение приложение А

Характери- стика	Год																
	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023	ср.
р. Мста – д. ДевкиноМ.xlsм																	
п – продол- жительность, сут.	84	45	99	67	56	67	100	108	54	92	59	91	127	74	64	72	78.7
Q – средний расход	379.2	557.2	408.8	673.5	427.1	485.8	187.4	248.5	342.2	454.6	523.4	250.5	311.7	333.9	451.3	425.2	403.8
h – слой	122	96.3	155	173	91.8	125	71.9	103	71.0	161	119	87.5	152	94.9	111	118	116
Q _{окт}	181	221	75.2	130	219	61.5	62	53.5	175	260	96.7	359	115	100	84.4	90.8	142.8
р. Ловать – г. ХолмМ.xlsм																	
п – продол- жительность, сут.	87	46	93	64	69	61	79	81	72	97	52	70	85	106	66	76	75.3
Q – средний расход	249.5	339.9	321.3	359.2	349.1	365.8	94.1	182.5	212.9	263.8	254.8	120.3	137.1	220.7	258.3	389.3	257.4
h – слой	128	91.9	176	135	142	131	43.7	86.9	90.1	150	77.9	49.5	68.5	138	100	174	111
Q _{окт}	98.8	272	29.3	64.4	91.9	19.5	22	8.74	31.8	124	13.6	125	28.8	30	58.8	34.2	65.8
р. Луга – ст. ТолмачевоМ.xlsм																	
п – продол- жительность, сут.	98	48	64	67	70	74	108	83	59	90	62	71	113	111	61	65	77.8
Q – средний расход	67.2	88.8	177.2	159.6	85.8	98.4	36.6	75.6	61.8	81.7	106.1	92.7	71.9	77.2	108.8	136.4	95.4
h – слой	89.7	58.0	154	146	81.8	99.1	53.8	85.4	49.7	100	89.5	89.6	110	117	90.3	121	95.9
Q _{окт}	15.5	71.2	8.15	11.8	23.2	7.75	7.16	5.66	20	94	10.4	18	7.85	7.2	9.53	7.62	20.3

Продолжение приложение А

Характери- стика	Год																
	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023	ср.
р. Плюсса – д. БродМ.xlsx																	
n	83	44	63	46	69	36	84	95	70	92	58	58	68	88	97	88	71.2
Qm	88.5	107.5	146.3	182.7	90.3	135.2	46.0	60.5	53.7	61.6	76.8	78.5	75.9	77.9	67.4	62.2	88.2
h	125	80.3	156	143	106	82.6	65.5	97.6	63.8	96.3	75.6	77.2	87.6	116	111	92.9	98.5
Qокт	53.3	69.8	33.5	25.4	30.4	14.7	20.2	10.3	21.3	70.6	18.7	37.6	15.8	15.5	17.2	29.4	30.2
р.Великая – д. ПятоновоМ.xlsx																	
n	88	43	66	77	108	38	80	114	133	93	84	80	119	118	86	64	86.9
Qm	381.5	372.5	500.1	341.4	254.6	618.7	168.8	186.7	148.3	272.9	220.3	150.0	212.0	254.9	246.7	532.1	303.8
h	145	69.2	143	114	119	102	58.3	91.9	85.2	110	80.0	51.8	109	130	91.6	147	103
Qокт	85.5	346	51	40.7	82.3	28.6	124	20.4	41.3	212	25.1	141	31.6	32.8	37.5	34.4	83.4

Приложение Б. Результаты поверочных прогнозов на зависимом материале

Год	$Y_{\text{факт}}, \text{мм}$	$S, \text{мм}$	$X_1, \text{мм}$	$X_2, \text{мм}$	Q_X	$Y_{\text{факт}}, \text{мм}$	$\delta_Y, \text{мм}$	$\Delta Y, \%$	δ_Y^2	Оправдываемость
р. Тулема-йоки – пгт СалмиМ.xlsм										
2009	103	37	43	25	39	139	36	35	1292	оправдался
2010	183	90	38	67	34	234	51	28	2599	не оправдался
2011	209	74	36	74	14	215	5	2	27	оправдался
2012	221	68	41	78	34	209	12	5	140	оправдался
2013	187	61	43	38	43	181	6	3	36	оправдался
2014	126	21	56	106	21	169	43	34	1826	не оправдался
2015	321	35	78	102	17	215	106	33	11217	не оправдался
2016	163	35	29	80	17	149	14	9	204	оправдался
2017	231	29	74	106	17	203	28	12	804	оправдался
2018	227	45	87	27	60	200	27	12	726	оправдался
2019	244	64	80	47	38	234	11	4	116	оправдался
2020	175	13	125	117	16	244	69	40	4792	не оправдался
2021	221	58	41	138	24	221	0	0	0	оправдался
среднее	213							ср. 17	$S/\sigma = 0.90$	
р. Оять – д. Акулова ГораМ.xlsм										
2009	110	18	128.60	17.3	39.1	164	54	49	2893	не оправдался
2010	153	67	66.20	56.9	34.3	161	9	6	74	оправдался
2011	170	73	25.40	60.6	14	163	7	4	51	оправдался
2012	114	19	31.90	62.9	33.5	104	10	9	99	оправдался
2013	107	27	40.20	67.6	43.1	104	4	3	12	оправдался
2014	72	11	54.20	115.8	20.5	127	55	77	3055	не оправдался

Продолжение приложение Б

Год	$Y_{\text{факт}}, \text{ мм}$	$S, \text{ мм}$	$X_1, \text{ мм}$	$X_2, \text{ мм}$	Q_X	$Y_{\text{факт}}, \text{ мм}$	$\delta Y, \text{ мм}$	$\Delta Y, \%$	δY^2	Оправдываемость
2015	168	21	65.90	121.3	16.8	146	22	13	467	оправдался
2016	93	19	81.40	88.1	17	156	64	69	4088	не оправдался
2017	217	11	142.30	54.8	16.7	194	24	11	556	оправдался
2018	143	31	78.30	55.4	60	112	31	22	982	не оправдался
2019	145	50	71.10	70.4	37.9	147	2	2	6	оправдался
2020	232	7	98.00	54.6	15.5	163	70	30	4892	не оправдался
2021	159	30	66.70	168.8	23.8	142	17	11	286	оправдался
среднее	153							ср.23	$S/\sigma=0.97$	
р. Паша – с. Часовенское										
2009	143	18	128.60	17.3	79.7	206	62	44	3903	не оправдался
2010	204	67	66.20	56.9	124	211	7	3	49	оправдался
2011	167	73	25.40	47.4	21.4	129	39	23	1490	не оправдался
2012	161	19	31.90	62.9	102	149	12	7	145	оправдался
2013	142	27	40.20	70.4	101	163	22	15	468	оправдался
2014	66	11	54.20	83.6	30.6	144	77	116	5955	не оправдался
2015	226	21	65.90	121.6	28.8	175	51	23	2600	не оправдался
2016	134	19	81.40	74.8	28.6	167	33	25	1111	оправдался
2017	236	11	142.30	54.8	55.1	220	16	7	257	оправдался
2018	183	31	78.30	55.4	115	199	16	9	265	оправдался
2019	181	50	71.10	72.8	78.6	194	13	7	178	оправдался
2020	313	7	98.00	48.4	83.9	188	125	40	15566	не оправдался
среднее	183							ср. 25	$S/\sigma=1.11$	

Продолжение приложение Б

Год	$Y_{\text{факт}}, \text{ мм}$	$S, \text{ мм}$	$X_1, \text{ мм}$	$X_2, \text{ мм}$	Q_X	$Y_{\text{факт}}, \text{ мм}$	$\delta Y, \text{ мм}$	$\Delta Y, \%$	δY^2	Оправдываемость
р. Шуя – д. Бесовец										
2009	80	43	11	95	99	83	3	4	11	оправдался
2010	162	58	11	186	96	152	10	6	110	оправдался
2011	152	63	37	98	32	153	1	1	1	оправдался
2012	154	53	39	166	83	170	17	11	275	оправдался
2013	102	56	12	124	96	125	23	22	508	оправдался
2014	55	29	38	105	28	82	26	48	697	не оправдался
2015	143	40	31	168	19	120	23	16	507	оправдался
2016	119	32	73	131	42	150	31	26	957	не оправдался
2017	188	32	84	133	94	176	12	6	140	оправдался
2018	151	47	46	79	197	153	2	1	4	оправдался
2019	144	53	19	93	77	112	31	22	990	не оправдался
2020	123	12	87	82	29	104	19	16	373	оправдался
2021	185	57	38	156	113	178	7	4	49	оправдался
2022	187	59	35	203	57	187	0	0	0	оправдался
2023	158	42	35	64	49	93	65	41	4171	не оправдался
среднее	143							ср.14	$S/\sigma=0.59$	
р. Водла – г. Пудож										
2009	130	43	11	69	236	142	13	10	162	оправдался
2010	181	58	11	186	139	165	16	9	257	оправдался
2011	184	63	37	98	66	163	20	11	406	не оправдался
2012	173	53	39	181	113	179	6	4	39	оправдался

Продолжение приложение Б

Год	$Y_{\text{факт}}, \text{ мм}$	$S, \text{ мм}$	$X_1, \text{ мм}$	$X_2, \text{ мм}$	Q_X	$Y_{\text{факт}}, \text{ мм}$	$\delta Y, \text{ мм}$	$\Delta Y, \%$	δY^2	Оправдываемость
2013	139	56	12	143	189	163	24	18	593	не оправдался
2014	141	29	38	86	57	128	13	9	164	оправдался
2015	142	40	31	111	42	136	7	5	43	оправдался
2016	108	32	73	108	85	169	61	57	3769	не оправдался
2017	214	32	84	136	127	190	24	11	583	не оправдался
2018	162	47	46	82	165	167	5	3	25	оправдался
2019	173	53	19	93	206	159	14	8	202	оправдался
2020	195	12	87	74	230	177	18	9	332	не оправдался
2021	172	57	38	105	161	174	2	1	5	оправдался
среднее	164							ср.12	$S/\sigma=1.00$	
р. Тигода – ст.Любань										
2009	100	18	129	17	2	116	16	16	245	оправдался
2010	208	67	66	70	9	208	0	0	0	оправдался
2011	210	73	25	60	1	203	6	3	42	оправдался
2012	117	19	32	63	2	113	5	4	22	оправдался
2013	122	27	40	25	3	122	1	0	0	оправдался
2014	110	11	54	134	1	113	4	4	15	оправдался
2015	146	21	66	121	1	130	16	11	268	оправдался
2016	93	19	81	77	1	121	28	30	770	не оправдался
2017	130	11	142	24	2	107	23	17	508	оправдался
2018	143	31	78	55	10	145	2	2	5	оправдался
2019	161	50	71	37	2	167	6	4	36	оправдался

Продолжение приложение Б

Год	$Y_{\text{факт}}, \text{ мм}$	$S, \text{ мм}$	$X_1, \text{ мм}$	$X_2, \text{ мм}$	Q_X	$Y_{\text{факт}}, \text{ мм}$	$\delta_Y, \text{ мм}$	$\Delta Y, \%$	δ_Y^2	Оправдываемость
2020	93	7	98	2	1	89	4	5	20	оправдался
2021	154	30	67	168	0	154	0	0	0	оправдался
среднее	140							ср. 7	$S/\sigma=0.41$	
р. Мста – д. Девкино										
2009	96	18	129	15	181	124	28	29	793	не оправдался
2010	155	67	66	228	221	152	3	2	9	оправдался
2011	173	73	25	61	75	141	33	19	1061	не оправдался
2012	92	19	32	88	130	96	4	4	17	оправдался
2013	125	27	40	101	219	122	3	3	10	оправдался
2014	72	11	54	147	62	71	1	2	2	оправдался
2015	103	21	66	122	62	85	18	18	337	оправдался
2016	71	19	81	77	54	87	16	23	269	оправдался
2017	161	11	142	35	175	116	45	28	2002	не оправдался
2018	119	31	78	55	260	143	25	21	618	не оправдался
2019	88	50	71	98	97	124	36	41	1320	не оправдался
2020	152	7	98	74	359	140	12	8	139	оправдался
2021	95	30	67	168	115	100	5	5	25	оправдался
среднее	116							ср. 16	$S/\sigma=0.87$	
р. Ловать – г. Холм										
2009	92	30	84	23	99	90	2	2	4	оправдался
2010	176	56	32	176	272	179	4	2	13	оправдался
2011	135	46	90	76	29	133	3	2	6	оправдался

Продолжение приложение Б

Год	$Y_{\text{факт}}, \text{ мм}$	$S, \text{ мм}$	$X_1, \text{ мм}$	$X_2, \text{ мм}$	Q_X	$Y_{\text{факт}}, \text{ мм}$	$\delta_Y, \text{ мм}$	$\Delta Y, \%$	δ_Y^2	Оправдываемость
2012	142	29	94	88	64	131	11	8	118	оправдался
2013	131	31	44	117	92	118	13	10	166	оправдался
2014	44	5	41	37	20	43	1	2	1	оправдался
2015	87	19	78	43	22	82	4	5	19	оправдался
2016	90	32	78	89	9	119	29	32	824	не оправдался
2017	150	23	67	111	32	118	32	21	1019	не оправдался
2018	78	28	19	86	124	84	6	7	32	оправдался
2019	49	31	40	23	14	55	6	12	34	оправдался
2020	68	2	80	40	125	75	7	10	46	оправдался
2021	138	16	84	161	29	153	15	11	225	оправдался
среднее	111							ср. 10	$S/\sigma=0.41$	
р. Луга – ст. Толмачево										
2009	58	24	55	26	16	57	1	2	1	оправдался
2010	154	54	29	72	71	140	15	10	215	оправдался
2011	145	69	66	60	8	147	2	1	2	оправдался
2012	82	25	90	110	12	92	10	13	107	оправдался
2013	99	46	10	111	23	103	3	3	11	оправдался
2014	54	8	54	205	8	68	14	26	190	оправдался
2015	85	25	95	117	7	93	8	9	62	оправдался
2016	50	20	89	92	6	75	26	51	651	не оправдался
2017	100	18	109	77	20	84	16	16	271	оправдался
2018	89	30	29	66	94	107	17	19	299	оправдался

Продолжение приложение Б

Год	$Y_{\text{факт}}, \text{ мм}$	$S, \text{ мм}$	$X_1, \text{ мм}$	$X_2, \text{ мм}$	Q_X	$Y_{\text{факт}}, \text{ мм}$	$\delta_Y, \text{ мм}$	$\Delta Y, \%$	δ_Y^2	Оправдываемость
2019	90	42	53	89	10	101	12	13	140	оправдался
2020	111	19	62	99	18	70	41	37	1647	не оправдался
2021	117	25	63	188	8	98	19	16	350	оправдался
среднее	96							ср. 17	$S/\sigma=0.64$	
р. Плюсса – д. Брод										
2009	80	24	55	3	53	82	2	3	4	оправдался
2010	156	54	29	66	70	139	18	11	317	оправдался
2011	143	69	66	23	34	145	3	2	7	оправдался
2012	106	25	90	91	25	102	4	4	17	оправдался
2013	83	46	10	16	30	80	2	3	6	оправдался
2014	66	8	54	141	15	62	3	5	10	оправдался
2015	98	25	95	117	20	106	8	9	72	оправдался
2016	64	20	89	98	10	85	22	34	465	не оправдался
2017	96	18	109	33	21	85	11	11	117	оправдался
2018	76	30	29	58	71	102	27	35	711	не оправдался
2019	77	42	53	16	19	88	10	13	108	оправдался
2020	88	19	62	0	38	67	20	23	413	не оправдался
2021	116	25	63	188	16	103	13	11	177	оправдался
среднее	99							ср. 13	$S/\sigma=0.55$	
р. Великая – д. Пятоново										
2009	69	24	55	3	86	72	3	4	8	оправдался
2010	143	54	29	66	346	134	8	6	72	оправдался

Продолжение приложение Б

Год	$Y_{\text{факт}}, \text{ мм}$	$S, \text{ мм}$	$X_1, \text{ мм}$	$X_2, \text{ мм}$	Q_X	$Y_{\text{факт}}, \text{ мм}$	$\delta_Y, \text{ мм}$	$\Delta Y, \%$	δ_Y^2	Оправдываемость
2011	114	69	66	60	51	119	6	5	34	оправдался
2012	119	25	90	130	41	104	15	12	216	оправдался
2013	102	46	10	24	82	78	24	23	553	не оправдался
2014	58	8	54	141	29	78	20	34	382	не оправдался
2015	92	25	95	150	124	120	28	31	810	не оправдался
2016	85	20	89	98	20	91	6	7	31	оправдался
2017	110	18	109	26	41	85	25	23	610	не оправдался
2018	80	30	29	65	212	97	17	21	281	оправдался
2019	52	42	53	22	25	82	30	58	914	не оправдался
2020	109	19	62	99	141	96	13	12	158	оправдался
2021	130	25	63	188	32	105	25	20	644	не оправдался
среднее	103							ср. 20	$S/\sigma=0.74$	

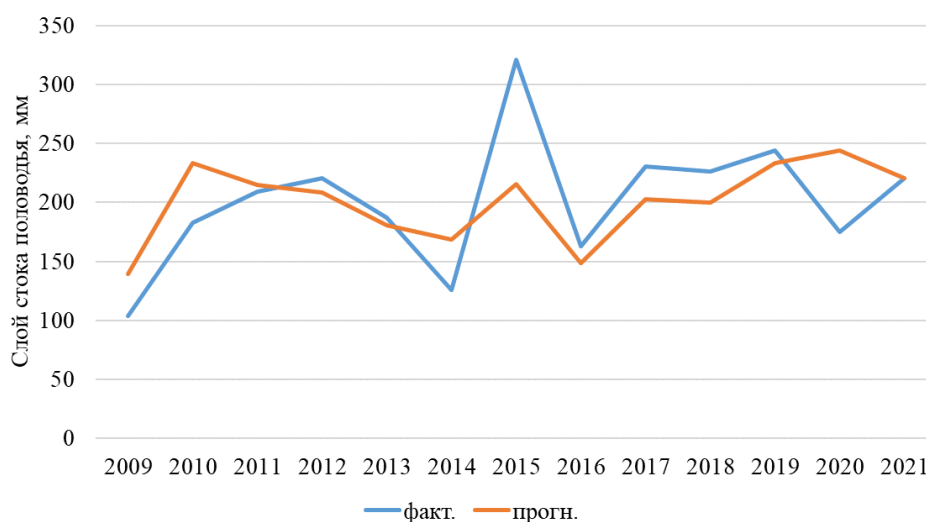


Рисунок Б.1 – Фактические и прогнозные слои стока весеннего половодья
(р. Тулема-йоки – пгт Салми)

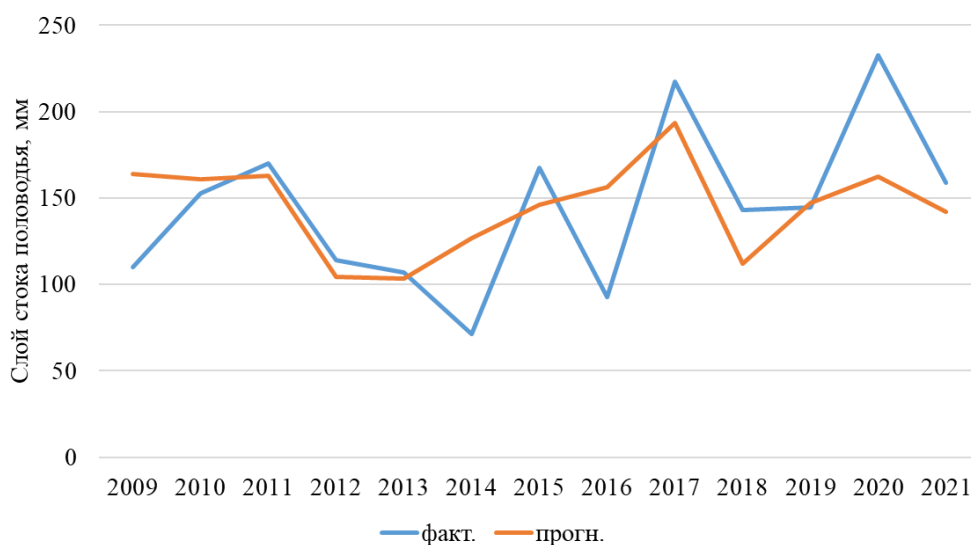


Рисунок Б.2 – Фактические и прогнозные слои стока весеннего половодья
(р. Оять – д. Акулова Гора)

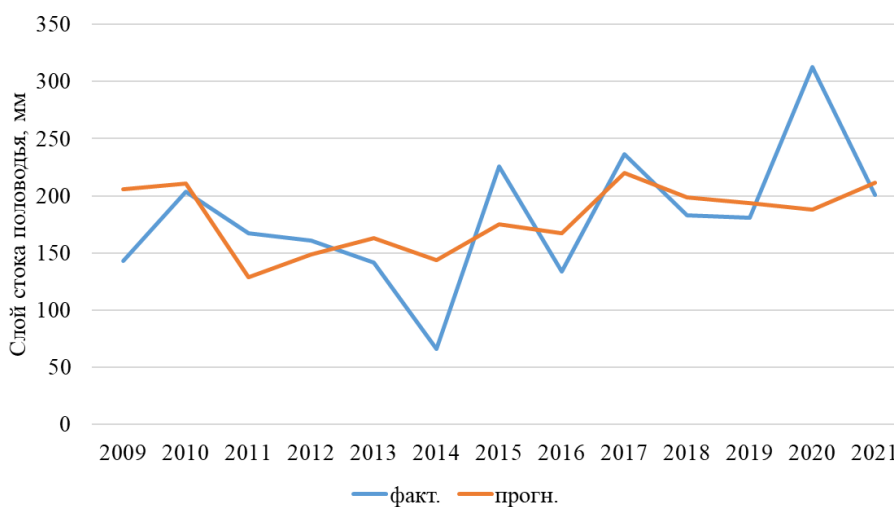


Рисунок Б.3 – Фактические и прогнозные слои стока весеннего половодья
(р. Паша – с. Часовенское)

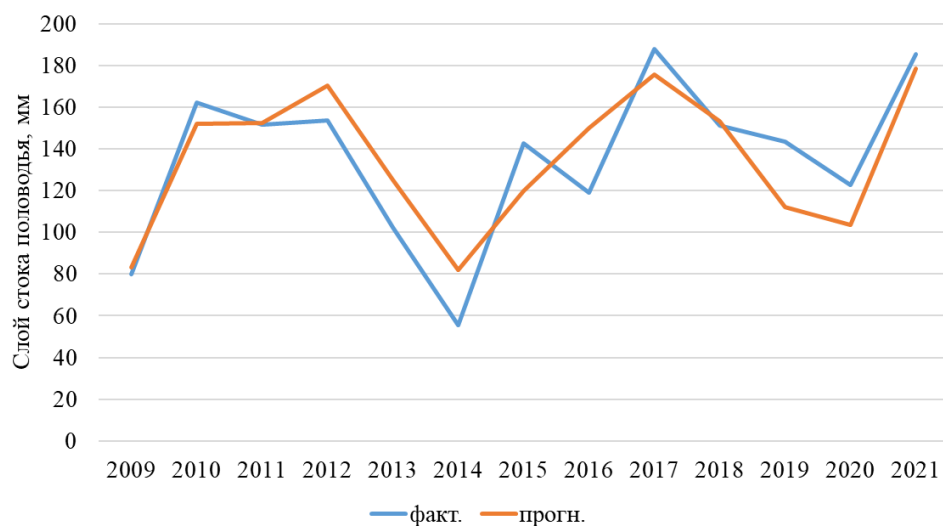


Рисунок Б.4 – Фактические и прогнозные слои стока весеннего половодья
(р. Шуя – д. Бесовец)

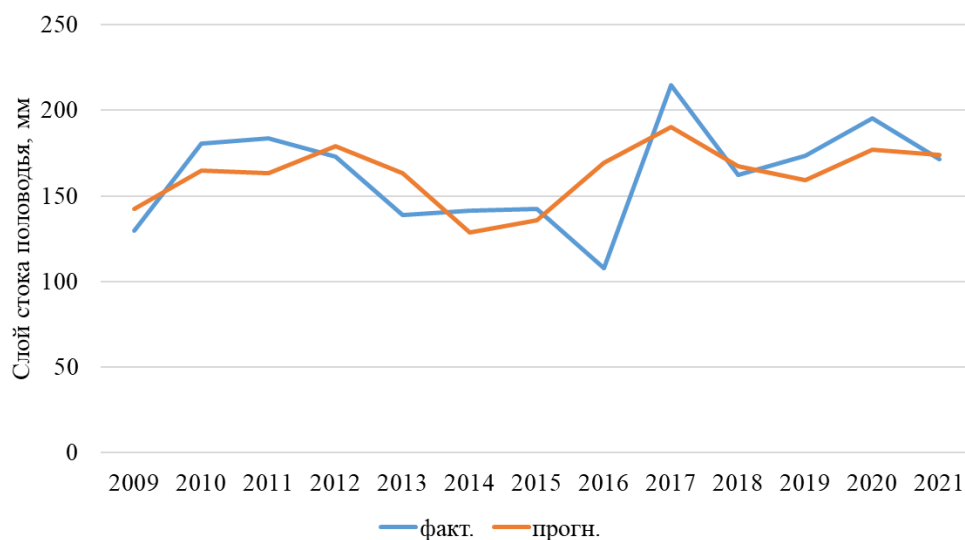


Рисунок Б.5 – Фактические и прогнозные слои стока весеннего половодья
(р. Водла – г. Пудож)

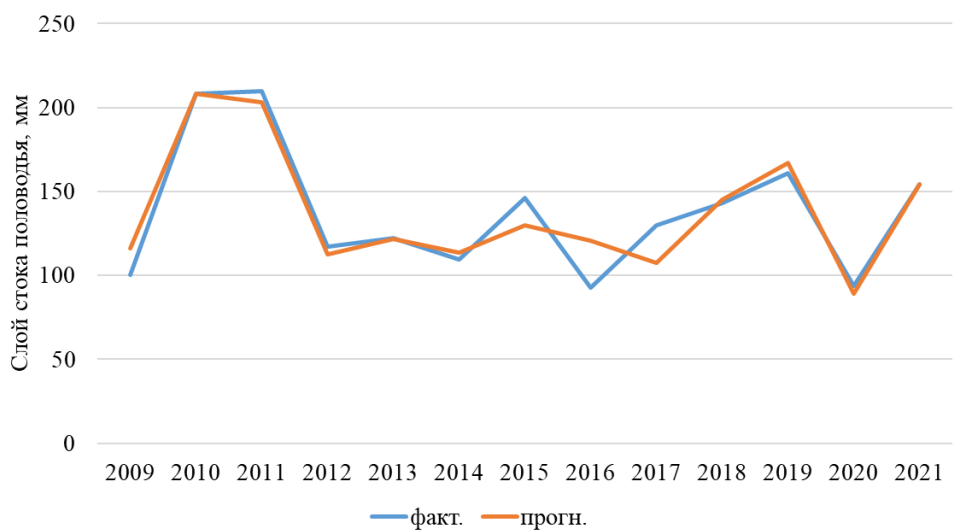


Рисунок Б.6 – Фактические и прогнозные слои стока весеннего половодья
(р. Тигода – ст.Любань)

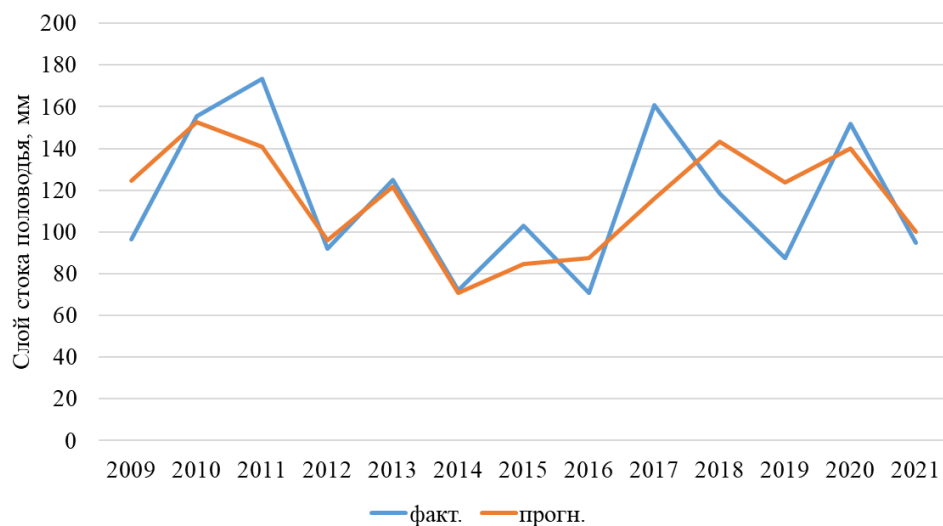


Рисунок Б.7 – Фактические и прогнозные слои стока весеннего половодья
(р. Мста – д. Девкино)

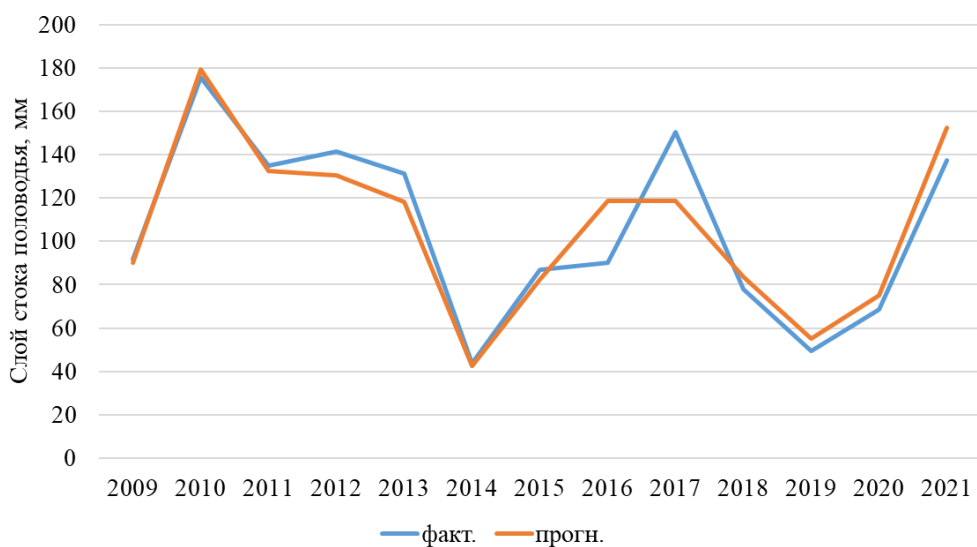


Рисунок Б.8 – Фактические и прогнозные слои стока весеннего половодья
(р. Ловать – г. Холм)

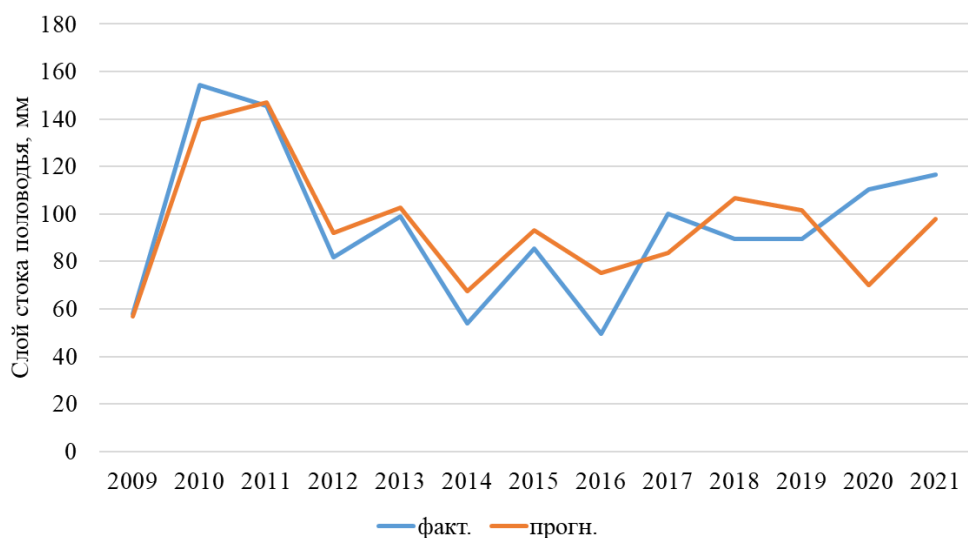


Рисунок Б.9 – Фактические и прогнозные слои стока весеннего половодья
(р. Луга – ст. Толмачево)

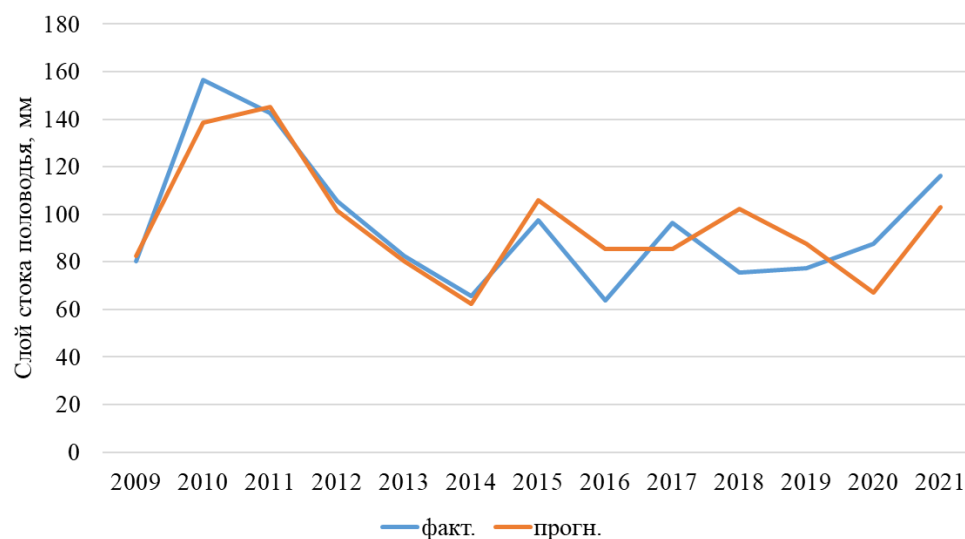


Рисунок Б.10 – Фактические и прогнозные слои стока весеннего половодья
(р. Плюсса – д. Брод)

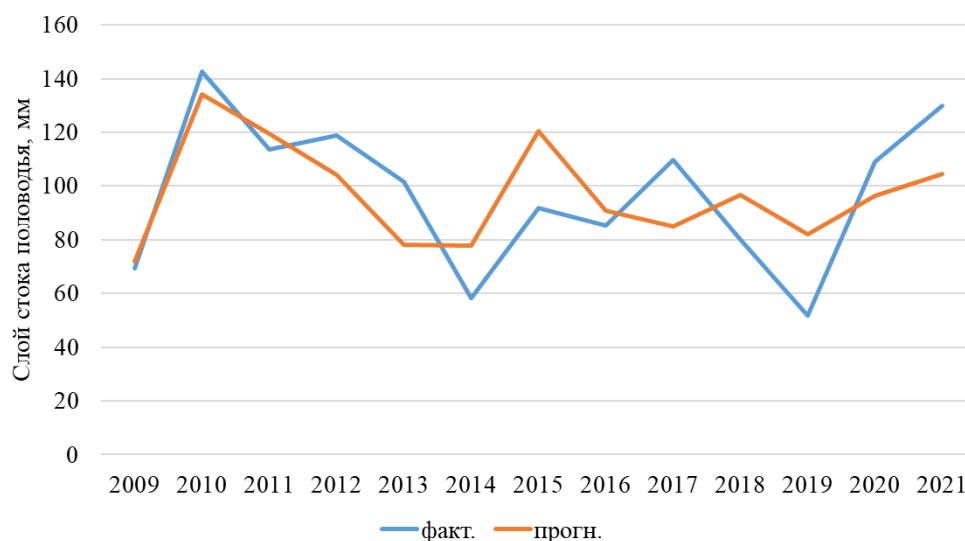


Рисунок Б.11 – Фактические и прогнозные слои стока весеннего половодья
(р.Великая – д. Пятоново)