

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«Омский государственный педагогический университет»

На правах рукописи



Волковская Наталья Петровна

ОЦЕНКА ГИДРОЛОГО-КЛИМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ СТОКА И ПРОГНОЗ
МАКСИМАЛЬНЫХ УРОВНЕЙ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ В РЕЧНЫХ
БАССЕЙНАХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

25.00.36 – Геоэкология (науки о Земле)

Диссертация
на соискание учёной степени
кандидата географических наук

Научный руководитель
доктор географических наук, доцент
Мезенцева Ольга Варфоломеевна

Омск – 2019

Оглавление

Введение.....	4
1 Исследование закономерностей и факторов, влияющих на формирование максимальных уровней воды весеннего половодья в различных климатических и физико-географических условиях Западно-Сибирской равнины.....	12
1.1 Физико-географическая характеристика.....	13
1.2 Почвы и растительность.....	15
1.3 Гидрологическая характеристика.....	16
1.4 Подземные воды.....	26
1.5 Климатическая характеристика.....	27
1.5.1 Температура воздуха.....	29
1.5.2 Осадки.....	33
1.5.3 Снежный покров и многолетнемерзлые грунты.....	43
1.6 Строение гидрологической сети и антропогенное влияние на сток рек территории Омской области.....	56
2 Пространственно-временная изменчивость глубины промерзания почвы в бассейне Среднего Иртыша	63
2.1 Глубина промерзания почвы в бассейне Среднего Иртыша	63
2.2 Влияние изменения количества выпадающих осадков на глубину промерзания почвы в бассейне Среднего Иртыша.....	72
2.3 Температура в начальный период промерзания почвы.....	77
2.4 Влияние изменения глубины промерзания почвы в бассейне Среднего Иртыша на зимний сток.....	81
2.5 Влияние изменения глубины промерзания почвы в бассейне Среднего Иртыша на весенний сток.....	83
3 Прогнозы формирования весеннего половодья в бассейнах Западно-Сибирской равнины.....	87

3.1 Линейные физико-статистические зависимости для прогноза максимальных уровней весеннего половодья.....	89
3.2 Изменение параметров модели прогноза ежедневных уровней воды для рек Обь и Иртыш	94
3.2.1 Применение ландшафтно-гидрологического районирования и широтные зоны в моделях прогноза речного стока.....	95
3.2.2 Основа расчётов склонового притока и руслового добега, подмодель начальных запасов воды в речной системе и основное уравнение модели прогноза.....	102
3.2.3 Оптимизация параметров гидролого-математической модели ежедневных прогнозов на реках Обь и Иртыш.....	104
3.2.4 Оценка параметров модели прогноза.....	119
Заключение.....	123
Список литературы.....	126
Приложение А (обязательное) Динамика среднегодовой температуры воздуха по метеостанциям Западно-Сибирской равнины.....	148
Приложение Б (обязательное) Динамика среднегодовых сумм осадков по метеостанциям Западно-Сибирской равнины за период с 1966 по 2015 год.	154
Приложение В (обязательное) Динамика максимальных запасов воды в снежном покрове по метеостанциям Западно-Сибирской равнины за период с 1966 по 2015 год.....	159
Приложение Г (обязательное) Корреляционные связи максимальных уровней воды в реках с метеорологическими факторами.....	167
Приложение Д (обязательное) Описание гидролого-климатической модели прогноза и характеристики её отдельных параметров.....	168

Введение

Актуальность исследования. В условиях плоского рельефа Западно-Сибирской равнины в годы с высоким весенним половодьем уровни воды в реках поднимаются на несколько метров, это приводит к подтоплению и затоплению огромных площадей, к затруднению естественного дренирования и ещё большему распространению болот. Длительные затопления и подтопления приводят к изменению лесных и других геосистем, нанесению ущерба лесному хозяйству от вымокания леса, к разрушению дорог и мостов, микробиологическому и химическому загрязнению почвы. В целях своевременного информирования населения, органов исполнительной власти и МЧС об угрозе наводнений, важное практическое значение получают исследования, направленные на разработку методов прогнозов максимальных уровней весеннего половодья, учитывающие происходящие гидролого-климатические изменения, влияние деятельности человека при регулировании стока. Точный прогноз параметров половодья позволяет сократить материальные потери от наводнения и его последствий затоплений в населенных пунктах.

Результаты исследования факторов формирования весеннего половодья в пределах Западно-Сибирской равнины последних десятилетий могут быть использованы для инженерно-гидрологического обоснования водохозяйственных мероприятий и проектов направленных на восстановление нарушенных гидроэкологических условий при активном антропогенном воздействии.

Цель работы – исследование гидролого-климатических факторов, оказывающих влияние на формирование характеристик весеннего половодья на реках Западно-Сибирской равнины и разработка методик прогноза максимальных и ежедневных уровней воды весеннего половодья.

Для достижения этой цели решались следующие **задачи**:

1) создать электронный архив гидрологических и метеорологических данных;

2) оценить факторы окружающей среды, влияющие на характеристики водного режима рек с учетом их взаимосвязи;

3) адаптировать комбинированную концептуальную модель стока (Д. А. Буракова) для ежедневных уровней воды на Средней Оби, Нижнем и Среднем Иртыше. Адаптация заключается в выборе значимых предикторов, а также включает оптимизацию параметров моделей;

4) разработать физико-статистические методики долгосрочного прогноза для рек Иртыш и Обь с учетом современных данных.

Объектом исследования являются бассейны рек Западно-Сибирской равнины.

Предмет исследования – гидролого-климатические факторы стока рек Западно-Сибирской равнины, их пространственная и временная изменчивость; адаптация для отдельных гидрологических постов комбинированной концептуальной модели краткосрочного прогноза уровней воды; разработка прогноза максимальных уровней воды на основе физико-статистической зависимости.

Теоретическая и методологическая база диссертации опирается на труды исследователей в области гидрологических расчетов и прогнозов в России: Б. А. Апполова, М. А. Великанова, Г. П. Калинина, В. Д. Комарова, Л. С. Кучмента, Е. Г. Попова, Н. Ф. Бефани, Д. А. Буракова, Ю. М. Георгиевского и других. В исследовании гидроклиматических факторов и прогнозировании весенних половодий рассматриваемой территории работа основывается на результатах В. С. Мезенцева, П. С. Кузина, Д. А. Буракова, И. В. Карнацевича и других.

Методы исследования: математические методы и программные продукты обработки информационных данных (Microsoft Excel, Surfer Golden Software, GidroStatistica, STATISTICA, Weather App); комплексный гидролого-географический анализ; математическое моделирование процессов формирования стока с применением концептуальной модели.

Степень разработанности темы исследования. Первые гидрологические наблюдения начались на Западно-Сибирской равнине во времена Великой Северной экспедиции (1733–1743 годы). Систематические наблюдения за элементами водного режима рек начались с открытия гидрологических постов в 1889 году.

Изучению гидроклиматических факторов и прогнозированию весенних половодий рассматриваемой территории посвятили свои исследования В. С. Мезенцев, П. С. Кузин, Д. А. Бураков, И. В. Карнацевич, А. М. Комлев, Н. Г. Сербов. С накоплением многолетних рядов данных наблюдений продолжена активная работа по исследованию особенностей отдельных бассейнов Западно-Сибирской равнины. Анализом современных изменений климатических параметров рассматриваемой территории, стока отдельных рек и совершенствованием методов прогнозов уровней воды занимаются авторы: В. В. Паромов, С. Г. Копысов, Е. Д. Кошелева, В. А. Земцов, Е. В. Румянцева, О. Г. Савичев, А. В. Игнатов, Козин В. В., Галахов В. П. и другие.

Исследования влияния изменений последних десятилетий на максимумы в реках и разработка новых методик прогноза высших уровней воды в отдельных пунктах рек Обь-Иртышского бассейна важны для проведения мероприятий по заблаговременному предупреждению и снижению ущерба от наводнений.

Научная новизна работы:

1) Впервые представлены изменения показателей устойчивого снежного покрова и показаны в виде картосхемы закономерности его пространственно-временного распределения по Западно-Сибирской равнине, в связи с изменением региональных характеристик климата в последние десятилетия.

2) Впервые проанализирована глубина промерзания почвы в бассейне Среднего Иртыша, выявлено сокращение глубины промерзания почвы в последние десятилетия, что может увеличить перераспределение части весеннего стока из наземного в подземный сток.

3) Впервые применена комбинированная концептуальная модель Д. А. Буракова краткосрочного прогноза уровней (расходов) воды на отдельных

пунктах Средней Оби, Нижнего и Среднего Иртыша, учитывающая спутниковую информацию о динамике заснеженности бассейна.

4) Разработаны новые методик прогноза максимальных уровней воды на основе физико-статистической зависимости по пунктам: Нижневартовск, Черлак, Омск.

Основные защищаемые положения:

1) Изменению климата Западно-Сибирской равнины сопутствует увеличение максимального запаса воды в снежном покрове по южной лесостепи и лесной природной зоны с наибольшими темпами роста по отдельным северным водосборам и уменьшением продолжительности залегания снежного покрова в лесотундре, лесной природной зоне, южной лесостепи и степи.

2) Уменьшение глубины промерзания почвы на 28–39 % по бассейну Среднего Иртыша в современный период обусловлено значительным увеличением средней температуры воздуха в октябре, а также увеличением количества осадков холодного периода на всех метеостанциях с интенсивностью от 2–12 мм за 10 лет. Уменьшение глубины промерзания вызвало увеличение минимального зимнего стока рек тайги и подтайги (Шиш, Туй, Уй) в среднем на 17 % ($0,22-1,25 \text{ м}^3/\text{с}$), что привело к соответствующей потере бассейнового влагозапаса. Однако вследствие увеличения снегонакопления это не вызвало сокращения максимумов весеннего половодья.

3) Адаптирована концептуальная модель прогноза ежедневных уровней воды в населенных пунктах Средней Оби, Нижнего и Среднего Иртыша, учитывающие пространственное распределение по речному бассейну гидрометеорологических характеристик, в том числе данные о динамике заснеженности бассейна по спутниковой информации.

4) Новые методики долгосрочного прогноза максимальных уровней воды по пунктам: Нижневартовск, Черлак, Омск, в основе которых положены физико-статистические связи между уровнями и факторами их формирования, обладают хорошим качеством и высокой оправдываемостью.

Исходные материалы:

1) Для анализа тенденций изменения температуры воздуха, атмосферных осадков, снежного покрова, годового, сезонного и месячного стока использовались данные Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды России (Росгидромет).

2) Для адаптации концептуальной математической модели формирования стока и прогноза ежедневных уровней воды на отдельных пунктах Средней Оби, Нижнего и Среднего Иртыша, а также максимальных уровней воды рек сформированы выборки ежедневных и характерных гидрометеорологических данных из архивных фондов Обь-Иртышского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.

Личный вклад автора. Осуществлен сбор данных за 1960 – 2015 гг. и их представление в виде взаимосвязанных электронных таблиц, производство расчётов, создание зависимостей, картографирование гидролого-климатических характеристик, анализ результатов и формулирование выводов, испытание методик прогноза уровней. В основном результаты оригинальны и получены или лично автором, или в научном коллективе при его участии. Расчётные и графические материалы, которые не сопровождаются ссылками, выполнены автором диссертации.

Теоретическая значимость диссертации:

– в оценке многолетних вариаций воднобалансовых компонентов окружающей среды в связи с современными изменениями климата;

– в установлении взаимосвязей характеристик речного стока с обуславливающими его факторами и создание на их основе долгосрочных прогнозов максимальных уровней;

– в картографировании водно-балансовых характеристик с целью выявления географических закономерностей их распределения;

– в реализации концептуальной модели прогноза ежедневных уровней воды весеннего половодья для Средней Оби и Иртыша, учитывающей упомянутые взаимосвязи и закономерности.

Практическая значимость.

Результаты исследования вошли в отчеты по НИР. Начиная с 2011 года, автор участвовала в создании математической модели в составе творческого коллектива под руководством Д. А. Буракова и испытании полученных методик прогнозов. Результаты исследований включены в отчет по теме 1.7.48 Плана НИОКР Росгидромета «Автоматизированная технология прогноза ежедневных и максимальных уровней воды на Средней Оби и Нижнем Иртыше». Результаты, полученные при разработке методов и программного обеспечения прогнозов прогноза максимальных и ежедневных уровней воды весеннего половодья для бассейна р. Иртыш по Омской области внесены в заключительный отчет о НИР и ОКР.

Разработанные в диссертации методики краткосрочных прогнозов ежедневных и долгосрочных прогнозов максимальных уровней воды на отдельных пунктах Средней Оби, Нижнего и Среднего Иртыша внедрены Техническим советом в прогностическую практику ФГБУ «Обь-Иртышского УГМС». Выпускаемые на их базе прогнозы характеристик весеннего половодья рек Обь и Иртыш представляют интерес для подразделений Министерства Российской Федерации по делам гражданской обороны, чрезвычайным ситуациям и ликвидации последствий стихийных бедствий по Сибирскому и Уральскому федеральным округам, а также при планировании хозяйственной деятельности в долинах рек. Результаты произведенного анализа важны при гидрологическом обосновании проектов водохозяйственных сооружений и систем.

Электронный архив гидрометеорологических данных используется в ФГБУ «Обь-Иртышское УГМС» для разработки фонового долгосрочного прогноза максимальных уровней воды рек исследуемой территории.

Степень достоверности результатов установлена на основе многолетних рядов данных наблюдений с применением статистических методов анализа и методики, изложенной в Наставлении по службе прогнозов [158].

Публикации. По теме диссертации опубликовано 22 работы, в том числе 2 статьи в журналах, включенных в Перечень рецензируемых научных изданий, в

которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук, 9 статей в прочих научных журналах, 11 статей в сборниках материалов международных и всероссийских научных и научно-практических конференций (из них 3 зарубежные конференции).

Апробация работы. Результаты исследований обсуждались следующих на международных, всероссийских и региональных конференциях:

– международной научно-практической конференция «Инновационное развитие современной науки: проблемы и перспективы» (Астана, Казахстан, 2017),

– межрегиональная научно-практическая конференция «Особенности гидрологического режима рек Сибири и Урала» (Омск, 2017),

– VII Всероссийская научная конференция с международным участием «Эколого-географическая эффективность природопользования на современном этапе развития Западно-Сибирского региона» (Омск, 2017),

– V Международная научно-практическая конференция «Современное научное знание: теория, методология, практика» (Смоленск, 2018),

– VI Международная научно-практическая конференция «Актуальные проблемы естествознания и естественнонаучного образования» (Омск, 2018),

– Международная научно-практическая конференция «Scientific research of the SCO countries: synergy and integration » (Пекин, 2018 и 2019),

– VIII Всероссийская научно-практическая конференция с международным участием «Природопользование и охрана природы» (Томск, 2019).

Модель ежедневных прогнозов уровней воды в р. Иртыш была представлена на обсуждение в школе молодых ученых «Modelling and forecasting of river flows and managing hydrological risks: towards a new generation of methods» в г. Москва в 2018 году, организованной Институтом водных проблем РАН и факультетом географии МГУ им. М.В. Ломоносова.

Структура и объём работы. Диссертационная работа состоит из введения, трёх глав, включает 65 рисунков, 51 таблицу (из них 26 рисунков, 13 таблиц в

приложениях), заключения, списка литературы (181 наименование), 5 приложений, объём диссертации составляет 192 страницы.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность доктору географических наук, академику РАН Ольге Варфоломеевне Мезенцевой за научное руководство работой, поддержку, понимание во время написания диссертации; заведующему кафедрой природообустройства Красноярского государственного аграрного университета, профессору кафедры гидрологии Национального исследовательского Томского государственного университета, доктору географических наук Д. А. Буракову – за научное руководство при разработке и реализации программного обеспечения моделей прогноза; заведующей кафедрой физической географии и методики обучения географии факультета естественнонаучного образования ОмГПУ, кандидату географических наук, доценту Л. В. Азаровой и всему коллективу кафедры; заведующему отделом речных гидрологических прогнозов Гидрометцентра России, кандидату географических наук С. В. Борщу; начальнику Обь-Иртышского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Н. И. Криворучко; начальнику Гидрометцентра Обь-Иртышского УГМС Л. А. Литовкиной и сотрудникам Гидрометцентра; сотрудникам отдела гидрологических прогнозов Обь-Иртышского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.

1 Исследование закономерностей и факторов, влияющих на формирование максимальных уровней воды весеннего половодья в различных климатических и физико-географических условиях Западно-Сибирской равнины

История исследований. Первые сведения о реках Западной Сибири относятся к последней четверти XV века, которые получены при походе русских на р. Обь по указу Ивана III. Затем исследования продолжились при походе Ермака в Сибирь в 1581 году при Иване IV. В 1667 году была составлена первая географическая карта «Чертеж Сибирской земли» воеводой Петром Годуновым в г. Тобольск. В 1700 году летописцем Ремезовым с сыновьями был создан первый географический атлас «Чертежная книга Сибири», состоявший из предисловия и 23 карт [118].

Экспедиционные исследования. Еще при Петре I начали проводиться экспедиционные изыскания, выполнены отдельные эпизодические простейшие гидрологические изучения колебания уровня воды. Первые обширные и подробные гидрологические и метеорологические наблюдения в Западной Сибири начались в 1733 году. Наблюдения были организованы членами «Великой Северной экспедиции» под руководством Витуса Беринга. Усилиями четырех отрядов были описаны и картографированы огромные территории Сибири.

Начало систематических наблюдений. Для улучшения судоходства в бассейнах Иртыша и Оби Навигационно-описной комиссией Министерства путей сообщения в 1876–1881 годах была организована гидрологическая сеть; многие из этих постов действуют и в настоящее время.

К концу XIX века экспедициями Сибирского округа путей сообщения были составлены планы, карты, продольные и поперечные профили реки, измерены расходы воды. Первая мировая война (1914–1918 годов) оборвала исследовательские работы [118].

С подъемом промышленного и сельскохозяйственного производства, индустриализацией страны в 1930–1950 гг. возобновляются крупные работы по

исследованию и рациональному использованию водных ресурсов Западной Сибири. К таким работам относятся в первую очередь комплексные экспедиции Академии наук СССР, работы по исследованию подземных вод, предпринятые Геологическим комитетом и другими организациями, работы Государственного гидрологического института (ГГИ) и организации гидрометеорологической сети, Всесоюзного научно-исследовательского института гидротехники и мелиорации (ВНИИГиМ) и ряда других научно-исследовательских и проектно-изыскательских учреждений.

В 1930 году началось планомерное развитие гидрологической сети с организации Главного управления Гидрометеорологической службы и наращивания сети водомерных постов не только на сплавных и судоходных реках, но и на реках, имеющих мелиоративное значение [118].

1.1 Физико-географическая характеристика

Рассматриваемая территория расположена между 53° до 73° северной широты и 60° до 84° восточной долготы, занимаемая площадь – около 1,5 млн. км².

Западно-Сибирская равнина – одна из крупнейших по площади низменных равнин Земли располагающаяся от берегов Карского моря до степей Казахстана и от Урала на западе до Среднесибирского плоскогорья на востоке[52]. Территория равнины показана на рисунке 1.1.

По строению территория равнины является сочетанием отдельных низменностей и возвышенностей с высотами от 250 до 285 м. По широте располагаясь от предгорий Урала к северному продолжению Енисейского кряжа по возвышению Сибирских увалов, равнина разделяется на две котловины: Нижнеобскую и Среднеобскую. Только на небольшой части Западно-Сибирской равнины по северо-западу расположены восточные склоны Уральских гор, а на остальной территории поверхность обеих котловин представляет собой низменную равнину с повышающимися краями с общим очень маленьким

падением на север. Котловины объединены между собой широким понижением – долиной р. Обь, которая состоит из нескольких грив с плоскими понижениями.



Рисунок 1.1 – Физико-географическая карта района исследования [11]

Наиболее пониженные (около 20 м над уровнем моря) части Среднеобской котловины находятся в среднем течении Оби, близ устья р. Иртыша.

В Нижнеобской котловине наиболее пониженные части расположены на севере, к ним направляются реки Таз, Пур, Надым, Обь.

В основе Западно-Сибирской равнины молодая послегерцинская платформа, покрытая мощной толщей мезозойских, третичных и четвертичных отложений.

Современные микроформы рельефа в северной части территории формируются мерзлотно-солифлюкционными процессами (бугры пучения и др.), в южной части – карстово-суффозионными процессами (наличие множества мелких плоских понижений) [142–144].

1.2 Почвы и растительность

В арктической зоне распространены полигональные пятнистые тундры с травянистой растительностью. Южнее распространены грубые и неразвитые почвы с отдельными участками торфянисто-глеевых суглинистых почв, в наиболее сухих местах на песках – подзолистые почвы. Растительность тундры представлена мхами, лишайниками, осокой, карликовой берёзой и др.

В лесотундровой природной зоне почвы переходные от торфяно-глеевых к подзолисто-глеевым. Основу растительного покрова составляют лишайники (ягель) и мхи, карликовая береза, кустарниковая ольха, багульник и голубика с отдельными елово-лиственничными участками леса.

По северу лесной природной зоны преобладают почвы торфяно-болотистого типа, при продвижении к югу увеличивается количество подзолистых почв, развитых на суглинках. На самом юге зоны наиболее распространены дерново-подзолистые почвы. Моховые (сфагновые) болота являются основной характерной особенностью растительности лесов. Древесная растительность представлена пихтой, елью, кедром, лиственницей, берёзой и осиной, с подлеском из рябины, бузины, желтой акации [142–144].

Лесостепь занимает южную часть равнины, продолжаясь в широтном направлении с запада на восток. По основному степному фону лесостепи разбросаны небольшие участки – колки, приуроченные часто к плоским понижениям рельефа. Здесь в основном распространены солончаковые почвы и частично болотные, по югу – солонцы. Почвы в южной лесостепи – средние чернозёмы. Колки состоят из пушистой берёзы с примесью осины и бородавчатой берёзы, в подлеске – ивы. В составе травостоя: вейник, осока, пырей и чины. В ишимской степи на возвышенных местах – высокоствольные березняки с подлеском из черёмухи, шиповника и боярышника, на песчаных пространствах речных долин – сосновые боры на подзолистых почвах.

На самом юге равнины, в степной природной зоне, на чернозёмных почвах растительный покров состоит в основном из ковыля, типчака и некоторых других трав [143–144].

В настоящее время обширные площади в природных зонах лесостепи и степи превращены в сельскохозяйственные угодья, отведенные в основном под зерновые и зернобобовые культуры.

1.3 Гидрологическая характеристика

Важной гидрологической особенностью территории является замедленный поверхностный сток и слабый естественный дренаж грунтовых вод из-за плоскости рельефа и малым врезом речных долин. Уклон равнинных рек в основном составляет 0,07–1,20 ‰, на реках предгорья Урала – 2,00–5,00 ‰. Это стало причиной широкого распространения болот. Заболоченность отдельных частей Западно-Сибирской равнины, например бассейна Конды, достигает 70 %.

Речная сеть наиболее развита в лесной и лесотундровых природных зонах, на междуречьях Оби, Иртыша, Ишима и Тобола распространены области с внутренним замкнутым стоком. Густота речной сети на юге Западно-Сибирской равнины незначительная – 0,1–0,2 км/км², средняя густота на остальной территории около 0,3 км/км².

В питании рек преобладают талые воды сезонных снегов, жидкие осадки и подземные воды. По характеру водного режима реки равнины относятся к двум типам: реки с весенним половодьем и паводками в теплое время года и реки с весенне-летним половодьем и паводками в теплое время года. К первому типу питания относятся притоки реки Иртыша до впадения Тобола, ко второму типу относятся реки правобережья Иртыша, бассейны рек Конда и Северная Сосьва, реки правобережья Нижней Оби, бассейны рек Пур и Таз, а также реки тундры и лесотундры [142].

Весеннее половодье связано с таянием снежного покрова и является основной фазой водного режима рек территории. Водный режим больших рек – Оби, Иртыша и Ишима – носит сложный характер, обусловленный трансформацией различных типов режима тех зон, через которые они протекают. Половодье на реках бассейна начинается с юго-запада в первой декаде апреля и заканчивается в первой декаде сентября на Средней и Нижней Оби. Средняя продолжительность половодья на реках с весенним половодьем составляет 30–80 суток, на реках с весенне-летним половодьем – 40–140 суток, на крупных реках – 120–140 суток. В отдельные годы, затянувшиеся дождевые паводки могут накладываться на волну половодья. Объем стока половодья рек территории составляет в среднем 45–80 % годового.

На рисунке 1.2 автором нанесён ежедневный ход уровней воды весеннего половодья рек с различным водным режимом в средний год. Для реки Ишим у города Ишим показаны ежедневные изменения уровней за 2005 и 2006 годы, так для реки средний уровень половодья является рассчитанным из многолетних значений, при характерных значительных отклонениях год от года. Наиболее продолжительные половодья рек Иртыш, Обь приводят к гибели древесной растительности на пойме.

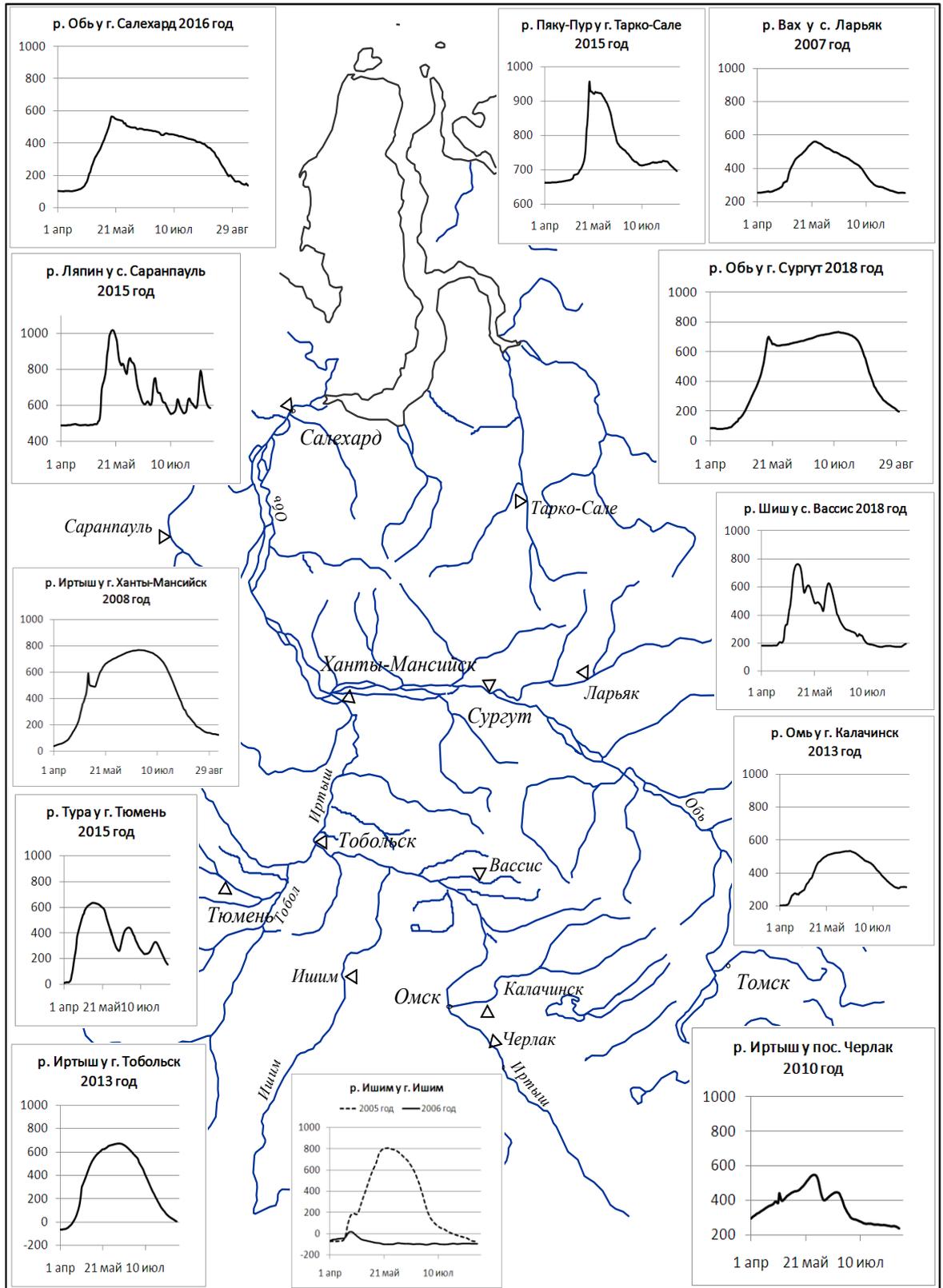


Рисунок 1.2 – Ежедневный ход уровней воды весеннего половодья рек Западно-Сибирской равнины с различным водным режимом в средний год

После окончания половодья наступает период летне-осенней межени и продолжается 30–150 дней. Зимняя межень продолжительная, устойчивая составляет 140–170 дней [55–56, 142–144].

На территории равнины расположен один из крупнейших бассейнов в мире – Обь-Иртышский. Река Обь образуется от слияния рек Бии и Катунь. Длина ее 3650 км, площадь водосбора 2990000 км². На территории Среднеобской котловины Обь принимает притоки равномерно как слева, так и справа. Русло реки состоит из нескольких рукавов. Долина ее расширяется более 30 км, русло разбивается на многочисленные протоки, крупнейшие из них: Вартовская, Юганская ЮОбь, Сытомика, Салымская, Неулево. Ширина трапецеидальных долин проток изменяется от 12 до 40 км, её склоны крутые или умеренно крутые высотой от 20 до 35 м. Высота берегов проток Средней Оби становится ниже с востока на запад. Правый берег проток обычно крутой высотой от 8 до 14 м, левый, чаще – умеренно крутой от 6 до 10 м. Пойма Средней Оби изрезана многочисленными протоками меньшего размера, озерами и затапливается полностью в годы с высоким половодьем. После впадения Иртыша русло Оби становится одорукавным и раздваивается на большую и Малую Обь на протяжении 460 км. Ниже Салехарда река образует обширную дельту – Обскую губу Карского моря. Гидрографическая характеристика основных притоков реки Обь представлены в таблице 1.1.

В бассейне Средней Оби значительное из-за равнинного рельефа и избыточного увлажнения развитие получили выпуклые грядово-мочажинные болота. В зависимости от условий питания и рельефа на верховых болотах имеют развитие также грядово-озерковые и озерные комплексы. На правобережье Оби, между реками Аган и Лямин, выделяется особый болотный район, – Сургутское полесье. Здесь плоские водоразделы между реками покрыты сплошным торфяным плащом. Площадь их на 90 % занята безлесным грядово-озерным комплексом (лесами занято не более 2–3 % площади района). Озера размером от сотен квадратных метров до десятков и даже сотен квадратных километров занимают

30–60 % площади комплекса [142]. Заболоченность, залесенность и озёрность указана в таблице 1.2.

Таблица 1.1 – Гидрографическая характеристика основных притоков реки Обь выбрана из [143]

Название реки	Длина реки, км	Площадь водосбора, км ³
Томь	827	62000
Чулым	1799	134000
Кеть	1621	94200
Васюган	1082	61800
Вах	954	76700
Большой Юган	1063	34000
Иртыш	4248	1643000
Северная Сосьва	754	98300
Полуй	632	21000

Таблица 1.2 – Степень лесистости, заболоченности и озёрности, % [57, 58]

Река–пункт	Озёрность	Заболоченность	Лесистость
Омь–Калачинск	1	40	20
Тара–Муромцево	<1	40	40
Уй–Седельниково	<1	30	60
Шиш–Васисс	<1	30	70
Туй–Ермиловка	<1	15	80
Бол. Аев–Чебаклы	<1	35	40
Барсук–Каточиги	<1	25	55
Вагай–Нововыигрышная	2	15	30
Балахлей–Балахлей	<1	30	30
Ашлык–Ашлык	3	25	60
Носка–пос. Новоносинский	2	65	30
Большой Юган–Угут	1	35	60
Малый Юган–Кинямины	2	30	-
Васюган–Средний Васюган	2	40	-
Вах–Ваховск	5	40	-

Южнее, на западе Западно-Сибирскую равнину от восточных предгорий Урала холмами Зауральского плато. Плоская поверхность низменности пересечена широкими долинами левобережных притоков реки Тобол. Высота междуречий обычно не превышает 130–150 м, понижения имеют отметки менее 100 м. Общий облик равнины значительно изменяется в разных ее частях. Для северной таежной части равнины характерно широкое распространение болот.

Особенно заболочены водосборы рек Тавды и Туры. Южнее обширные болотистые пространства сменяются районами с многочисленными озерами. Междуречные пространства в лесостепной зоне представляют собой равнины, в пределах которых встречаются невысокие по 2–4 м плоские бугры, вытянутые в северо-восточном направлении. Между буграми местность нередко заболочена или покрыта солончаковыми почвами [144].

Река Иртыш является самым большим притоком Оби. Исток располагается на территории Китайской Народной Республики и вливается в Обь на 1162 км от её устья. Длина реки в пределах территории России составляет 2848 км. Общая площадь водосбора равна 1,6 млн. км², на рассматриваемой территории 1,1 млн. км². Между городами Семей и Омск (среднее течение реки), Иртыш не принимает полноводных притоков, поэтому его русло часто разделяется на рукава, имеется множество островов, имеются отмели. Ширина долины изменяется от 5,0 до 19,0 км, а при подходе к городу Омску сужается до 2,0 км. Пойма изобилует старицами и озёрами. Русло реки петляющее, шириной от 200 до 900 м.

На участке от города Омска до города Тобольска Иртыш, принимая несколько притоков: Омь, Тара, Уй, Шиш, Туй, Оша, Ишим, Вагай, становится более мощной рекой, здесь её долина и русло изменяется. Долина реки справа ограничена яром высотой в 20–40 м, расположенном, то вдоль берега реки, то в нескольких километрах от неё. Восточнее реки за бровкой коренного берега расположены леса, местами сильно заболоченные. Левобережная долина пологая, постепенно повышаясь, сливается с равниной. Пойма реки широкая до 6–8 км. Высокие яры, подступающие к Иртышу, изрезаны глубокими логами. Русло реки изменчиво, особенно в местах сравнительно мелководных. Ширина реки колеблется от 500 до 1000 м.

На рисунках 1.3, 1.4 показан Иртыш на юге Омской области в степной природной зоне и у города Омск.

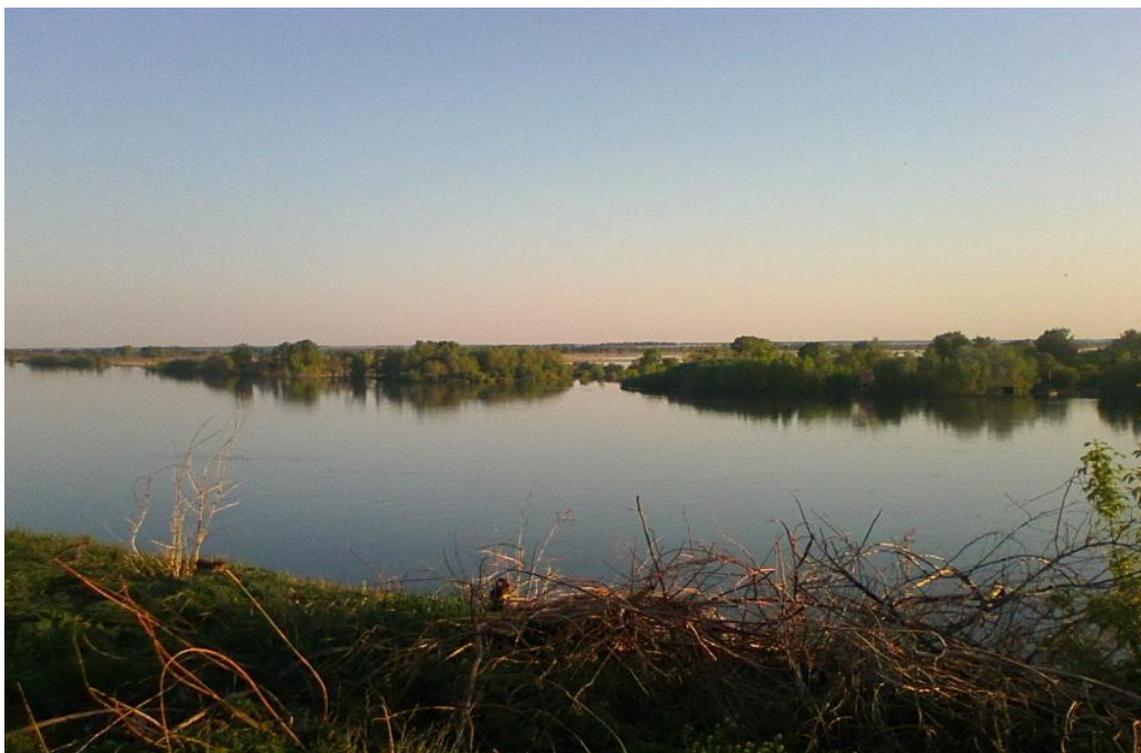


Рисунок 1.3 – Река Иртыш в степной природной зоне (у р.п. Черлак Омской области, май 2016 г.). Фото Т. Л. Балобанова

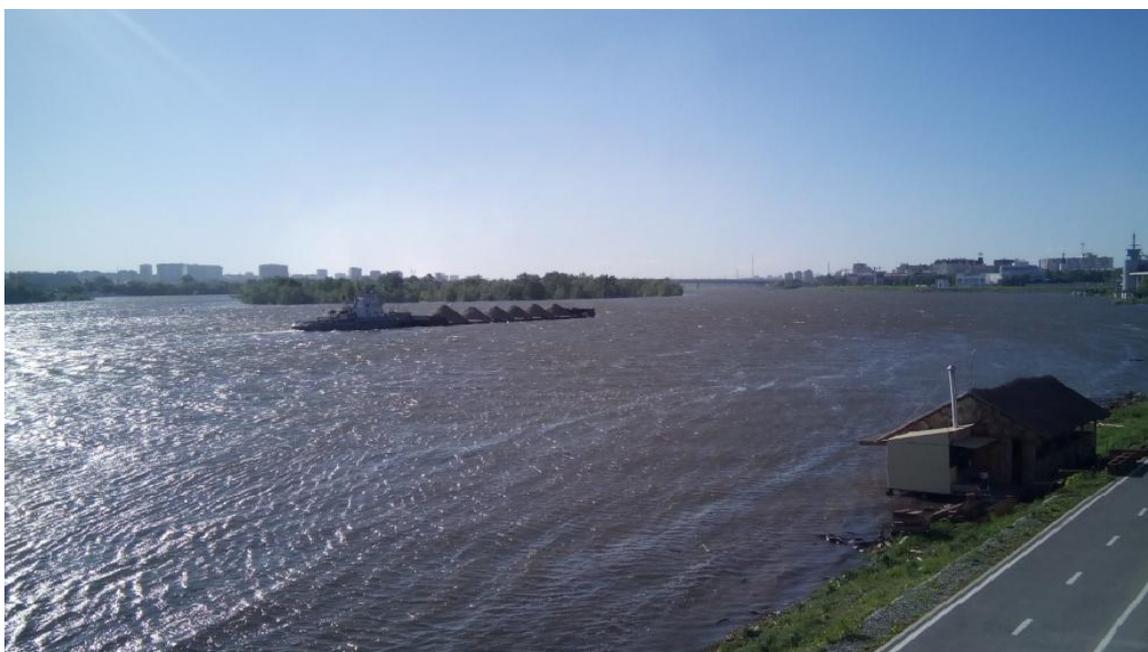


Рисунок 1.4 – Река Иртыш (у города Омск 25.05.2017). Фото Н. П. Волковской

От города Тобольск реку называют Нижним Иртышом. Принимая в 6 км выше города Тобольска один из своих крупных притоков – Тобол, Иртыш

становится ещё более мощной и многоводной рекой. Справа Иртыш принимает притоки Туртас, Демьянку, слева – Носку, Алымку и Конду.

К северу от города Тобольска Иртыш течёт по широкой долине, ограниченной с обеих сторон увалами, расходящимися на 10–20 км и лишь в некоторых местах сближающимися до 2–3 км.

По мере приближения к Оби долина Иртыша становится шире, достигая 30–35 км, сливается с долиной Оби. Нижний Иртыш состоит из нескольких рукавов с обширными островами между ними. В весеннее половодье река часто меняет своё русло, оставляя в пойме многочисленные узкие и длинные старицы. В результате перемещения русла Иртыш подходит ближе к правому коренному берегу, сильно разрушая его [143].

По площади водосбора река Тара у поселка Муромцево в три раза меньше реки Омь у города Омска, но по водности уступает 15 % (средний многолетний расход Оми у города составляет 51,4 м³/с, Тары у Муромцево – 43,4 м³/с).

Река Оша берет начало из озера Кошара, протекает через оз. Тенис, впадает с левого берега в Иртыш. Длина реки 530 км.

Река Ишим берет начало в горах Ниаз и впадает в р. Иртыш с левого берега на 1016 км от устья. Длина реки 2450 км (в пределах РФ – 667 км), площадь водосбора 177000 км² (в пределах РФ – 59000 км²). В площадь водосбора включены территории бессточных бассейнов, тяготеющих к реке. Речная сеть разработана слабо. Ширина долины 12–16 км, наибольшая 19 км. Пологий левый склон долины местами незаметно сливается с прилегающей местностью. В нижнем течении Ишим принимает значительные притоки и становится более многоводным. Ишим у села Ильинское на 658 км от устья с действующей площадью водосбора 111000 км² по водности меньше почти в два раза чем у с. Орехово расположенного на 61 км от устья при увеличении действующей площадью водосбора всего на 17 % (средний многолетний расход Ишима у села Ильинки составляет 50,6 м³/с, у Орехово – 85,3 м³/с) [47]. Водность Ишима значительно меняется от сезона к сезону и от года к году особенно в среднем течении. Так наибольший расход воды за период с 1968 по 2005 г. у города Ишим

составил $1120 \text{ м}^3/\text{с}$, а наименьший $0,45 \text{ м}^3/\text{с}$ в зимний период [55, 56]. С 1968 года на режим реки до поселка Абатское оказывает влияние Петропавловская ГЭС. В таблице 1.3 приведены основные гидрографические характеристики притоков Иртыша.

Таблица 1.3 – Гидрографическая характеристика основных притоков реки Иртыш [143, 144]

Название реки	Длина реки, км	Площадь водосбора, км ³
Омь	1091	52600
Тара	806	18300
Уй	387	6920
Оша	530	21300
Шиш	378	5270
Туй	507	8490
Ишим	2450	177000
Тобол	1591	426000
Конда	1097	72800

Река Тобол – левый приток Иртыша. Река берет начало на границе Тургайского плато и южных предгорий Урала. Длина реки 1591 км, площадь бассейна 426000 км^2 , из них 35000 км^2 бессточных территорий. Наиболее крупные притоки Тобола в пределах Западно-Сибирской равнины: Исеть, Тура, Тавда. В верхнем течении Тобол река с ускоренным стоком. Среднее и нижнее течение реки расположено в широкой террасированной долине с извилистым руслом и песчано-суглинистой луговой поймой шириной до 5 км с многочисленными серповидными старичными озёрами. Высота поймы 3–4,5 м, ниже устья р. Туры – до 8–9 м. Ширина русла в верховьях и среднем течении реки менее 50 м, ниже устья Туры – 70–250 м, ниже устья Тавды – до 300–400 м [144].

Реки Омской области по типу режима относятся к рекам с весенним половодьем. Весеннее половодье – основная фаза водного режима с максимальными уровнями и расходами воды в году. В лесостепной природной зоне Омской области именно весеннее половодье в совокупности с подтоплениями от смыкания грунтовых вод с талыми являются основной природной угрозой.

Половодье в Западной Сибири проходит с третьей декады марта до середины августа и обусловлено таянием снежного покрова накопленного за зимний период.

Высота, объем и сроки формирования максимума отличаются, даже в пределах одной административной единицы, как Омская область, значительно изменяясь год от года.

Гидрологическая изученность и основные характеристики водного режима рек Обь-Иртышского бассейна. Регулярные инструментальные наблюдения в бассейне реки Иртыш начались в 1889 г. На государственной гидрологической наблюдательной сети расходы и уровни воды на территории Западно-Сибирской равнины измеряются на 202 гидрологических постах. Большая часть имеющегося на сегодняшний день массива данных представлена результатами наблюдений за уровнями воды. В настоящее время в Омской области наблюдения за гидрологическим режимом водных объектов проводятся в 36 пунктах, на юге Тюменской области – в 33, в Ханты-Мансийском автономном округе – Югре – в 46, в Ямало-Ненецком автономном округе – в 27, в Новосибирской области – 12, в Томской области – 48.

Максимальные значения уровней воды в реках равнины могут сильно отличаться по высоте подъёма в разные годы. Динамику изменений высших уровней год от года и их цикличность исследовали многие авторы Агупов А. В. [2], Андреев В. Г. [5, 6], Земцов В. А. [74], Эйрих Г. Д. [164] и многие другие [63, 69, 94, 99, 103, 106, 118, 119, 156, 157]. В своих работах авторами [6, 63, 68, 74, 134] были выделены несколько циклов по продолжительности и охвату территории.

Высшие уровни в реках Западно-Сибирской равнины наблюдаются обычно на малых реках лесостепной природной зоны в апреле, на реках лесной зоны – в мае. Крупные реки Иртыш, Тобол и Ишим достигают максимума во второй половине мая. Наиболее продолжительное формирование весеннего половодья отмечается на реках Обь и Конда, здесь максимумы наступают в июне. На реках северной части равнины максимумы фиксируются при ледоходе с конца мая по

июнь. Во время ледохода из-за стеснения русла льдом уровни воды быстро растут и при разрушении водно-ледяной пробки провоцируют разрушение мостовых переходов, затрудняя транспортную доступность населенных пунктов.

При формировании высокого максимума на реках происходит выход воды на поймы, это может привести к затоплению скотомогильников, септиков, мусорных полигонов, разрушению трубопроводного оборудования, что провоцирует микробиологическое и химическое загрязнение [67, 68]. Сход воды с поймы рек несет угрозу переноса загрязнения нефтепродуктами территорий расположенных ниже по течению [113].

1.4 Подземные воды

Подземные воды равнины большей частью принадлежит к двум артезианским бассейнам: Западно-Сибирскому и Уральскому, относятся к четырем районам: бассейн Нижнего Иртыша, бассейны Нижней Оби и рек Надыма, Пура, Таза, верховьев реки Северная Сосьва и других притоков Нижней Оби, спускающихся с восточного склона Уральских гор.

Своеобразие формирования подземных вод и их взаимосвязи с реками Западно-Сибирского артезианского бассейна являются малые уклоны поверхности, низкая эрозионная расчлененность территории в совокупности с расположением водоносных и водоупорных пластов ярусами с незначительным падением к центру бассейна. Водоносные комплексы повсеместно находятся в затрудненном водном обмене.

Подземный приток в водные объекты небольшой – около $0,5-1,0$ л/(с·км²) из-за сравнительно слабой водоносности толщи. Отмечается равномерное нарастание величин подземного стока с юга на север.

Наибольшая величина подземного стока в реки, до $3,0-3,5$ л/(с·км²) наблюдается на территории Сибирских увалов на Обь-Пур-Тазовском междуречье.

Величина коэффициента подземного стока растет с севера на юг от 10 до 40 % рек Надыма, Пура, Таза. В бассейне Нижнего Иртыша коэффициент подземного стока уменьшается до 20–30 % [143].

1.5 Климатическая характеристика

Под воздействием двух центров погоды – Азиатского максимума и Атлантики, на Западно-Сибирской равнине формируется умеренно-континентальный климат. Из-за большого расстояния с севера на юг определяет значительные отличия климатических условий северных и южных частей Западно-Сибирской равнины и отчетливо выраженную зональность климата, в совокупности с изменением количества солнечной радиации и характером циркуляции воздушных масс, преимущественно от потоков западного переноса. Южная часть равнины, удаленная от океанов на большое расстояние, отличается ещё большей континентальностью климата.

Равнинный рельеф и отсутствие складчатости способствует проникновению в её пределы воздушных масс, как с севера, так и с юга. Поэтому в любой сезон года возможны резкие изменения погоды, переход от тепла к холоду, резкие колебания температуры от месяца к месяцу, от суток к суткам и в течение суток [24].

Климатообразующие факторы – местный рельеф, протяженность с севера на юг, циркуляция атмосферы, направление воздушных масс влияют на распределение температуры воздуха, осадков, ландшафтных комплексов. Климатические условия определяют норму различных характеристик стока и типы водного режима реки, а метеорологические – их внутригодовую и межгодовую изменчивость. Осадки и температура воздуха являются наиболее важными факторами образования стока. Важнейшее гидрологическое значение для стока весеннего половодья имеют твёрдые осадки. В многоснежные годы с коротким периодом снеготаяния на реках формируются наиболее высокие уровни и расходы воды. Первая волна половодья, обусловленная снеготаянием на равнинах, сопровождается заторами льда в среднем и нижнем течении реки

Иртыша, Оби, Пура и Таза. Весенне-летний сезон на Западно-Сибирской равнине отличается неустойчивостью погоды и преобладанием холодных периодов. В природной зоне арктических тундр и лесотундр на максимальные уровни влияют температуры воздуха в зимний и весенний периоды, осадки во время снеготаяния.

Радиационный баланс в теплое время года по всей территории Западно-Сибирской равнины положителен с наибольшими значениями в июне – июле (7,5–8,5 ккал/см²). Годовой радиационный баланс по северу равнины составляет 20–22 ккал/см², к югу увеличивается до 35–40 ккал/см². До наименьших величины радиационного баланса снижаются в декабре – январе. Отклонения значений радиационного баланса в отдельные годы может значительно отличаться [116, 126, 141–144].

Циркуляция атмосферы характеризуется господством западно-восточного переноса. На рассматриваемую территорию поступают воздушные массы, различающиеся по происхождению и физическим свойствам.

Полоса наибольшей повторяемости циклонов простирается с юго-запада на северо-восток. В южной половине циклонических барических областей, и из-за высокого расположения уровня конденсации увеличиваются процессы антициклогенеза, которые в летний период ослабевают благодаря прогреву территории, и развиваются на общем фоне пониженного давления [137].

Антициклоны на рассматриваемую территорию приходят с трех сторон: с запада и северо-запада (в воздушных массах умеренных широт), с севера (в арктическом воздухе), с юго-запада (в прогретом континентальном воздухе умеренных широт, который по своим свойствам летом не отличается от тропического воздуха).

В зависимости от преобладания циркуляционных процессов того или иного типа отдельные сезоны оказываются теплыми или холодными, дождливыми или сухими.

Во время формирования весеннего половодья на реках Западно-Сибирской равнины в последние три десятилетия наблюдается потепление на 0,42–0,64 °С за 10 лет. При этом по югу территории в летний период отмечается слабый рост

температуры воздуха. Наиболее высокими темпами повышение температуры происходит по северу территории – на побережье Карского моря – около 1,65 °С за 10 лет. За период с 1976 по 2017 годы происходит рост сезонных сумм осадков, как в целом и по всей территории России, наиболее значительный рост наблюдается в весенний период около 6,0 % за 10 лет. Выявлена тенденция к сокращению продолжительности залегания снежного покрова [61].

1.5.1 Температура воздуха

Для Западно-Сибирской равнины характерны суровая продолжительная зима, сравнительно короткое, но жаркое лето, короткие переходные сезоны – весна и осень, поздние весенние и ранние осенние заморозки, короткий безморозный период. Температурный режим северной и северо-восточной частей определяется влиянием Карского моря, которое являясь источником холода летом и сильных ветров зимой. Средняя годовая температура в заполярной части составляет -8°, -11 °С; на остальной части северной половины равнины (от 66 до 61–63° с. ш.) средняя годовая температура колеблется от -7 до -3 °С; в южной половине равнины (от 61 до 54° с. ш.) средняя годовая температура воздуха порядка 0–2 °С. Наиболее теплыми являются юго-западные районы, наиболее холодными – северо-восточные. Средние значения температуры воздуха за месяцы, сезоны, год по периодам на отдельных станциях рассчитанные автором представлены в таблице 1.4.

По расчетам автора повышение средней годовой температуры последних десятилетий произошло по всей территории с интенсивностью 0,36–0,44 °С за 10 лет, по северу территории до 0,6 °С за 10 лет. В зимний период температура повышается на 0,16–0,52 °С за 10 лет по всей территории.

Потепление теплого периода года Западно-Сибирской меньше по 0,08–0,40 °С за 10 лет, более высоким темпом потепления выделяется северная часть – до 0,6 °С за 10 лет.

Таблиц 1.4 – Многолетние значения средней месячной и годовой температуры воздуха на отдельных метеостанциях Западно-Сибирской равнины, °С

Станция. период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	XI-III	IV-X
п.г.т. Тазовский (26 м)															
1939-1965	-25,7	-26,2	-22,5	-11,4	-4,4	6,1	14,2	10,8	4,7	-6,0	-19,0	-23,8	-8,6	-23,1	1,8
1966-1990	-27,8	-25,0	-20,8	-14,3	-5,2	5,5	14,1	10,7	4,2	-7,5	-17,9	-22,9	-8,9	-22,9	1,1
1991-2015	-25,9	-25,1	-18,2	-11,8	-3,1	8,4	14,4	11,2	4,5	-5,6	-18,2	-23,0	-7,8	-22,1	2,6
г. Салехард (15 м)															
1883-1915	-26,2	-22,8	-18,5	-11,3	-2,3	6,6	13,0	10,6	4,6	-5,2	-17,2	-22,2	-7,3	-22,8	2,4
1916-1940	-22,6	-23,0	-19,2	-10,4	-2,5	7,5	13,1	10,3	4,8	-4,3	-13,5	-21,4	-6,6	-18,4	2,7
1941-1965	-22,9	-23,6	-19,3	-8,7	-0,6	8,4	13,7	11,2	5,1	-3,7	-15,6	-21,0	-6,4	-20,4	3,4
1966-1990	-22,7	-24,1	-15,8	-9,8	-1,8	7,7	14,2	10,8	5,1	-4,9	-15,0	-20,5	-6,4	-19,7	3,0
1991-2015	-23,5	-22,7	-14,8	-7,6	0,4	10,4	14,6	11,4	5,4	-3,0	-14,8	-20,3	-5,4	-19,3	4,5
г. Тарко-Сале (26 м)															
1937-1965	-23,8	-23,4	-18,5	-7,7	-0,2	10,2	15,9	12,3	6,3	-4,4	-17,4	-23,3	-6,2	-21,3	4,4
1966-1990	-26,0	-24,9	-16,3	-9,2	-1,4	9,8	16,2	12,2	5,6	-5,5	-15,7	-21,6	-6,4	-20,9	4,0
1991-2015	-24,6	-21,1	-13,9	-6,8	1,5	12,3	16,4	12,5	5,8	-3,5	-16,4	-21,8	-4,9	-19,7	5,4
Березово (27 м)															
1891-1915	-23,1	-18,9	-13,4	-4,7	3,4	10,9	15,8	13,2	6,8	-3,2	-14,3	-20,6	-4,0	-18,0	6,0
1916-1940	-21,0	-19,6	-14,0	-4,2	2,3	12,1	15,7	12,9	7,1	-2,1	-11,6	-19,4	-3,5	-17,6	6,1
1941-1965	-20,8	-20,3	-15,0	-3,5	3,8	12,0	16,7	13,3	6,7	-1,9	-13,7	-19,5	-3,6	-17,8	6,5
1966-1990	-22,8	-20,9	-10,8	-4,5	2,8	11,5	16,4	12,5	6,5	-3,0	-12,6	-18,7	-3,6	-17,2	6,0
1991-2015	-21,7	-19,7	-10,6	-3,1	5,1	13,2	16,3	12,5	6,4	-1,5	-13,0	-18,8	-2,9	-16,8	7,0
г. Ханты-Мансийск (46 м)															
1897-1915	-21,1	-17,0	-11,7	-1,3	6,6	14,1	17,8	15,1	8,7	-1,6	-11,1	-18,2	-1,7	-15,8	8,5
1941-1965	-19,0	-17,6	-11,2	-0,3	7,4	14,3	18,0	15,0	8,5	-0,4	-11,9	-17,5	-1,2	-15,4	8,8
1966-1990	-21,0	-19,1	-8,7	-1,4	5,9	14,0	18,0	13,9	7,8	-1,4	-10,3	-16,8	-1,6	-15,2	8,1
1991-2015	-19,3	-17,3	-8,2	-0,7	8,2	15,4	17,9	14,2	8,0	0,6	-10,3	-16,7	-0,7	-14,4	9,1
г. Тобольск (45 м)															
1884-1915	-19,5	-15,8	-9,4	0,5	9,1	15,4	18,2	15,5	9,5	-0,1	-10,1	-16,2	-0,2	-14,2	9,6
1916-1940	-17,7	-15,6	-9,0	1,8	8,5	16,4	18,0	15,1	9,5	1,4	-7,7	-16,7	0,3	-13,4	10,1
1941-1965	-17,6	-16,2	-9,6	1,6	10,1	15,8	18,1	15,5	9,5	1,0	-10,0	-15,8	0,2	-13,8	10,1
1966-1990	-19,2	-17,6	-7,8	3,2	9,1	15,8	18,5	14,9	11,8	0,4	-8,2	-15,5	0,5	-13,7	10,5
1991-2015	-17,5	-15,6	-6,9	2,3	10,9	16,8	18,3	15,1	9,1	2,6	-7,9	-14,9	1,0	-12,5	10,7
г. Тара (73 м)															
1935-1965	-19,4	-17,3	-11,0	0,8	9,8	15,5	17,7	14,8	9,4	0,9	-10,1	-17,1	-0,5	-15,0	9,8
1966-1990	-19,1	-17,8	-8,4	2,0	9,5	16,3	18,7	15,0	8,9	0,8	-8,5	-15,8	0,1	-14,0	10,2
1991-2015	-18,2	-15,9	-7,3	2,9	11,3	16,9	18,6	15,4	9,3	2,7	-7,9	-15,1	1,1	-12,9	11,0
г. Омск (121 м)															
1930-1940	-20,0	-16,9	-11,5	2,4	10,3	17,0	18,5	15,8	10,1	2,4	-7,3	-17,0	0,4	-14,5	11,0
1941-1965	-18,2	-17,5	-10,4	2,3	11,8	17,0	18,9	16,0	14,8	1,8	-9,8	-15,8	0,9	-14,3	11,8
1966-1990	-18,0	-17,4	-8,3	3,6	11,3	17,7	19,5	16,2	10,2	1,9	-7,6	-14,7	1,2	-13,2	11,5
1991-2015	-16,8	-15,0	-7,0	4,4	13,0	18,1	19,3	16,7	10,2	3,9	-6,8	-14,0	2,2	-12,0	12,2
р.п. Черлак (114 м)															
1936-1965	-18,8	-17,6	-10,7	2,8	12,2	17,8	19,8	16,8	11,3	2,3	-9,0	-15,8	1,0	-13,9	11,7
1966-1990	-18,2	-17,5	-9,2	3,8	11,9	18,6	20,3	16,8	11,2	2,3	-7,6	-14,9	1,5	-13,5	12,1
1991-2015	-17,4	-15,6	-7,6	4,7	13,5	18,7	20,1	17,5	11,1	4,0	-6,6	-14,1	2,4	-12,3	12,8

Средняя температура января, самого холодного месяца на большей части равнины изменяется от -20 до -27 °С в заполярье с запада на восток, на остальной территории изотермы располагаются в направлении с юго-запада на северо-восток от -17 до -25 °С. В отдельные дни почти ежегодно температура ночью понижается до -39 , -44 °С в заполярье, до -42 , -48 °С в центральной и до -36 , -44 °С в южной части равнины. Зимой редко, но повсеместно могут быть кратковременные оттепели с максимальной температурой порядка $2-4$ °С тепла [122, 126].

Март по своим поздним отрицательным температурам является чисто зимним месяцем, а на севере равнины и апрель. На юге равнины весенний переход через 0 °С наступает в середине апреля. Продвижение на север весенних процессов происходит значительно медленнее. В бассейне Средней Оби переход среднесуточной температуры воздуха через 0 °С осуществляется в конце мая, на крайнем севере до начала июня.

Вегетационный период продолжается в заполярье со второй и третьей декады июня по конец августа, в северных районах равнины (до полярного круга до 60° с.ш.) с начала июня по конец сентября, южнее с конца апреля до первой декады октября.

Средняя за месяц температура июля, самого теплого месяца года, колеблется в пределах от 4 на Крайнем Севере до 20 °С на юге равнины. При этом в отдельные дни с июля по август температура воздуха может повышаться в Заполярье до 20 °С, на всей остальной территории до $25-35$ °С, а в наиболее жаркие дни может достигать $27-30$ °С в Заполярье и $32-42$ °С на всей остальной территории.

При вторжении холодных арктических масс воздуха наблюдаются очень резкие понижения температуры воздуха даже в июле: почти повсеместно, за исключением южных лесостепных и степных районов, до -1 °С – -4 °С, а в северо-западных районах до -5 °С – -6 °С.

В таблице 1.5 показаны даты перехода среднесуточной температуры воздуха через $-5,0$ и $+5$ °С за период с начала наблюдений до 2016 года.

Таблица 1.5 – Даты перехода среднесуточной температуры воздуха через -5,0 и +5,0 °С (за период с начала наблюдений до 2016 года)

Станция	Температура воздуха					
	-5,0		0		+5,0	
	весна	осень	весна	осень	весна	осень
Тазовское	11.05	18.10	28.05	03.10	13.06	15.09
Салехард	29.04	23.10	18.05	08.10	05.06	19.09
Тарко-Сале	23.04	21.10	18.05	07.10	01.06	20.09
Березово	10.04	28.10	28.04	12.10	21.05	23.09
Ханты-Мансийск	02.04	02.11	20.04	17.10	08.05	29.09
Тобольск	27.03	08.11	11.04	23.10	29.04	04.10
Тара	27.03	09.11	10.04	23.10	26.04	04.10
Ишим	25.03	12.11	08.04	27.10	24.04	06.10
Омск	27.03	12.11	08.04	28.10	23.04	09.10
Черлак	26.03	12.11	07.04	29.10	21.04	09.10

В южной половине равнины (до 61° с.ш.), за исключением северо-восточной части Омской области, безморозный период продолжается с третьей декады мая по первую декаду сентября. Продолжительность безморозного периода в среднем составляет 110–125 дней. Севернее 61–62° с.ш. продолжительность безморозного периода сокращается до 70–90 дней, а в Заполярье до 50–60 дней.

Колебания продолжительности безморозного периода, дат наступления и прекращения заморозков из года в год значительны.

Данные о температуре воздуха по метеостанциям Западно-Сибирской равнины [123, 126] позволили провести её сравнение за временные периоды по 25 лет: с момента стабильных наблюдений до 1915, 1916–1940, 1941–1965, 1966–1990, 1991–2015 годов (таблица 1.4).

По результатам исследований автора, многолетние средние температуры воздуха за отрезок времени 1991–2015 годов увеличились на 0,5–1,5 °С, по северу территории преимущественно за счет летнего сезона, по югу – за счет зимнего сезона. По северу Западно-Сибирской равнины заметнее теплей всех месяцев стали февраль, март, апрель, май, июнь, на 2–3,8 °С. Южнее Ханты-Мансийска повышение температуры воздуха на 1,6–2,7 °С отмечается в феврале, мае и октябре. Несмотря на повышение температуры в июне по северу самым теплым месяцем года является июль. Среднемесячные температуры июля и августа, ноября, декабря изменились незначительно. Выявлены тренды на повышение средней годовой температуры

воздуха за период инструментальных наблюдений с интенсивностью 0,1–0,3 °С за 10 лет в соответствии с графиками приложения А (рисунок А.1–А.10). Результаты проверки линейного тренда при значимости 5 % и однородности межгодовой изменчивости средней температуры воздуха в зимний период на отдельных метеостанциях в соответствии с приложением А (таблицы А.1–А.2).

За период с 1986 по 2015 годы восходящий тренд средних температур воздуха изменяется с юга на север от 0,15 °С до 0,38 °С. Наибольших значений достиг температурный тренд по северо-востоку территории Западно-Сибирской равнины на 0,66–0,87 °С у Тазовского и Тарко-Сале.

1.5.2 Осадки

По данным наблюдений сети станций и постов Гидрометслужбы годовое количество осадков увеличивается от 320–350 мм на юге до 500–610 мм в бассейне Средней Оби и вновь уменьшается до 380–440 мм в бассейнах рек северной части Западно-Сибирской равнины [122, 126].

Годовое количество осадков на холодный период (ноябрь – март) приходится 20–30 %. Годовой минимум осадков (7–26 мм) приходится на февраль, что связано с антициклональным характером погоды. Всего за зимний сезон на Западно-Сибирской равнине выпадает до 60–240 мм. Наибольшее количество осадков получают бассейны рек лесной природной зоны. В лесостепной и особенно в степной зоне на юге бассейна количество зимних осадков и общая увлажненность бассейна резко сокращаются до 60–100 мм.

В таблице 1.6 показаны средние многолетние месячные и годовые суммы осадков по отдельным метеостанциям наиболее продолжительным периодом наблюдений.

Таблица 1.6 – Многолетние месячные и годовые суммы осадков на отдельных метеостанциях Западно-Сибирской равнины, мм

Станция. период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	XI-III	IV-X
п.г.т. Газовский(26м)															
1939-1965	18	12	16	16	25	40	63	60	53	38	19	23	382	89	295
1966-1990	19	16	16	17	22	49	43	54	44	30	22	23	354	92	259
1991-2015	49	41	45	45	38	49	58	64	53	57	46	47	594	236	364
г. Салехард (15 м)															
1891-1915	11	11	11	12	23	36	57	63	41	24	17	15	320	63	255
1916-1940	19	17	20	24	39	47	52	57	49	41	29	22	422	105	313
1941-1965	26	21	25	28	40	53	63	66	62	41	29	27	475	128	349
1966-1990	21	18	18	24	33	52	70	60	49	40	28	24	435	108	327
1991-2015	24	20	23	27	40	54	66	64	42	47	31	27	466	124	342
г. Тарко-Сале (26 м)															
1937-1965	21	17	21	24	38	67	71	65	72	51	31	24	505	114	392
1966-1990	29	20	25	29	36	49	66	65	59	48	40	32	498	146	352
1991-2015	28	23	29	34	38	58	64	83	55	63	41	34	557	153	396
Березово (27 м)															
1891-1915	19	12	18	17	41	56	63	65	44	26	24	19	413	92	315
1916-1940	19	17	17	27	43	63	67	60	50	36	26	21	466	99	352
1941-1965	23	19	20	28	47	64	67	65	64	45	30	28	500	121	379
1966-1990	27	21	22	33	41	63	70	72	59	51	39	29	527	137	390
1991-2015	28	23	28	38	40	62	71	70	53	55	36	28	533	144	389
г. Ханты-Мансийск (46 м)															
1941-1965	32	25	28	28	52	68	88	73	69	54	42	34	591	163	430
1966-1990	28	20	21	33	43	73	82	63	62	51	40	32	549	141	408
1991-2015	29	24	29	28	44	58	76	86	56	47	39	35	551	156	394
г. Тобольск (45 м)															
1966-1990	22	16	15	24	43	58	73	67	45	43	33	22	463	109	354
1991-2015	22	17	22	23	41	66	74	78	52	37	36	30	496	126	370
г. Тара (73 м)															
1926-1940	18	14	15	31	38	57	92	67	46	40	33	25	472	106	366
1935-1965	16	11	16	23	39	66	83	61	49	35	26	24	449	93	354
1966-1990	19	14	15	25	44	60	70	60	40	41	28	22	437	97	340
1991-2015	23	21	18	24	40	62	61	64	44	36	34	30	456	124	330
г. Омск (121 м)															
1891-1915	19	13	10	14	33	57	56	50	32	28	23	26	362	93	270
1916-1940	13	10	10	21	30	59	68	48	29	27	24	14	350	72	278
1941-1965	12	7	11	23	33	47	75	53	40	27	18	16	361	63	297
1966-1990	22	16	14	22	37	56	60	52	34	35	30	22	399	103	299
1991-2015	22	18	19	24	31	53	67	60	30	33	36	29	421	123	297
р.п. Черлак (114 м)															
1941-1965	13	8	12	18	24	51	55	50	32	25	19	18	326	70	254
1966-1990	22	18	15	20	32	45	59	51	27	30	29	22	368	105	263
1991-2015	19	15	17	21	25	43	62	47	28	31	30	25	361	106	258

Количество выпадающих осадков год от года значительно изменяется как по месяцам, так и по сезонам. Коэффициент вариации показывает, что значительный разброс суммы осадков характерен в целом по территории и достигает 0,43–0,49, наименьший наблюдается в лесной зоне – 0,33. На рисунке 1.5 показано ежегодное изменение сумм осадков год, за теплый и холодный период у г. Ишим.

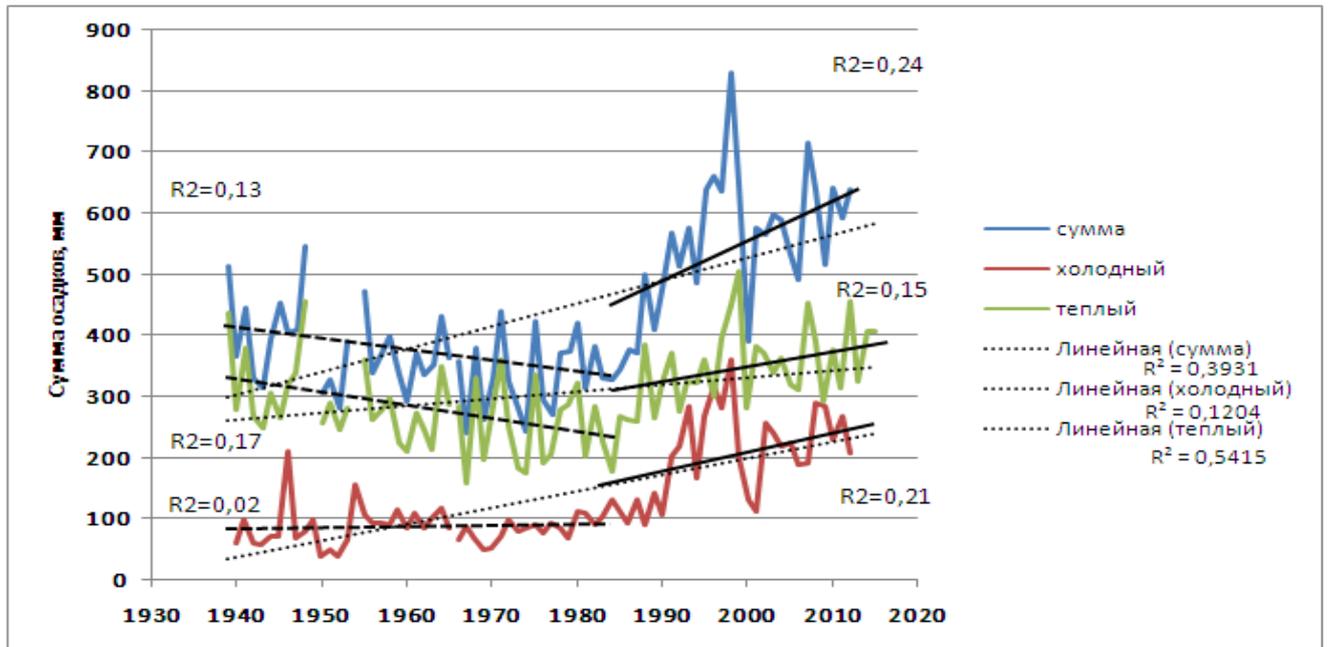


Рисунок 1.5– Суммы осадков (сумм за год, за теплый и холодный период) у Тазовского с линейными трендами за периоды: 1941–2015 гг., 1941–1985 гг., 1986–2015 гг.

Данные об осадках по метеостанциям Западно-Сибирской равнины позволили провести её сравнение за временные периоды по 25 лет: с начала наблюдений до 1915, 1916–1940, 1941–1965, 1966–1990, 1991–2015 годов.

Сумма осадков в период формирования максимума на реках – в апреле – мае имеет неравномерное распределение, год от года изменяясь [24, 117] от 9 до 158 мм, при равномерном увлажнении в 49–80 мм всей территории в среднем за период с 1966 по 2015 год. При этом, по расчетам автора, коэффициент вариации суммы осадков в мае по северу Западно-Сибирской равнины увеличился в 1991–2015 по сравнению с периодом 1966–1990 годов в среднем с 0,41 до 0,48 (таблица 1.7).

Таблица 1.7 – Статистические характеристики суммы осадков в мае на отдельных метеостанциях по северу Западно-Сибирской равнины, мм

Период	Средний за период	Максимум	Минимум	Средне-квадратическое отклонение	Коэффициент вариации
пос. Тазовский(26 м)					
1941-1965	24	57	2	15	0,60
1966-1990	23	58	5	12	0,51
1991-2015	40	112	3	22	0,57
пос. Полуй (27 м)					
1966-1990	27	59	13	10	0,38
1991-2015	34	66	7	17	0,49
г. Надым (14 м)					
1966-1990	39	72	13	14	0,36
1991-2015	39	76	6	19	0,49
с. Ныда (5 м)					
1966-1990	28	76	10	13	0,45
1991-2015	27	56	8	12	0,45
пос. Уренгой (20 м)					
1966-1990	32	58	11	11	0,33
1991-2015	36	70	13	16	0,45
г. Тарко-Сале (26 м)					
1941-1965	36	69	12	15	0,43
1966-1990	36	76	18	15	0,41
1991-2015	37	74	15	14	0,39
с. Толька (31 м)					
1966-1990	36	67	18	14	0,39
1991-2015	46	90	15	19	0,42
с. Красноселькуп (23 м)					
1966-1990	29	62	13	11	0,38
1991-2015	31	67	6	14	0,47
г. Салехард (15 м)					
1941-1965	40	76	12	16	0,40
1966-1990	33	67	11	14	0,44
1991-2015	40	81	13	21	0,53
с. Мужы (18 м)					
1941-1965	41	92	5	18	0,44
1966-1990	39	118	14	22	0,55
1991-2015	49	111	21	24	0,49

По результатам авторских расчетов, сумма осадков за отрезок времени 1991–2015 годов относительно предыдущего периода увеличилась на большинстве пунктов наблюдений на 6–60 мм, преимущественно за счет зимнего сезона. Наблюдается рост количества зимних осадков по территории на

4–32 %, при этом наиболее значительное увеличение отмечается в природных подзонах южной лесостепи и лесной природной зоны. Заметное увеличение количества выпадающих осадков произошло в бассейне реки Таз у Тазовского, на 240 мм, так же преимущественно в зимний период на 150 % (рисунки 1.5–1.9).

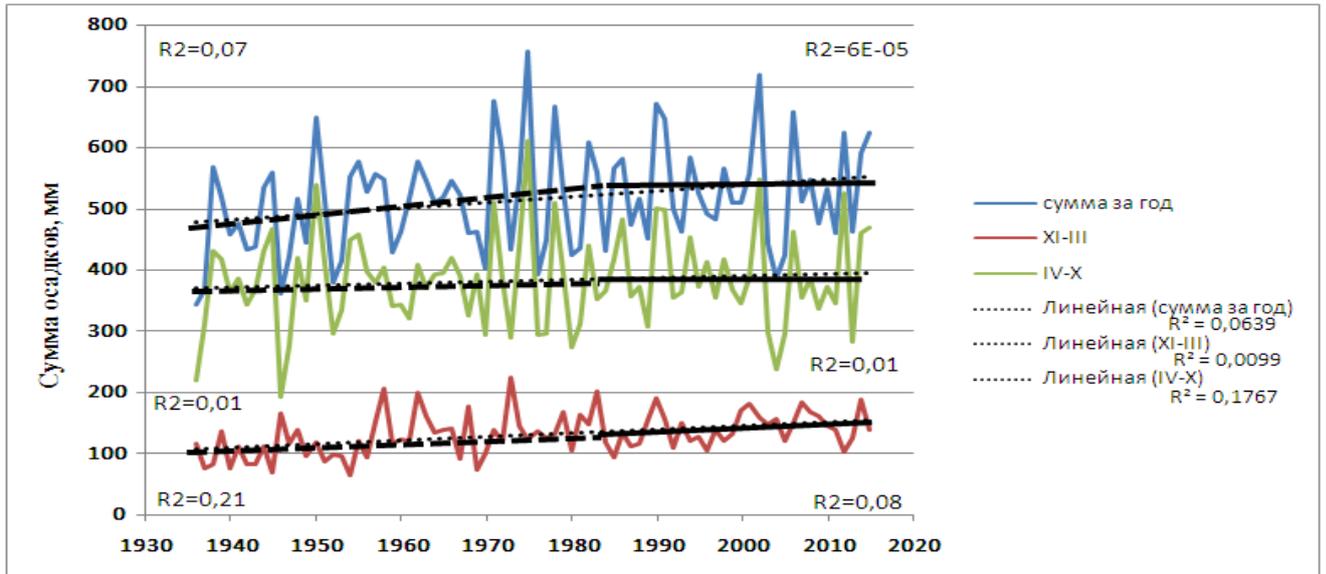


Рисунок 1.6 – Суммы осадков (сумм за год, за теплый и холодный период) у пос. Берёзово с линейными трендами за периоды: 1936–2015 гг., 1936–1985 гг., 1986–2015 гг.

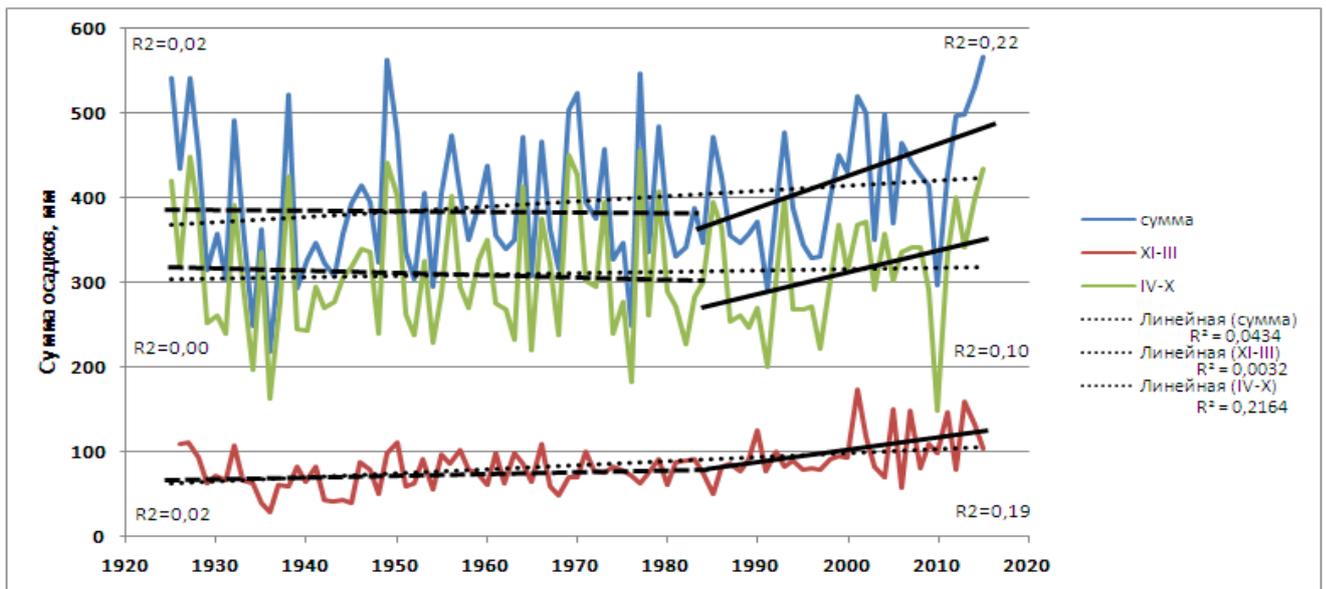


Рисунок 1.7 – Суммы осадков (сумм за год, за теплый и холодный период) у г. Ишим с линейными трендами за периоды: 1925–2015 гг., 1925–1985 гг., 1986–2015 гг.

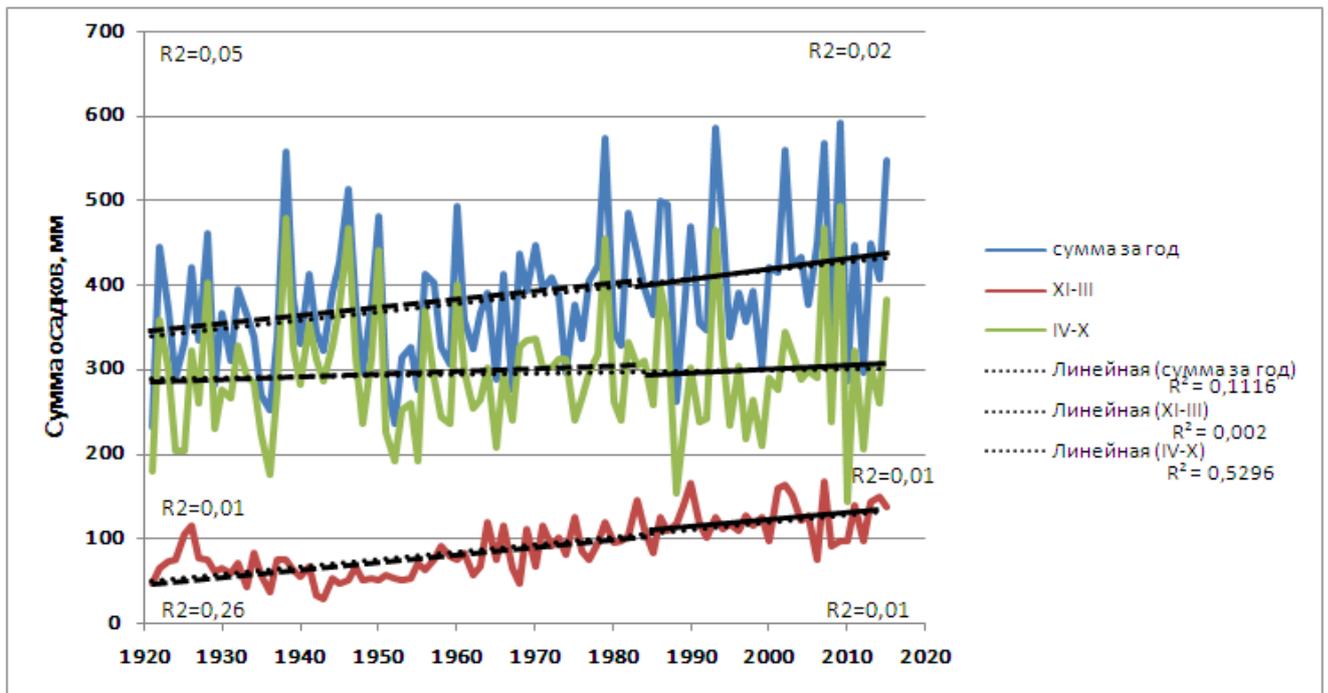


Рисунок 1.8 – Суммы осадков (сумм за год, за теплый и холодный период) у Омска с линейными трендами за периоды: 1921–2015 гг., 1921–1985 гг., 1986–2015 гг.

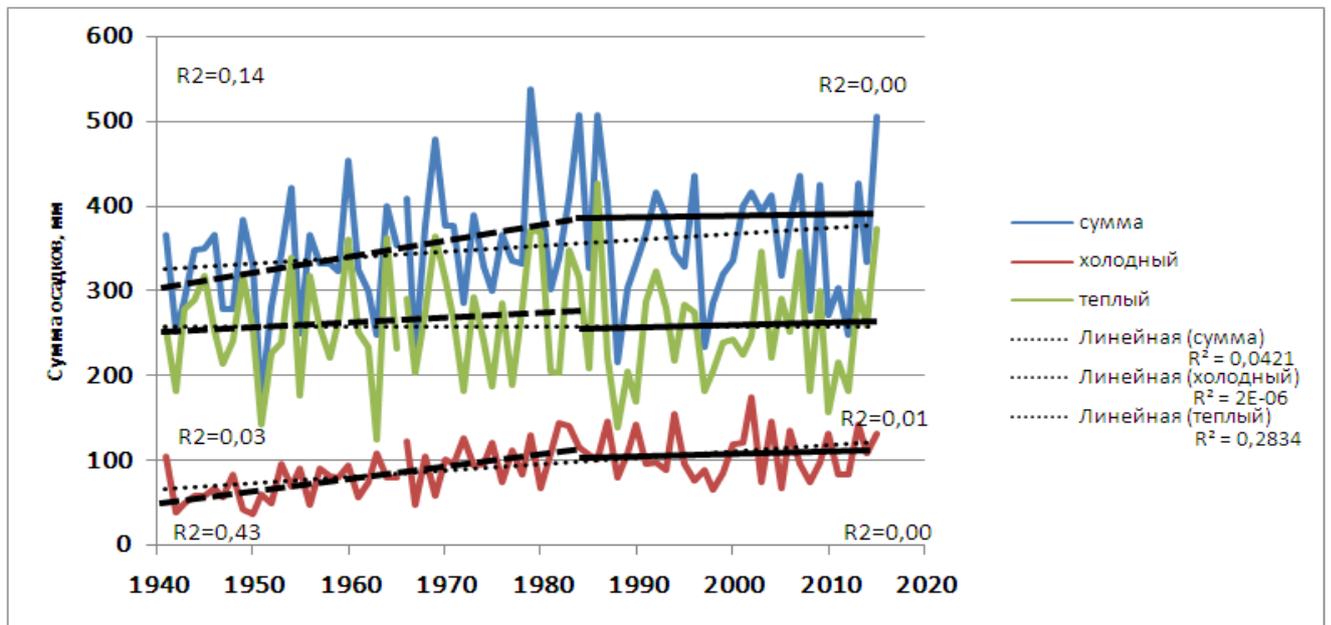


Рисунок 1.9 – Суммы осадков (сумм за год, за теплый и холодный период) у Черлака с линейными трендами за периоды: 1941-2015 гг., 1941-1985 гг., 1986-2015 гг.

Количество осадков тёплого периода года с 1966 по 2015 годы в большинстве метеорологических станций практически не изменилось, при снижении на 3–9 % за четверть века в отдельных пунктах: Одесское, Калачинск, Тара и увеличении на 6 % в природной подзоне северной лесостепи.

Результаты оценки статистической достоверности линейных трендов межгодовых изменений сумм годовых, жидких и твердых осадков по метеостанциям при уровне значимости 0,05 (в соответствии с приложением Б, рисунки Б.1 – Б. 6, таблицы Б.1, Б2) привёл к следующим выводам:

В многолетнем ходе годовых сумм осадков увеличение с интенсивностью 15–25 мм за 10 лет обнаружено для метеостанций Тевриз, Ишим, Викулово, на 83 мм за 10 лет у Тазовского [45], по большинству других метеостанций зафиксирован положительный тренд с интенсивностью 3–13 мм за 10 лет.

Отрицательный тренд осадков тёплого периода проявляется по метеостанциям Ханты-Мансийск, Калачинск, Тара с интенсивностью 4–5 мм за 10 лет.

За период с 1966 по 2015 годы межгодовая изменчивость осадков холодного периода характеризуется наличием положительного тренда для всех метеостанций в основном с интенсивностью 2–6 мм за 10 лет, на метеостанциях Омск, Ишим, Тара, Тевриз с интенсивностью 9–12 мм за 10 лет, у Тазовского – 48 мм за 10 лет [45].

В последние три десятилетия наблюдается увеличение тренда повышения количества осадков за год с интенсивностью на 4–24 мм за 10 лет, у Тазовского – на 62 мм за 10 лет, при отрицательном значении у Берёзово, в основном за счет осадков холодного периода.

Осадки в период формирования максимума на водосборе по территории Омской области в апреле-мае имеют неравномерное распределение, год от года изменяясь от 9 до 158 мм, при равномерном увлажнении в 49–66 мм всей территории в среднем за период с 1965 по 2015 годы. В таблице 1.8 показаны статистические характеристики сумм осадков весенних месяцев.

Таблица 1.8 – Статистические характеристики суммы осадков апреля-мая в мм на отдельных пунктах наблюдений по Омской области за период 1965–2015 гг.

пост	Средний за период	Минимум	Максимум	Среднеквадратическое отклонение	Коэффициент вариации
Черлак	49	9	125	24	0,49
Омск	56	15	125	24	0,43
Тара	66	11	158	32	0,48
Усть-Ишим	66	13	148	24	0,36

Значительный разброс суммы осадков характерен в целом по территории, коэффициент вариации достигает 0,43–0,49, наименьший наблюдается в лесной зоне – 0,36.

Влияние осеннего увлажнения в предзимний период по Омской области. В октябре – ноябре вода впитывается в почву и перераспределяется в толще грунта с замедленной скоростью из-за частых переходов точки замерзания. Низкое осеннее увлажнение способствует освобождению значительных влагоудерживающих емкостей, которые в условиях очень равнинного рельефа области с большим количеством западных форм в весеннее время удерживают воду.

Для анализа взят период наблюдений с 1965 по 2015 годы. Среднемноголетние значения осенних осадков, выпавших с сентября по октябрь, увеличиваются с юга от 60 мм до 77 на севере области. Минимальные значения осенних осадков увеличиваются с юга на север с 17 до 31 мм, за исключением минимума у Омска, который из-за физико-химических особенностей воздуха (запыленность, повышенное количество аэрозолей и др.) повышен до значений лесной зоны. Максимальные значения осадков по территории области распределены более равномерно 110–130 мм и только в лесной природной зоне увеличивается до 157 мм. Статистические характеристики сумм осадков за октябрь-ноябрь в отдельных пунктах наблюдений по Омской области показаны в таблице 1.9.

Таблица 1.9 – Статистические характеристики суммы осадков за октябрь-ноябрь в мм на отдельных пунктах наблюдений по Омской области за период 1965–2015 гг.

Пост	Средний за период	Минимум	Максимум	Среднеквадратическое отклонение	Коэффициент вариации
Черлак	60	17	129	25	0,42
Омск	66	30	128	25	0,39
Тара	69	22	115	22	0,32
Усть-Ишим	77	31	157	29	0,38

Коэффициент вариации показывает значительную изменчивость осенних осадков год от года. Такая изменчивость характерна в целом для всей территории области и достигает значений 0,38–0,42, наименьший наблюдается в Тарском районе – 0,36.

Распределение осенних осадков по территории области также может быть неравномерным из-за особенности циркуляции атмосферы за период с сентября по октябрь. В 2015 году суммарное количество осадков в сентябре – октябре, характеризующее осеннее увлажнение водосборов, в Омской области распределялось неравномерно. В основном составило 90–170 % от нормы; и только 60–70 % от нормы выпало осадков в Знаменском и Усть-Ишимском районах; в отдельных районах – около 2 норм (в Черлакском, Полтавском, Омском, Оконешниковском, Щербакульском, Исилькульском, Тюкалинском районах). Различие в осеннем увлажнении территории области показано на рисунке 1.10.

Среднегодовое испарение изменяется от 200 мм на севере до 425 мм. В лесной природной зоне положительный водный баланс [111, 141–144].

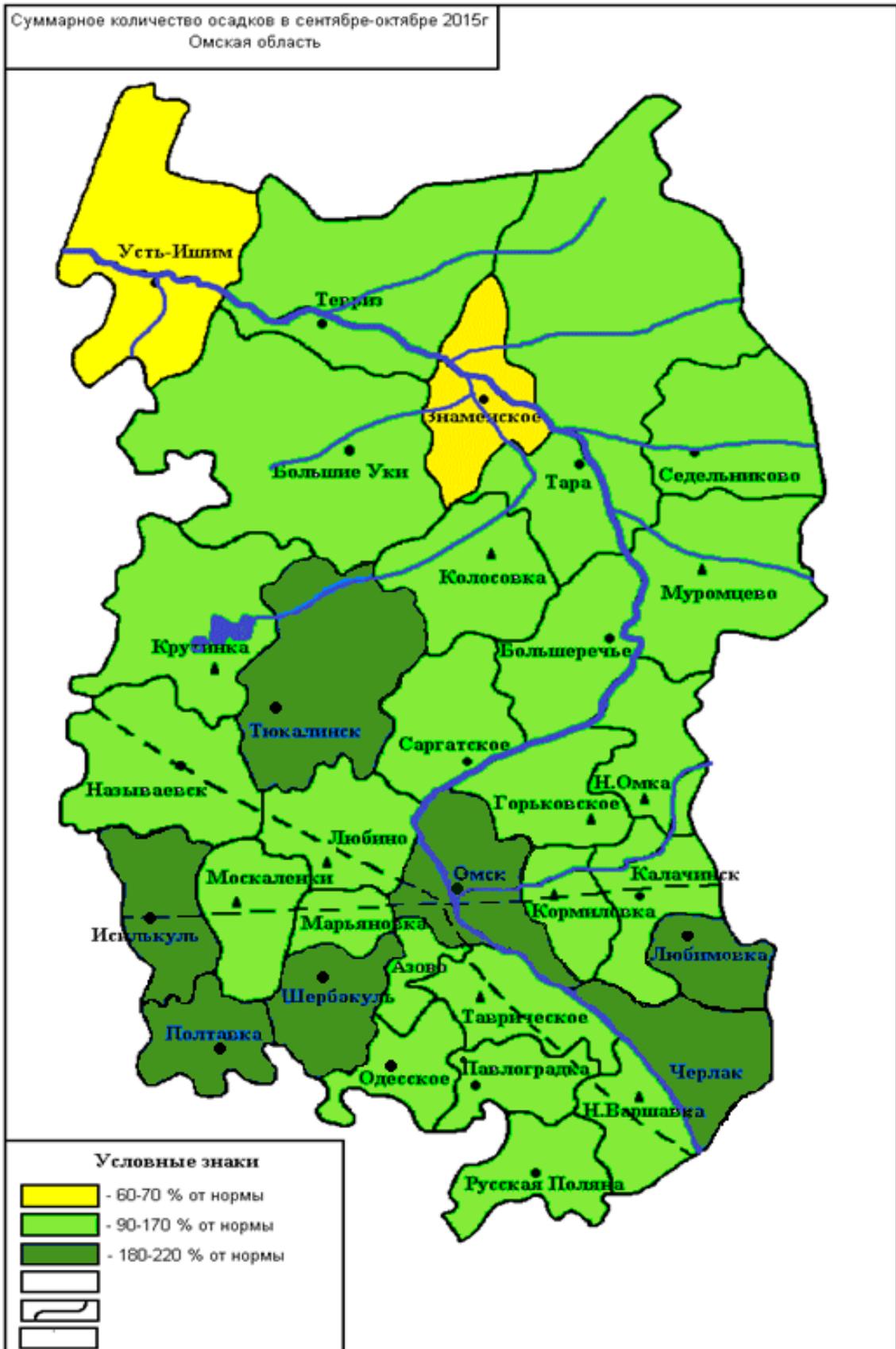


Рисунок 1.10 – Распределение суммы осадков сентября и октября осенью 2015 года по районам Омской области

1.5.3 Снежный покров и многолетнемерзлые грунты

Значительная продолжительность периода с устойчивой отрицательной температурой на территории Западно-Сибирской равнины способствует накоплению воды в снежном покрове.

Снежный покров является одним из самых мощных климатообразующих факторов, влияющих на температурный режим через радиационный баланс и основной фактор формирования объёма весеннего стока. Так как снежный покров – динамичный объект, то изучение его накопления и особенности распределения снегозапаса в конце зимы перед началом снеготаяния в бассейнах рек, представляет большой интерес для науки и практики.

С 1936 года начаты наблюдения за снежным покровом в бассейнах рек Западно-Сибирской равнины. Исследованием снежного покрова посветили свои работы многие авторы Бураков Д. А. [21, 37, 39], Гордеев И. Н. [34], Комаров В. Д. [93] и другие [10, 14, 51, 62, 64,].

По данным наблюдений Росгидромета [126] за многолетний период с 1891 по 1980 год установление снежного покрова в среднем наблюдалось с 8 октября на севере по 10 ноября по югу территории (таблица 1.10). Ранняя дата установления постоянного снежного покрова на территории Западно-Сибирской равнины отмечалась 21 сентября в бассейнах Таза, Ныды, Надыма, самая поздняя дата – 22 декабря в бассейнах междуречья Ишима и среднего течения Иртыша.

Сход снежного покрова в среднем за период с 1891 по 1980 годы наблюдался с 19 апреля на юге до 01 июня по северу Западно-Сибирской равнины. Позже всего снег сходил в бассейне Ныды – 30 июня.

Самая ранняя дата схода снега отмечена 23 марта в бессточной территории междуречья Ишима Иртыша по югу равнины. Продолжительность залегания снежного покрова увеличивалась с юга на север и составляла от 161 до 237 дней.

Таблица 1.10 – Даты установления и схода снежного покрова на отдельных метеостанциях Западно-Сибирской равнины за период 1891–1980 гг. [126]

Название станции	Даты образования устойчивого снежного покрова			Даты схода снежного покрова		
	Самая ранняя	Средняя	Самая поздняя	Самая ранняя	Средняя	Самая поздняя
Тазовский	21.09	08.10	30.10	09.05	01.06	20.06
Салехард	25.09	13.10	13.11	25.04	28.05	21.06
Ныда	21.09	14.10	12.11	07.05	28.05	30.06
Надым	21.09	12.10	01.11	05.05	26.05	20.06
Тарко-Сале	26.09	11.10	28.10	11.05	23.05	09.06
Берёзово	28.09	18.10	04.11	21.04	18.05	05.06
Ханты-Мансийск	02.10	24.10	18.11	07.04	06.05	30.05
Тобольск	11.10	30.10	07.12	01.04	30.04	02.06
Тюмень	08.10	08.11	15.12	24.03	20.04	29.05
Калачинск	14.10	07.11	14.12	29.03	24.04	04.06
Ишим	13.10	09.11	12.12	02.04	22.04	09.06
Омск	14.10	07.11	28.11	28.03	19.04	04.06
Полтавка	14.10	10.11	22.12	27.03	19.04	04.06
Черлак	14.10	08.11	09.12	23.03	19.04	19.05

В последние десятилетия установление снежного покрова в среднем наблюдается с 9 октября по 8 ноября (таблица 1.11). Это в большинстве пунктов наблюдений позже обычного на 1–4 дня и в среднемноголетние даты за весь период наблюдений до 1980 г., в отдельных районах тайги, подтайги, лесостепи – раньше на 1–4 дня. Самые ранние сроки установления постоянного снежного покрова на территории равнины отмечаются 18 сентября в бассейне Ныды, самая поздняя дата – 14 декабря в бассейнах междуречья Ишима и среднего течения Иртыша. Экстремальные сроки установления снежного покрова за период с 1981 по 2015 годы сдвинулись в раннюю сторону на 3–8 дней относительно предыдущего периода.

Сход снежного покрова в среднем за период 1981–2015 годы наблюдается с 17 апреля на юге до 03 июня по северу территории – в бассейне Таза. Средние сроки схода снежного покрова по югу территории наблюдаются раньше предыдущего периода на 2 дня, по северу территории – позже на 2 дня. Самая ранняя дата схода снега отмечена 25 марта в бессточной территории междуречья

Ишима Иртыша юга равнины, самая поздняя – 17 июня в бассейнах рек Таз, Надым, Пур.

Таблица 1.11 – Даты установления и схода снежного покрова на отдельных метеостанциях Западно-Сибирской равнины за период 1981–2015 гг.

Название станции	Даты образования устойчивого снежного покрова			Даты схода снежного покрова		
	Самая ранняя	Средняя	Самая поздняя	Самая ранняя	Средняя	Самая поздняя
Тазовский	26.09	09.10	21.10	17.05	03.06	17.06
Салехард	23.09	13.10	30.10	05.05	24.05	05.06
Ныда	18.09	14.10	02.11	05.05	29.05	15.06
Надым	26.09	14.10	06.11	06.05	26.05	17.06
Тарко-Сале	26.09	10.10	01.11	05.05	25.05	17.06
Берёзово	25.09	19.10	06.11	22.04	16.05	06.06
Ханты-Мансийск	04.10	25.10	17.11	28.03	05.05	04.06
Тобольск	12.10	03.11	30.11	29.03	26.04	24.05
Тюмень	17.10	04.11	10.12	25.03	21.04	24.05
Калачинск	20.10	07.11	01.12	30.03	18.04	19.05
Ишим	22.10	08.11	13.12	26.03	22.04	23.05
Омск	19.10	06.11	24.11	29.03	19.04	20.05
Полтавка	21.10	08.11	14.12	25.03	17.04	19.05
Черлак	20.10	08.11	05.12	26.03	14.04	19.05

Продолжительность залегания снежного покрова в последние десятилетия по югу сократилась до 156 дней, по северу в отдельных пунктах увеличилась до 238 дней, что связано с повышением температуры воздуха в осенний и весенний период.

На рисунке 1.11 показаны даты установления и схода снежного покрова на отдельных метеостанциях Западно-Сибирской равнины за период 1981–2015 гг.

Накопление запаса воды в снежном покрове все еще продолжается с октября по март на юге равнины, по северу увеличением запаса воды наблюдается по апрель.

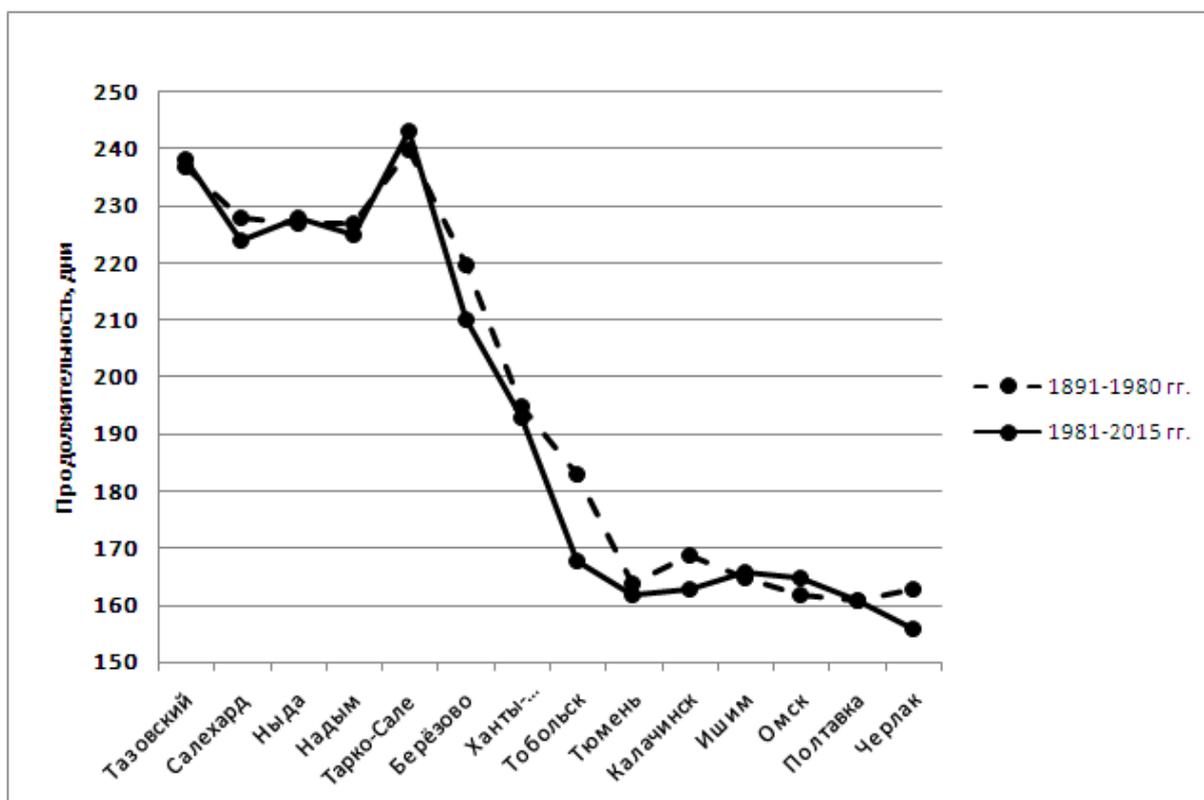


Рисунок 1.11 – Средняя продолжительность залегания снежного покрова за два временных периода

В таблице 1.12 приведены средние запасы воды в снежном покрове по измерениям на последний день декады в бассейнах рек Западно-Сибирской равнины за период с 1935 по 1980 годы, в таблице 1.13 – за период с 1981 по 2010 годы. В таблицах жирным шрифтом выделены максимальные запасы воды из средних характеристик.

По данным приведенным за две периода можно отметить, что количество и сроки накопления максимального количества осадков изменилось.

В последние десятилетия максимальное количество воды стало накапливаться раньше на месяц по северным водосборам, уже в последних числах марта, без изменения сроков по остальной территории. Увеличился наибольший из среднееголетних значений запас влаги в снежном покрове на конец декады по всей территории, кроме центральной части лесной природной зоны – у Ханты-Мансийска и Тобольска.

Таблица 1.12 Средний запас воды в снежном покрове по данным снегосъемки 1935–1980 гг. на последний день декады [146], мм

Станция	Тип участка	январь		февраль			март			апрель			май	
		2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2
Тазовский	поле	49	51	52	53	55	58	60	60	60	61	70	57	41
Салехард	поле	72	72	76	81	83	84	86	91	94	90	78	•	•
Тарко-Сале	лес	137	144	154	163	173	182	192	199	202	196	182	149	107
Березово	лес	102	110	120	130	134	138	144	147	145	133	102	36	•
Ханты-Мансийск	лес	99	107	119	122	124	132	142	144	139	105	74	35	•
Тобольск	лес	77	83	93	99	102	108	112	112	83	•	•		
Омск	поле	44	49	51	55	58	62	59	36	•	•			
Черлак	поле	33	39	40	41	43	44	41	25	•	•			

Примечание: • – обозначает, что снежный покров отсутствовал в 50 % лет.

Таблица 1.13 Средний запас воды в снежном покрове по данным снегосъемки 1981-2010 гг. [160], мм

Станция	Тип участка	январь		февраль			март			апрель			май	
		2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2
Тазовский	поле	67			74		82	79	83	76	71	56	39	•
Салехард	поле	88	93	106	109	105	107	114	123	119	108	81	•	•
Тарко-Сале	лес	131	146	153	166	176	185	193	210	218	217	188	167	91
Березово	лес	98	107	116	125	132	140	150	151	157	144	123	80	•
Ханты-Мансийск	лес	73	85	93	104	109	112	118	128	122	103	67	•	•
Тобольск	лес	67	75	83	89	92	102	108	108	93	40	•		
Тара	поле	82	87	96	104	106	107	110	96	66	•	•		
Омск	поле	61	69	77	84	95	96	95	54	•	•	•		
Черлак	поле	40	46	51	56	62	64	63	63	35	•	•		

Примечание: • – обозначает, что снежный покров отсутствовал в 50 % лет.

На рисунке 1.12 иллюстрировано изменение максимального запаса воды в снежном покрове р. Ишим.

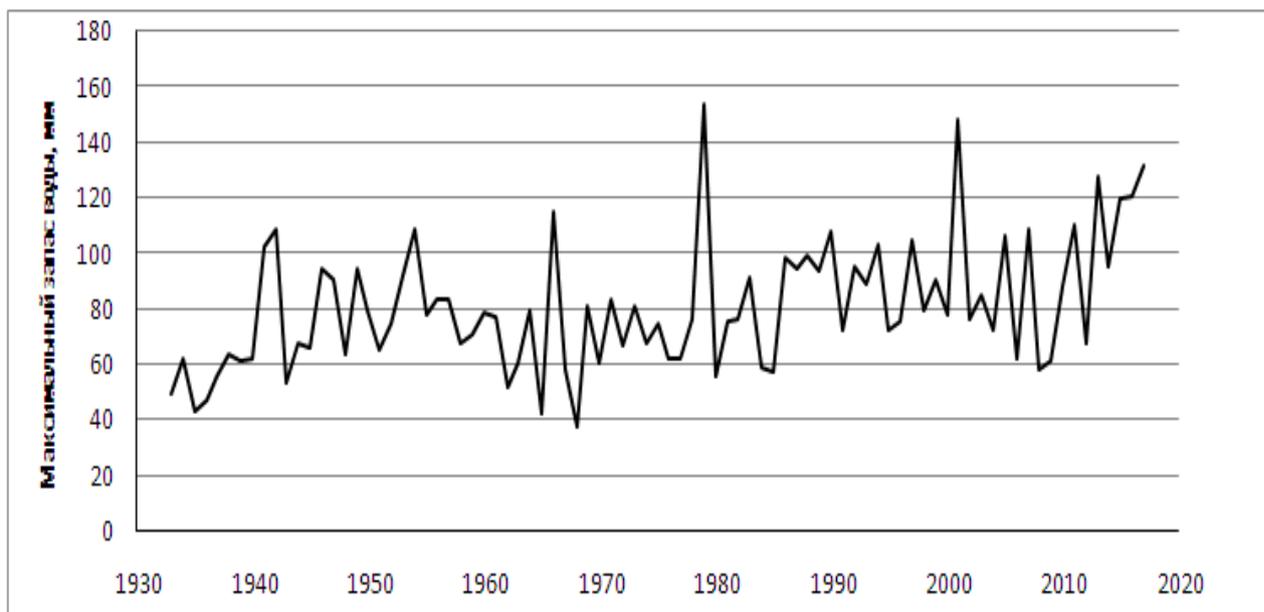


Рисунок 1.12 – Осреднённый по водосбору реки Ишим максимальный запас воды в снежном покрове, мм

Коэффициент вариации, показывающий отклонение значения от среднемноголетнего значения для бассейнов рек и отдельных пунктов наблюдений изменяется от 0,17 на севере равнины до 0,37 на юге, у поселков Ильинка и Абатское возрастает до 0,43–0,54. Для оценки средних значений запаса воды в снеге с точностью 5 % достаточно данных ряда длиной до 25 лет. Во всех пунктах измерений, использованных для расчета, период наблюдений превышает указанную величину.

Основным параметром снежного покрова для прогнозирования объёма и максимума весеннего половодья является максимальный запас воды в снеге перед началом снеготаяния. Расчет максимальных запасов воды произведен по данным снегомерных наблюдений Росгидромета [122]. На рисунке 1.13 показано расположение пунктов наблюдений, данные которых использовались для построения карты максимальных снегозапасов. Карты максимальных снегозапасов представлена на рисунке 1.14.

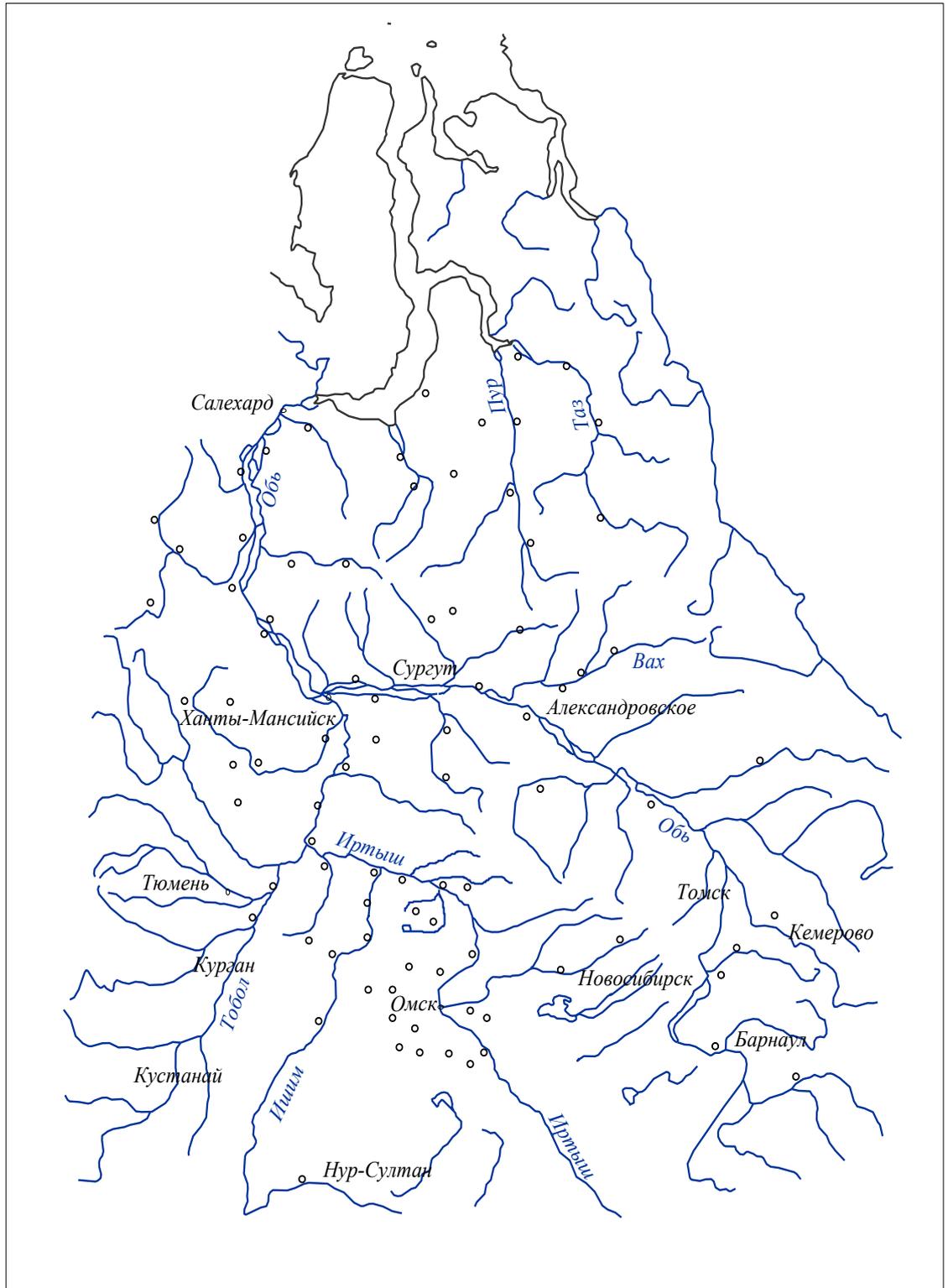


Рисунок 1.13 – Расположение пунктов снеговсѐмки по территории Западно-Сибирской равнины, данные которых использовались для построения карты максимальных запасов воды в снежном покрове

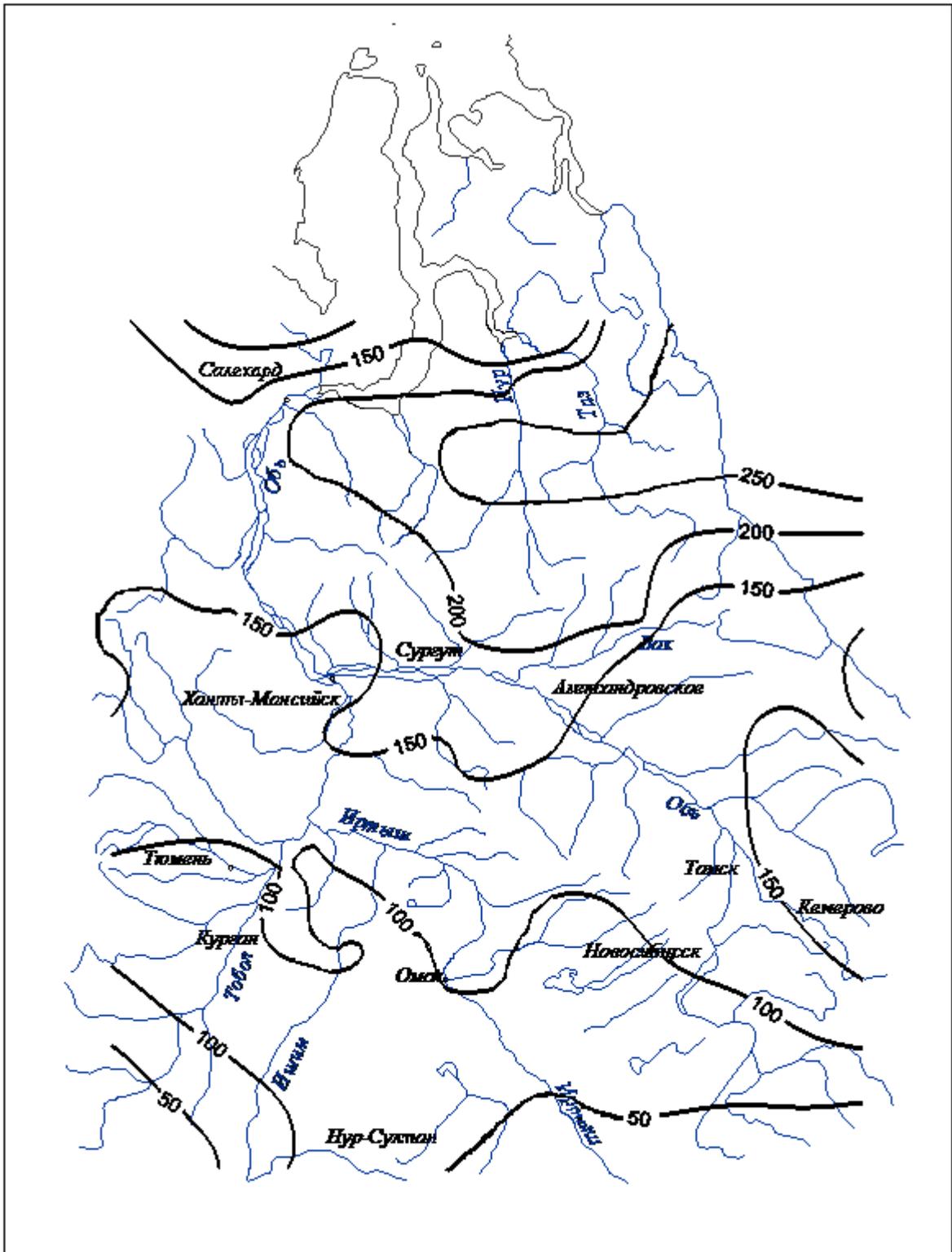


Рисунок 1.14 – Средний из максимальных запасов воды в снежном покрове, мм

Для создания карты распределения максимального запаса воды в снежном покрове бассейнов Западно-Сибирской равнины послужили данные периода 1981–2010 годов по 89 метеостанциям (рисунок 1.13, приложение Б, таблица Б.4). Шаг изолиний (рисунок 1.14) при построении поля изолиний принят 50 мм, с

учетом среднеквадратического отклонения нормы запаса воды в снежном покрове по пунктам наблюдений.

Наибольшие запасы воды в снежном покрове в конце зимы накапливаются в лесной (заболоченной) зоне бассейнов Иртыша, Оби, Пура и Таза 150–292 мм. В лесостепной и особенно в степной зонах на юге бассейна Иртыша количество воды в снежном покрове резко сокращаются до 60–100 мм.

Анализ полученной карты среднего из максимальных запасов воды в снежном покрове Западно-Сибирской равнины (рисунок 1.14) по данным последних десятилетий в сравнении с картой по данным периода с 1948 по 1971 годы (в соответствии с приложением В, рисунок В.9 [25]) было выявлено:

- произошло увеличение запаса воды в снежном покрове по всей территории равнины;
- изменилось направление изолиний на более субширотное, тогда как ранее отмечалось преобладание направления с северо-запада на юго-восток;
- сохранилось накопление максимальных значений запаса воды в северо-восточной части равнины.

При анализе трендов среднемноголетнего максимального запаса воды при значимости 0,05 выявлены достоверное увеличение с незначительной интенсивностью 1–6 мм за 10 лет в большинстве пунктов наблюдений всех природных зон. В целом значения максимальных запасов воды в снежном покрове с 1966 г. по 2017 г. слабо увеличились. В основном рост произошел в 90–х годах. На рисунке 1.15 показан наиболее значимый рост снегозапаса с 1991 по 2015 годы у поселка Тазовского с интенсивностью до 23 мм за 10 лет и уменьшение на 9 мм за 10 лет в Уренгое [45]. Таблицы к анализу трендов при многолетнем ходе снегозапасов в соответствии с приложением В (рисунки В.1–В.8, таблицы В.1–В.3).

Среднемноголетнее значение количества воды в снежном покрове водосбора бассейна Иртыша по территории Омской области за весь период наблюдений по 2015 год варьируется в широких пределах от 62 мм на юге до

121 мм на севере. При этом и год от года отмечаются еще более значительные изменения.

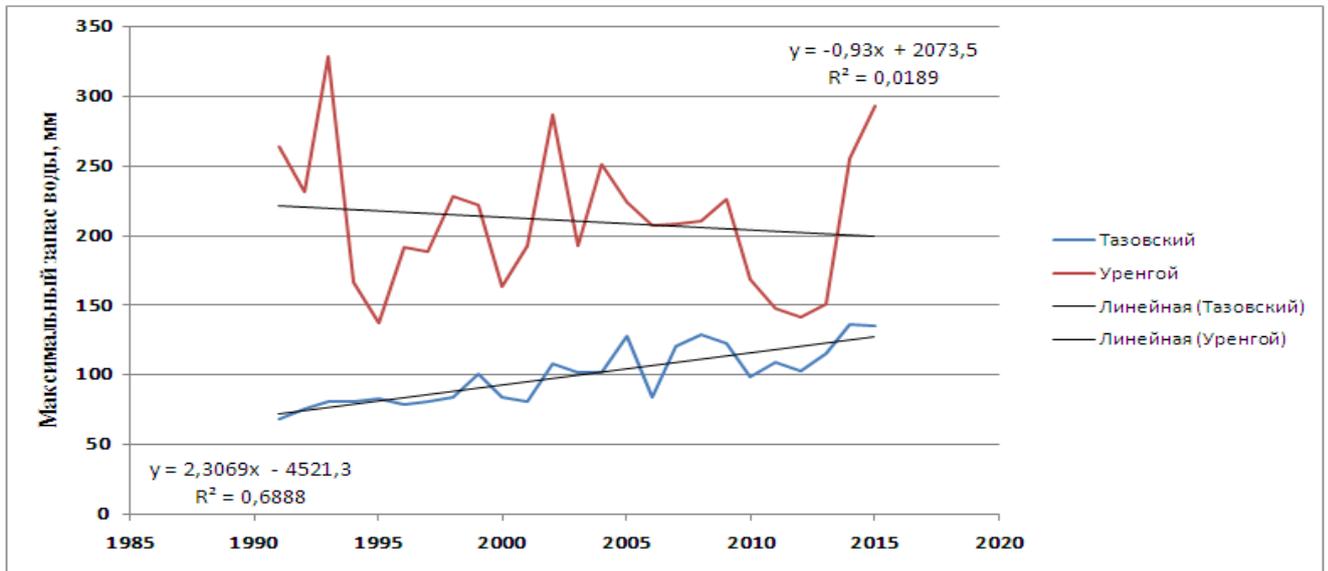


Рисунок 1.15 – Хронологические графики максимального запаса воды в снежном покрове тундры по маршрутным съёмкам у п.г.т. Тазовский и пос. Уренгой, мм

Среднее значение максимального запаса воды за период с 1965 по 2015 годы увеличиваются с юга на север от 68 до 125 мм. Наибольший разброс значений наблюдается в степной зоне, где коэффициент вариации достигает 0,35, наименьший в лесной зоне – 0,25. В таблице 1.14 показаны статистические характеристики максимального запаса воды в снежном покрове в мм на отдельных пунктах наблюдений по Омской области.

Таблица 1.14 – Статистические характеристики максимального запаса воды в снежном покрове в мм на отдельных пунктах наблюдений по Омской области за период 1965-2015 гг.

пост	Средний за период	Минимум	Максимум	Среднеквадратическое отклонение	Коэффициент вариации
Черлак	68	25	140	24	0,35
Омск	96	32	162	29	0,30
Тара	113	44	218	34	0,30
Усть-Ишим	125	60	203	31	0,25

Коэффициент корреляции максимального запаса воды в снежном покрове и максимум весеннего половодья на реках лесной зоны варьируется от 0,32 до 0,51 (р. Шиш 0,506; р. Уй 0,332; р. Ишим 0,320; р. Иртыш 0,365).

Интенсивность схода снежного покрова влияет на высоту подъема максимума половодья, без изменения объема стока.

При затяжном характере весны, когда снег тает в течение 3-4 недель, вода просачивается в почву и достигает русла реки более продолжительное время. При сходе снега за 5–14 дней талая вода стекает по пока еще замерзшей почве и с большой скорости стекает с поверхности водосбора и формирует высокий максимум. Зачастую интенсивное таяние снега вызывается приходом теплого сектора атлантического циклона с выпадением осадков. Так, например, произошло в 2016 году в лесостепной природной зоне Омской и Тюменской областях. Особенно сложная ситуация сложилась у города Ишим. Снег сошел за 4 дня, почва была промерзшей (43 % от нормы), почва с осени была переувлажнена (120–190 % от нормы), максимальный запас воды в снеге составлял 151 % от нормы. По сведениям МЧС Тюменской области от рек Карасуль и Мергень в городе Ишим было подтоплено 1316 жилых домов и 4272 приусадебных участков. Интенсивный сход снега в 2016 году отмечался и в Омской области, но последствия были не такие катастрофичные. Были размыты дороги, нарушено транспортное сообщение, затруднено передвижение по территории, отмечалось подтопление садовых участков и жилых домов. В зону подтопления от рек: Иртыш, Тара, Ишим попали 247 жилых домов и 1125 приусадебных участков в семи районах Омской области.

На рисунке 1.16 показан дешифрованный спутниковый снимок от 14 апреля 2016 года, где голубым и синим цветом указаны поверхностные воды, местоположение города Ишим обведено.

В совокупности со всеми перечисленными ранее факторами на формирование весеннего половодья влияет глубина промерзания почвы. Глубина промерзания почвы в Омской области анализировалась в 20 пунктах наблюдений.

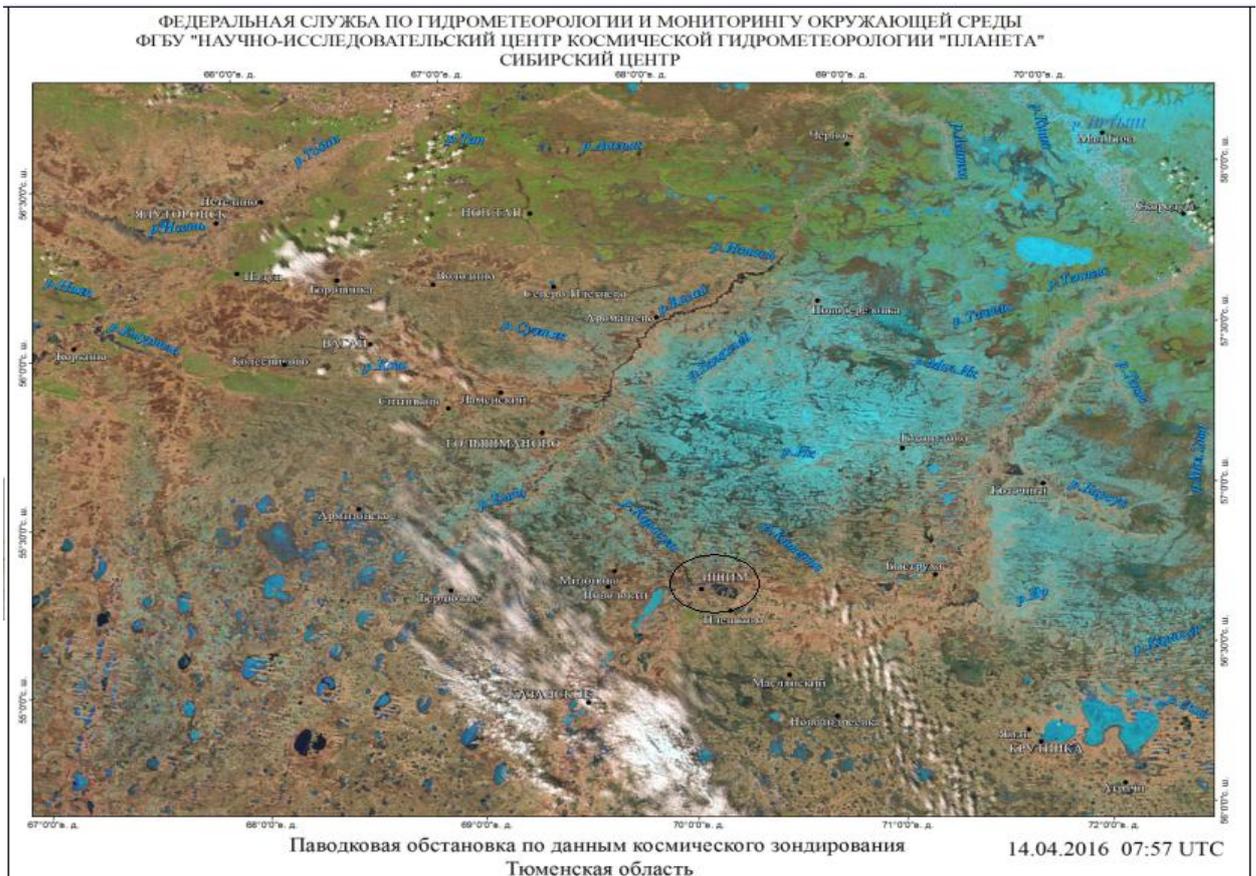


Рисунок 1.16 – Паводковая обстановка весной 2016 года на территории юга Тюменской и Омской областей [49]

За период наблюдений с 50–60-х годов глубина промерзания изменяется с севера к югу от 10 до 300 см из-за влияния высоты снежного покрова. Наибольшее промерзание до 170–300 см наблюдается в лесостепных и степных природных зонах [48]. При этом наблюдается значительное изменение год от года.

Анализ результатов многолетних наблюдений показывает уменьшение глубины промерзания почвы на территории всех природных зон Омской области в связи с периодом относительного потепления климата последних десятилетий и изменением количества выпадающих осадков в зимнее время. В связи с этим весь ряд инструментальных наблюдений можно представить в виде двух временных отрезков: первый – с начала инструментальных наблюдений до 1979 года, второй – с 1980 по 2015 годы [48, 49].

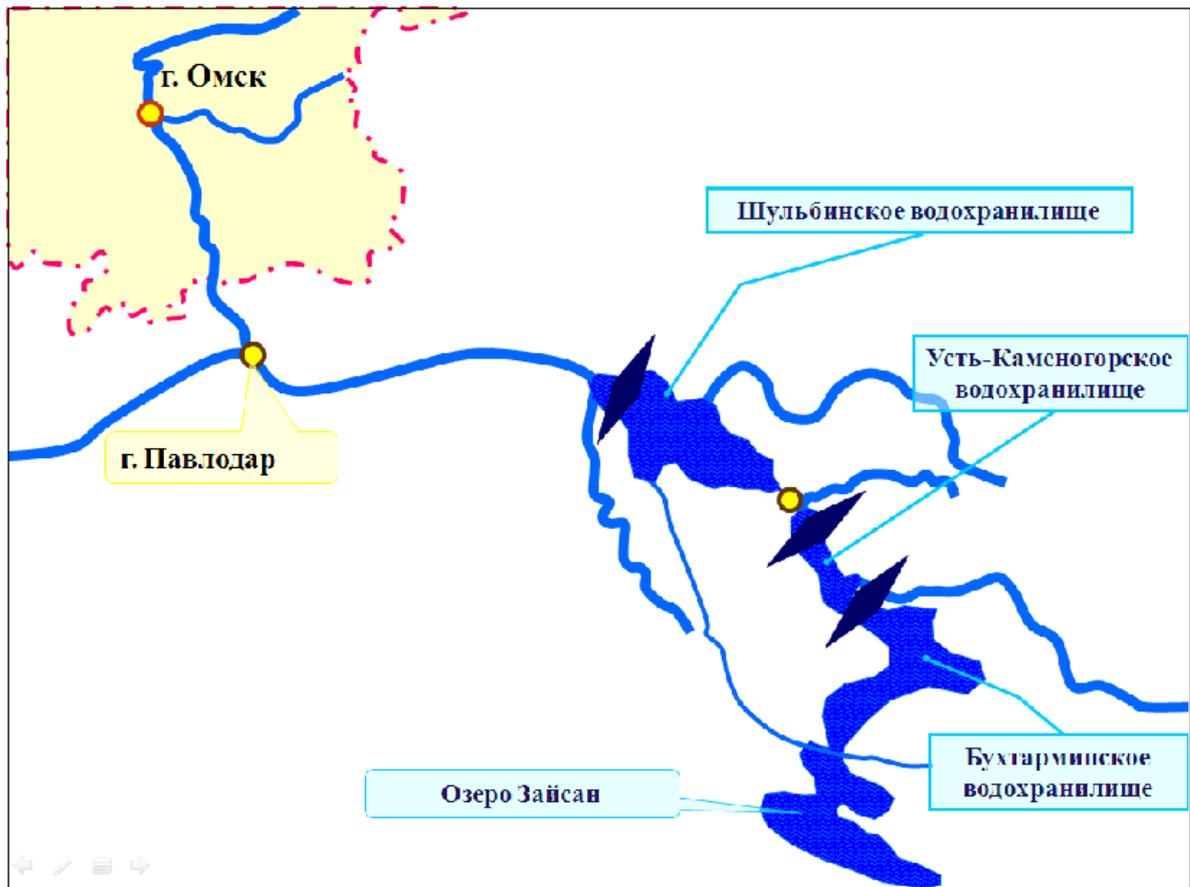
В бассейнах рек севера Западно-Сибирской равнины, где годовой радиационный баланс отрицательный, способствует промерзанию грунтов и

широкому распространению многолетней мерзлоты. Обнаруживается мерзлота в бассейнах левых притоков Средней Оби отдельными островками в торфяниках. Шире мерзлые породы распространены в бассейнах правых притоков Средней Оби. Еще севернее мерзлые породы распространены повсеместно, за исключением участков под руслами крупных рек: Обь, Пур, Таз и под глубокими большими озерами. Глубина сезонного оттаивания многолетней мерзлоты уменьшается с юга на север. Минимальные глубины сезонного протаивания установлены на торфяниках, максимальные – в песчаных отложениях.

Мерзлые толщи имеют двухслойное строение в бассейнах севера Западно-Сибирской равнины. В бассейне Средней Оби многолетнемерзлые породы с поверхности не встречаются, мерзлые толщи залегают на большой глубине от 150–200 до 300–400 м [43, 142].

Формирование максимальных уровней воды в реках происходит в зависимости от различных факторов. Климатические факторы, изменяющиеся в большом диапазоне и зачастую взаимовлияющие друг на друга, накладываются, на такой медленно меняющийся фактор подстилающей поверхности как рельеф. Влияние рельефа на максимум стока однозначно, так для рек с большими уклонами скорость формирования выше, а высота зависит от интенсивности поступления воды в русло, весной от температуры воздуха при таянии снежного покрова на водосборе. На реках с небольшим уклоном происходит частичное перераспределение стока в подземное и формирование высших уровней весеннего половодья растянуто по времени. В обоих случаях наиболее влияющими климатическими факторами на реках Западно-Сибирской равнины являются запас воды в снежном покрове на начало снеготаяния и осеннее увлажнение водосбора. Коэффициент корреляции между максимумом уровней в реках и этими факторами изменяется на различных реках от 0,18 до 0,70 (в соответствии с приложением Г, таблица Г.1). На реках зон арктических тундр и лесотундр влияние запаса воды в снеге низкое, коэффициент корреляции около 0,18. Решающее влияние на максимум оказывают температура воздуха и осадки в период снеготаяния, заторы льда.

Сток Иртыша зарегулирован Верхне-Иртышским каскадом водохранилищ на территории республики Казахстан. В каскаде три водохранилища: Бухтарминское (заполнение и пуск произведены в 1960–1966 гг.), Усть-Каменогорское (заполнено в 1952–1954 гг., выход на полную мощность в 1966 г.), Шульбинское (начало строительства – 1976 г., введено в эксплуатацию в 1987–1994 гг.) [44, 116]. На рисунке 1.18 показана схема расположения водохранилищ.



 – расположение плотины водохранилища

Рисунок 1.18 – Схема Верхне-Иртышского каскада водохранилищ на территории Республики Казахстан

При естественном режиме до введения в эксплуатацию Бухтарминской и Усть-Каменогорской ГЭС с 1891 по 1968 гг. у города Омск максимальные годовые уровни воды наблюдались во время вскрытия, с элементами заторов, в среднем один раз в 3–4 года. После начала работы ГЭС весенние заторы льда на

данном участке больше не образуются. Ниже Омска по течению вероятность образования заторов при этом стала существенно возрастать. На участке от Карташево до Тары за период с 1968 года заторы льда весной стали наблюдаться в среднем один раз за 11 лет [47].

Главная цель введения в эксплуатацию Шульбинской ГЭС – оптимизация попусков воды на Павлодарскую и Омскую поймы, у которых не обеспечиваются режимы продолжительности стояния воды и достижения необходимой площади затопления поймы. [47]

Профиль гидрографа Иртыша после начала регулирования стока имеет два пика. Первый, более низкий, формируется при ледоходе и вызван притоком талой воды с ближайшего водосбора реки и стеснением русла от разрушающегося ледяного покрова. Расход воды при этом увеличивается незначительно. Затем наблюдается послеледородное снижение уровня воды. Второй подъем и формирование максимума происходит от природоохранного попуска Шульбинской ГЭС и распространяется до города Тара. [47] Обычно попуск начинается в первой декаде апреля, когда наиболее интенсивно тает снег в горах юго-востока Казахстана. На рисунке 1.19 показан гидрограф весеннего половодья – самого низкого за весь период наблюдений, по отдельным гидрологическим постам на реке Иртыш.

Объем весеннего попуска планируется заранее, исходя из данных о накопленной влаги в снежном покрове, прогноза приточности Казгидромета и нужд хозяйствующих субъектов. Существует международная рабочая комиссия по водным ресурсам Иртышского бассейна, заседающая ежегодно в третьей декаде марта, где один из основных вопросов является объем природоохранного попуска Верхне-Казахстанских ГЭС. В рабочую группу комиссии с Российской стороны входят представители ФГБУ «Обь-Иртышское УГМС», МЧС России по Омской области во главе с начальником Нижне-Обского БВУ по Омской области. План сбросов рассчитывается в Иртышском БВУ республики Казахстан и передается Российской стороне в конце первой декады апреля.

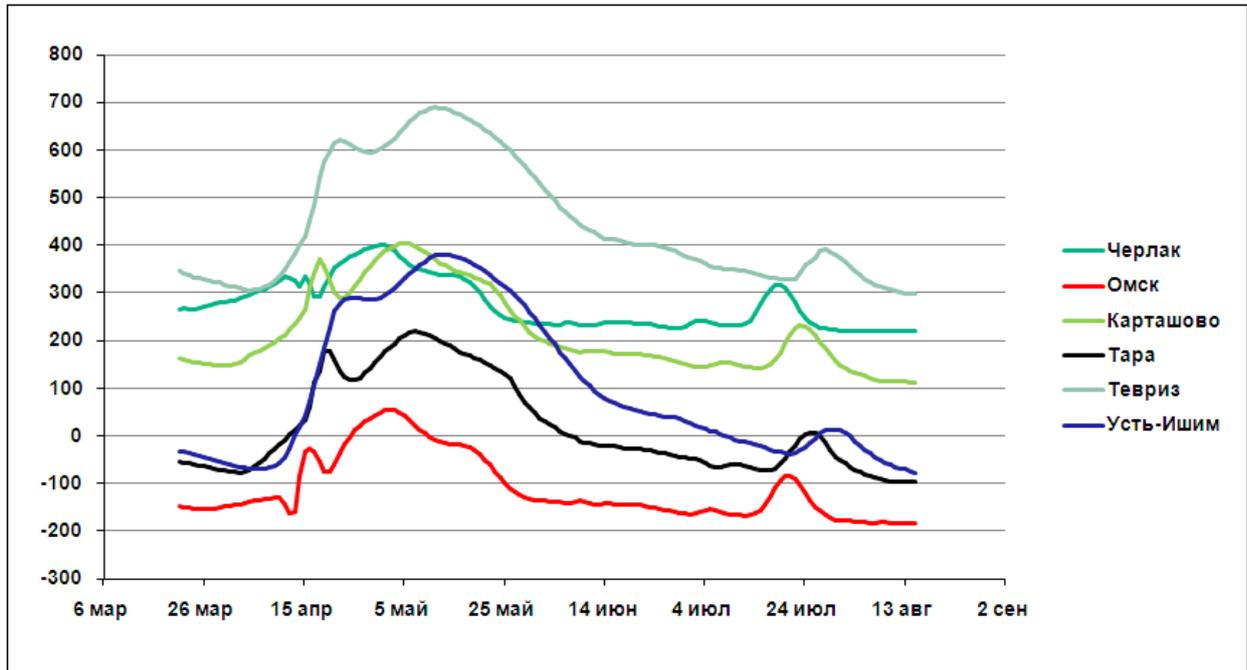


Рисунок 1.19 – Гидрограф весеннего половодья 2012 года на р. Иртыш на территории Омской области в условных отметках, см

Формирование высшего уровня по южной половине Омской области происходит обычно в третьей декаде мая. У города Омск максимальный подъем уровня воды в Иртыше от природоохранного попуска Верхне-Иртышского Каскада водохранилищ наступает позже на 1,5 до 2 месяца, в зависимости от объема попуска. Из-за заполнения обширной Павлодарской поймы в Северном Казахстане требуется больше времени для добегаания и создания большего объема у створов Омской области.

Для анализа формирования высшего уровня у города Омска исследовались влияние попусков Шульбинского водохранилища и информация о максимальных расходах, уровнях воды на омском гидрологическом посту [56] за период с 1989 по 2015 годы. Расчеты производились «MS Excel» методом расчета коэффициентов парной корреляции. За объем основного ядра попуска брали данные с ежедневными среднесуточными расходами воды превышающими $3000 \text{ м}^3/\text{с}$. Статистическая взаимосвязь (R) между объемом попуска (W) и максимальным расходом (Q_{max}) составил 0,413, а с максимальным уровнем воды (H_{max}) – 0,867. Уравнения линейного тренда их коэффициенты корреляции

представлены таблице 1.15. Из-за неустановившегося движения воды в реке выявленный коэффициент корреляции объема попуска с максимальным расходом оказался ниже [44].

Таблица 1.15 – Уравнения линейных трендов максимальных расходов и уровней реки Иртыш у города Омск по данным значений основного ядра попусков Шульбинской ГЭС и их коэффициенты корреляции [44]

Зависимость	Уравнение	R
Q_{\max}	$Y = 3.16 * W + 1437,6$	0,413
H_{\max}	$Y = 1.00 * W - 72,17$	0,867

По данным с 1989 по 2015 год обычно попуск из водохранилища производился во второй декаде апреля. Самый ранний попуск за указанный период был начат 6 апреля, самый поздний – в 6 мая. В 2012 году при низкой водности в реке сбросов со среднесуточным расходом более 3000 м³/с не было, и у города Омска наблюдался наименьший за период зарегулирования стока максимальный уровень воды [44].

При водности половодья – выше среднемноголетнего до 0,7 м, по югу области у города Омска максимум формируется близкий к норме, так как уровни воды на участке у Омска понижены выемкой песка из русла реки. Река ежегодно переносит около 2000 тыс.т. взвешенных веществ. Этого объема не достаточно для восполнения уровня дна реки, так как нужных фракции размером 1–0,5 мм (песка) и 0,5–0,2 мм (ил, глина) всего по 10–13 %. В 2016 году во время весеннего половодья дно восстановилось до уровня начала 80-х годов 20 века, но уже к осени просадка уровня достигла 0,4 м. На рисунке 1.20 показан фрагмент спутникового снимка 6 июня 2016 года территории Омской области, показывающий разлив высокого весеннего половодья Иртыша по пойме выше и ниже города Омск.

Высший уровень на реке Омь воды формируется только в конце мая – первой декаде июня, из-за значительной протяженности реки и площади водосбора 52400 км².

По северной части области Иртыш принимает притоки, крупнейшие из них: Тара, Уй, Оша, Шиш, Туй, Ишим. На этих реках максимум формируется в третьей декаде апреля – первой декаде мая, что в основном зависит от площади водосбора. Чем меньше площадь водосбора, тем раньше формируется высший уровень весеннего половодья. На реках: Тара, Уй, Шиш, Туй после максимума уровни и водность обычно быстро снижаются. На р. Оша водосбор частично заболочен; сток зарегулирован многочисленными плотинами, вода в которых в летнее время используется для хозяйственных нужд. Поэтому максимумы на Оше обычно формируются на отдельных участках в разное время.



Рисунок 1.20 – Фрагмент спутникового снимка территории Омской области от 6 июня 2016 года [49]

Река Ишим, протяженностью 2450 км (в пределах РФ 667 км), формирует максимум в Омской области чаще всего в те же сроки, что и другие реки лесной зоны. И только 4 раза за весь период наблюдений с 1948 года формирование

высшего уровня воды произошло единой волной от верховьев до устья реки. Например, так произошло в 2017 году. В июне 2017 г. произошло наложение волны паводка из Казахстана на сформированный местный высший уровень весеннего половодья. При этом максимум на Ишиме совпал с формированием высокого максимума на Иртыше, в подпоре от которого находится верхнее течение Ишима. Уровень воды Ишима у села Орехово превысил среднемноголетнее значение на 4,8 м. Была подтоплена вся пойма Ишима. По сведениям МЧС Омской области в Усть-Ишимском районе было подтоплено 128 приусадебных участков, размыты дороги, нарушено автомобильное сообщение между 12 населенными пунктами района.

Анализ гидролого-климатических факторов формирования весеннего половодья по территории Омской области показал, что степень влияния каждого фактора изменяется по территории и во времени. На правых притоках Иртыша (Шиш, Уй, Туй) возрастает роль дождевых паводков. На р. Оша влияет зарегулированность стока и уровень грунтовых вод. На формирование максимума на р. Иртыш оказывают влияние водохранилища Верхне-Иртышских ГЭС, расположенные на территории Республики Казахстан и распространяющие свое влияние на Иртыше до города Тара. Изучение факторов, влияющих на формирование высших уровней половодья, позволяет сделать вывод, что при совмещении факторов: переувлажнении почвы с осени, значительном запасе воды в снеге перед началом снеготаяния и больше обычных весенних осадках в сочетании с интенсивным потеплением приводит к высоким максимумам, вызывающим катастрофические и значительные наводнения на реках Омской области [47].

2 Пространственно-временная изменчивость глубины промерзания почвы в бассейне Среднего Иртыша

На южной части Западно-Сибирской равнины, где не распространены многолетнемерзлые породы, из-за суровости и малоснежности зимы наблюдается ежегодное зимнее промерзание почвы. Промерзшая почва за счет образования слоя льда становится «запирающим слоем» для свободного передвижения воды внутри грунта по водосбору рек. Установлено авторами [И. Л. Калюжный, С. А. Лавров и др., 1981], что одним из основных факторов, влияющим на формирование зимнего стока, является глубина промерзания почвы, когда при отсутствии поверхностного стока возрастает роль подземного питания стока рек. При этом, чем ниже температура почвы в начальный период её зимнего промерзания, тем интенсивнее осуществляется миграция почвенной влаги к фронту промерзания, соответственно увеличивается количество льда и запас холода в почве. Для бассейнов среднего Ишима и Иртыша в пределах Омской области, характерно глубокое промерзание почвы в зимний период, которое может значительно влиять на высоту подъема уровней воды. При быстром снеготаянии в весенний период вода не просачивается в грунт, а стекает по замершей почве, быстро достигая русла реки и вызывая быстрый подъем уровня.

2.1 Глубина промерзания почвы в бассейне Среднего Иртыша

Непрерывные ряды данных инструментальных наблюдений за глубиной промерзания на водосборе Среднего Иртыша по территории Омской области накоплены с 50-х годов, в бассейне реки Ишим – в 60-х годах 20 века [158, 160]. Промерзание почвы в основном начинается с третьей декады октября. По северу рассматриваемой территории максимальные значения промерзания достигаются во второй декаде марта. В основном максимумы значений промерзания отмечаются в третьей декаде апреля – первой декаде мая после полного схода снежного покрова. Для анализа глубины ежегодного зимнего промерзания в

бассейне Среднего Иртыша без влияния схода снежного рассмотрены данные на 31 марта.

По исследованию автора за период наблюдений с 50–60-х годов глубина промерзания изменяется с севера к югу от 18 до 300 см из-за влияния высоты снежного покрова. Наибольшее промерзание до 170–300 см наблюдается в лесостепных и степных природных зонах. При этом наблюдается значительное изменение год от года. На рисунках 2.1–2.7 показана изменчивость глубины промерзания со временем у отдельных пунктах наблюдений.

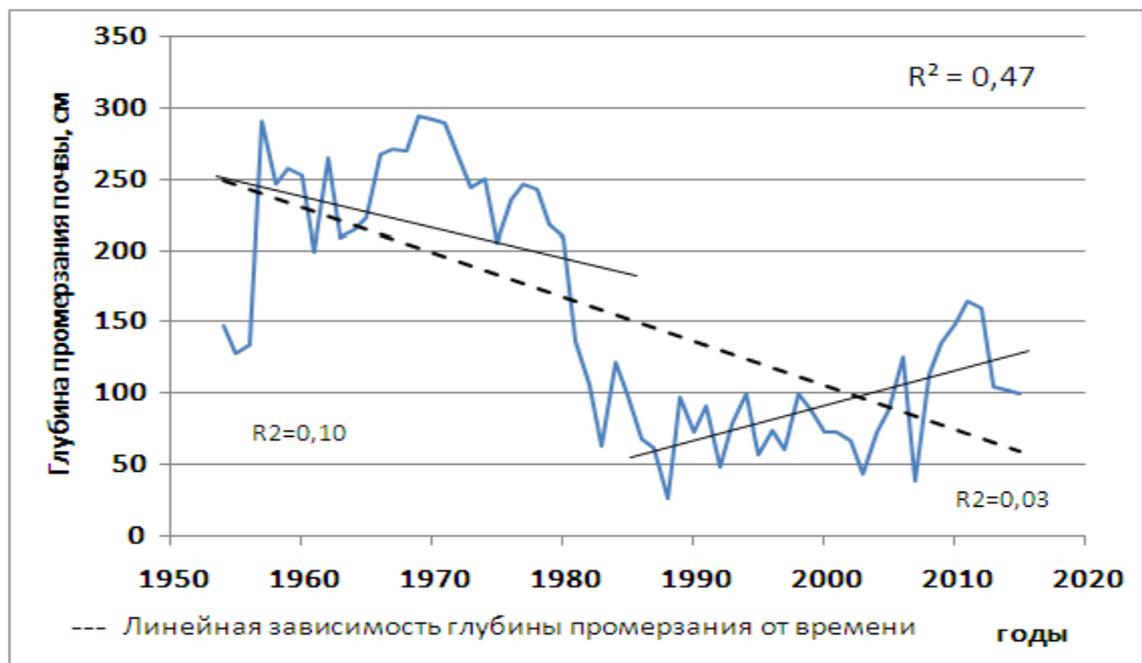


Рисунок 2.1 – Многолетний ход глубины промерзания почвы на 31 марта у села Русская Поляна с линейными трендами за периоды: 1954–2015 гг., 1954–1985 гг., 1986–2015 гг.

Тренд к уменьшению глубины промерзания почвы за период наблюдений отмечается во всех пунктах наблюдений (таблица 2.1). При анализе результатов многолетних инструментальных наблюдений за непрерывный период наблюдений во всех природных зонах бассейна Среднего Иртыша интенсивность снижения тренда изменяется в основном от 7 до 18 см за 10 лет и только в отдельных пунктах: Саргатское, Омск, Любимовка более существенно – на 26–29 см за 10 лет. Стоит отметить, что интенсивность снижения тренда наименьшая в лесной

природной зоне 6–16 см за 10 лет, больше в северной лесостепи – 9–16 см за 10 лет, еще больше в южной лесостепи – 12–16 см за 10 лет и наибольшая в степи – 14–18 см за 10 лет. В лесной природной зоне тренд отличается большей стабильностью, где нет пунктов с трендом к снижению более 26 см за сутки.

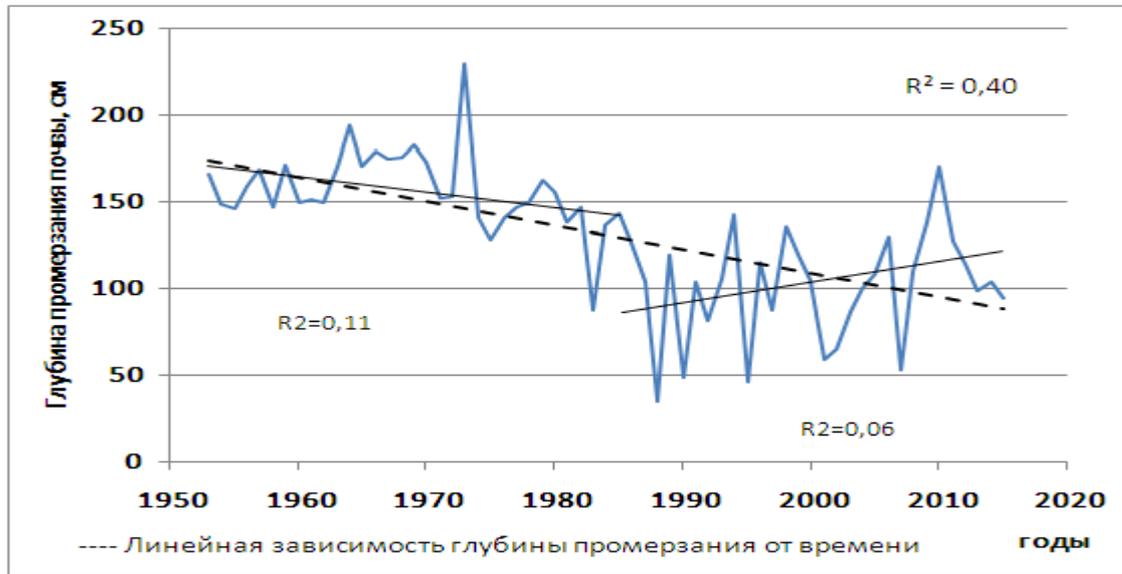


Рисунок 2.2 – Многолетний ход глубины промерзания почвы на 31 марта у села Одесское с линейными трендами за периоды: 1953–2015 гг., 1953–1985 гг., 1986–2015 гг.



Рисунок 2.3 – Многолетний ход глубины промерзания почвы на 31 марта у города Омск с линейными трендами за периоды: 1951–2015 гг., 1951–1985 гг., 1986–2015 гг.

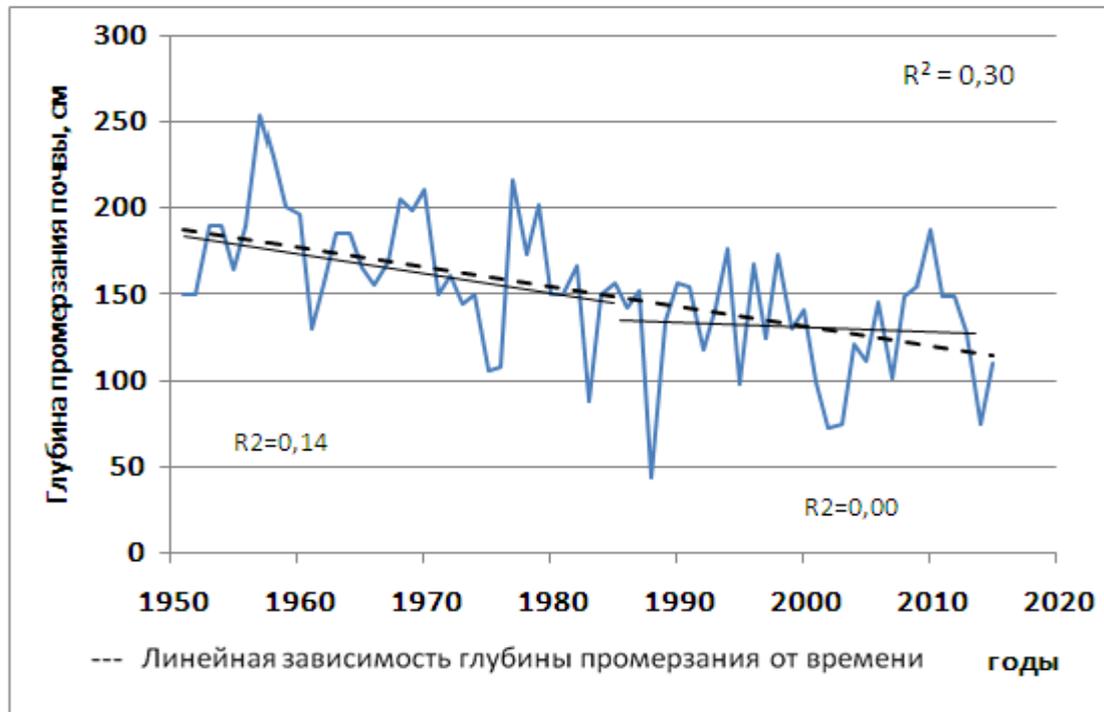


Рисунок 2.4 – Многолетний ход глубины промерзания почвы на 31 марта у поселка Щербакуль с линейными трендами за периоды: 1951–2015 гг., 1951–1985 гг., 1986–2015 гг.

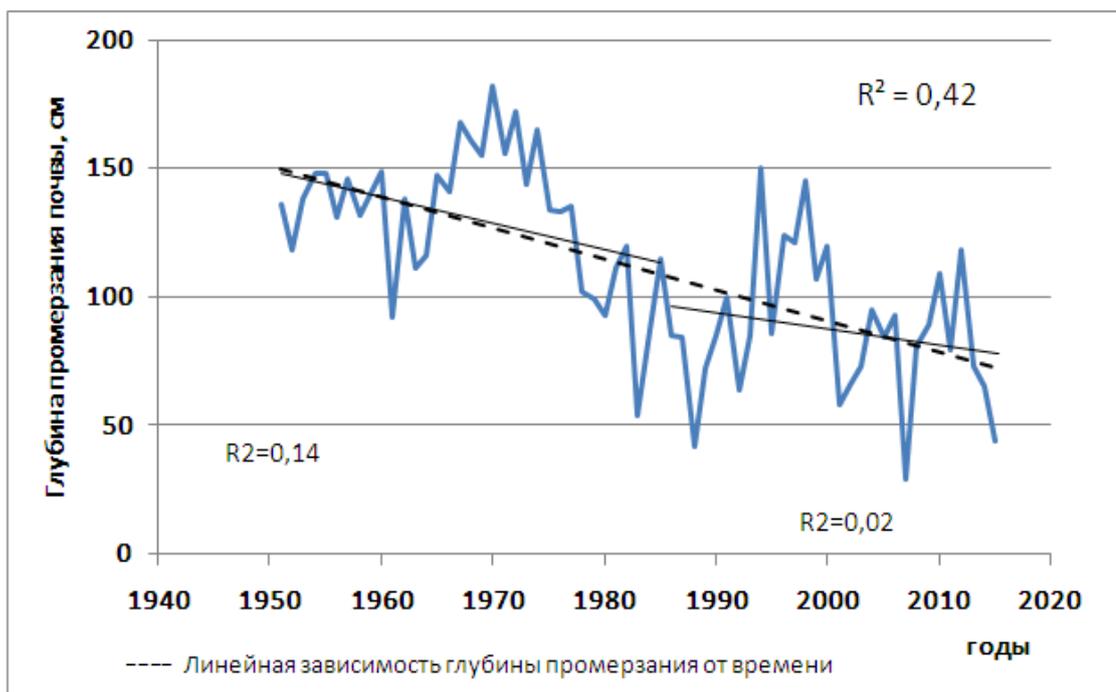


Рисунок 2.5 – Многолетний ход глубины промерзания почвы на 31 марта у поселка Исилькуль с линейными трендами за периоды: 1951–2015 гг., 1951–1985 гг., 1986–2015 гг.

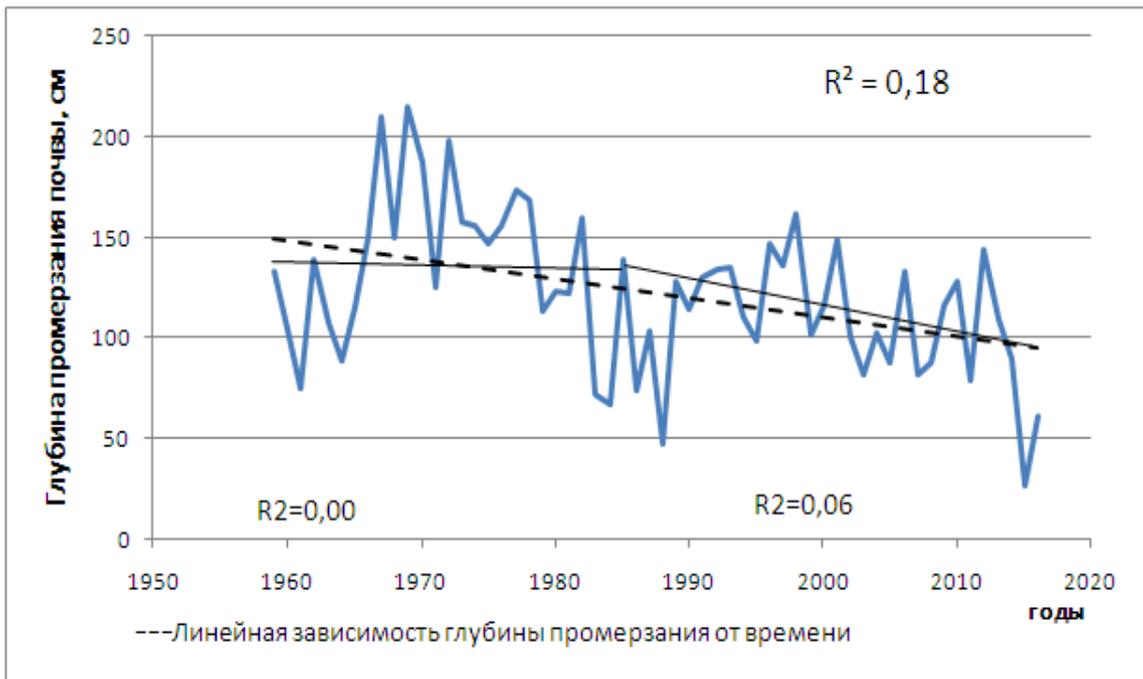


Рисунок 2.6 – Многолетний ход глубины промерзания почвы на 31 марта у села Седельниково с линейными трендами за периоды: 1959–2015 гг., 1959–1985 гг., 1986–2015 гг.

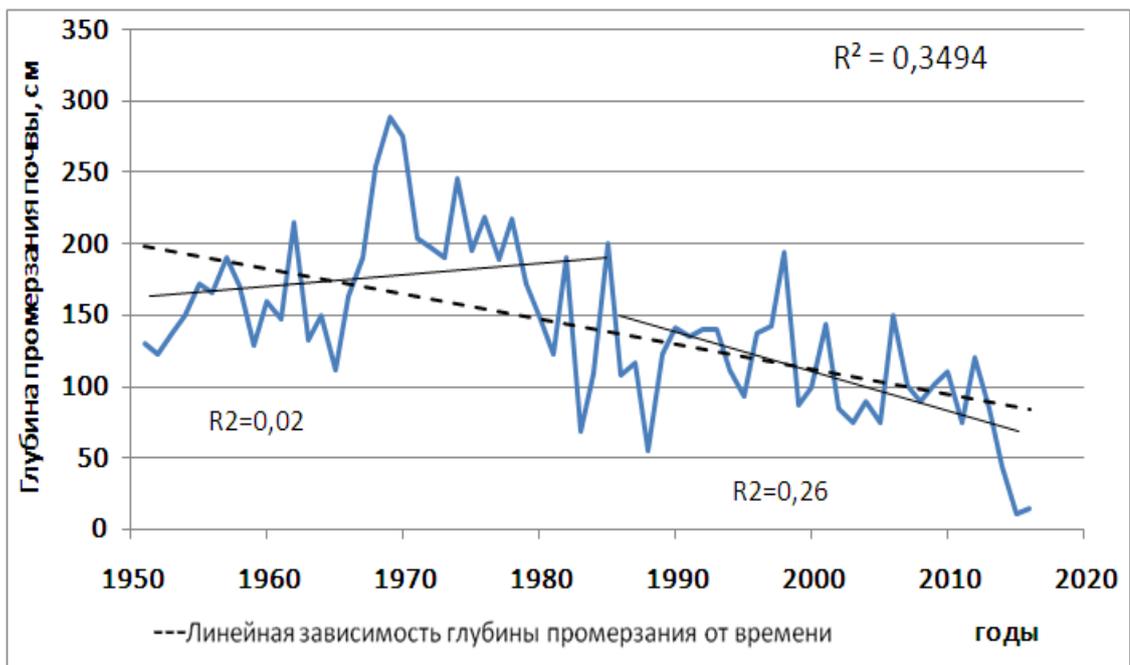


Рисунок 2.7 – Многолетний ход глубины промерзания почвы на 31 марта у города Тара с линейными трендами за периоды: 1951–2015 гг., 1951–1985 гг., 1986–2015 гг.

Значимость линейных трендов оценивалась по методике работы [120], неоднородность рядов глубины промерзания почвы принимается автором на

основании того, что при уровне значимости 5 %, что соответствует удвоенной случайной средней квадратической ошибке σ , величина 2σ меньше коэффициента корреляции R показана в таблице 2.1.

Таблица 2.1 – Линейные тренды глубины промерзания почвы природных зон бассейна Среднего Иртыша по данным наблюдений, коэффициенты корреляции и их стандартные погрешности

Пункт наблюдений	Период наблюдений	Уравнение тренда	R^2	R	σ	2σ
Зона лесная (подзоны южной тайги и подтайги)						
Усть-Ишим	1966-2016	$y=-0,6826x+1429,1$	0,148	-0,385	0,200	0,400
Тевриз	1951-2015	$y=-0,7469x+1578,9$	0,174	-0,417	0,177	0,354
Тара	1951-2015	$y=-1,6489x+3412,7$	0,315	-0,567	0,196	0,392
Седельниково	1951-2016	$y=-0,9561x+2022,4$	0,170	-0,412	0,187	0,374
Викулово	1966-2016	$y=-1,5232x+3156,4$	0,357	-0,598	0,224	0,448
Зона лесостепи (подзона северной лесостепи)						
Большеречье	1955-2015	$y=-1,549x+3202,6$	0,504	-0,710	0,221	0,441
Муромцево	1959-2015	$y=-0,9236x+1948,8$	0,151	-0,388	0,185	0,370
Тюкалинск	1951-2015	$y=-1,582x+3264,8$	0,503	-0,709	0,214	0,427
Саргатское	1955-2015	$y=-2,6191x+5328,7$	0,405	-0,637	0,211	0,423
Называевск	1951-2015	$y=-1,3835x+2873,8$	0,419	-0,648	0,206	0,412
Абатское	1966-2016	$y=-1,523x+3156,4$	0,357	-0,597	0,224	0,447
Зона лесостепи (подзона южной лесостепи)						
Омск	1951-2015	$y=-2,9259x+5942$	0,750	-0,866	0,233	0,467
Исилькуль	1951-2015	$y=-1,2156x+2521,9$	0,421	-0,649	0,206	0,412
Ишим	1966-2016	$y=-1,5567x+3200,8$	0,487	-0,698	0,238	0,476
Ильинка	1966-2016	$y=-1,4379x+2980,7$	0,381	-0,618	0,227	0,453
Зона степи						
Черлак	1951-2015	$y=-1,5246x+3130,1$	0,625	-0,790	0,224	0,448
Одесское	1953-2015	$y=-1,3625x+2834,4$	0,401	-0,633	0,207	0,415
Любимовка	1958-2015	$y=-2,6985x+5526,0$	0,640	-0,800	0,238	0,477
Щербакуль	1951-2015	$y=-1,1476x+2427,2$	0,298	-0,545	0,193	0,386
Полтавка	1951-2015	$y=-1,7728x+3698,2$	0,359	-0,600	0,200	0,400

Анализ рядов глубины промерзания в бассейне Среднего Иртыша на однородность проведён по критериям Стьюдента и Фишера показал достоверность трендов и подтвердил статистическую неоднородность рядов наблюдений. В таблицах 2.2 и 2.3 показаны результаты расчетов.

Анализ изменения глубины промерзания автором выявил тенденцию к стабилизации глубины промерзания с 1980 г. [46, 48, 49, 50].

Таблица 2.2 – Итоги проверки значимости линейного тренда межгодовой изменчивости глубины промерзания в бассейне Среднего Иртыша

Пост	Период	Коэффициент корреляции r	Стандартная ошибка коэффициента корреляции σ_r	t -статистика (отношение r/σ_r)	Коэффициент линейного тренда, а мм /год	Стандартная ошибка коэффициента линейного тренда σ_a	t -статистика (отношение a/σ_a)
Усть-Ишим	1966-87, 1995-2017	0,32	0,13	2,45	-0,87	0,19	-4,51
Викулово	1966-2017	0,36	0,12	3,00	-1,52	0,29	-5,27
Ильика	1966-2017	0,38	0,12	3,17	-1,44	0,26	-5,55
Ишим	1966-2017	0,49	0,11	4,45	-1,55	0,22	-6,89
Абатское	1966-2017	0,52	0,10	5,20	-1,71	0,23	-7,33

Таблица 2.3 – Анализ рядов глубины промерзания на однородность по среднему (критерий Стьюдента) и дисперсии (критерий Фишера)

Пункт	Среднее, N_1	Среднее, N_2	t -значение	Степень свободы	Уровень значимости p	Число наблюдений, df_1	Число наблюдений, df_2	Статистическое отклонение 1	Статистическое отклонение 2	F-отношение	Уровень значимости p
Усть-Ишим	79	56	0,71	43	4,5 E -8	22	23	26	19	1,76	0,10
Викулово	145	102	0,94	50	1,8 E -5	25	27	33	32	1,02	0,48
Ильинка	134	102	0,71	50	0,00073	25	27	37	26	1,97	0,05
Ишим	143	100	1,17	50	3,3 E -7	25	27	25	27	0,89	0,39
Абатское	128	78	1,34	50	1,5 E -8	25	27	31	21	2,31	0,02

Исходя из обнаруженной неоднородности рядов наблюдений глубины промерзания почвы (таблица 2.2) весь ряд инструментальных наблюдений в бассейне Среднего Иртыша можно представить в виде двух временных отрезков: первый – с начала инструментальных наблюдений до 1979 г., второй – с 1980 г. по настоящее время [48, 49]. В первый период выявлено уменьшение глубины промерзания почвы с различной интенсивностью: на севере бассейна в лесной природной зоне она уменьшалась в среднем на 7–15 см за 10 лет; а в лесостепной

зоне глубина промерзания уменьшалась в среднем на 14–17 см за 10 лет, в степной зоне на 13–15 см за 10 лет. Тенденция к стабилизации глубины промерзания отмечается с 1980 г. В период с 1980 г. по 2017 г. интенсивность положительного тренда в лесостепной природной зоне сократилась до 5–11 см за 10 лет, в лесной зоне у села Усть-Ишим до 5 см за 10 лет [48–50].

О значительном изменении глубины промерзания почвы в рассматриваемых периодах можно судить по их статистическим характеристикам указанных в таблице 2.4. В период с начала наблюдений по 1979 год максимальная глубина промерзания достигала 144–300 см, в период с 1980 по 2015 годы она сократилась до 96–237 см. Средняя глубина промерзания за период с 1980 по 2015 годы уменьшилась на 28–39 % по сравнению с предыдущим периодом и изменяется в зависимости от природной зоны от 60 до 149 см. Минимальные значения глубины промерзания варьируются от 57–147 см в период по 1979 года до 10–58 см в следующий период [48–50].

Таблица 2.4 – Сравнительные характеристики глубины промерзания почвы в пунктах наблюдений

Пункт наблюдений	Глубина промерзания почвы, см					
	до 1979 г.			1980–2015 гг.		
	средняя	наибольшая	наименьшая	средняя	наибольшая	наименьшая
Усть-Ишим	87	144	57	60	96	22
Тевриз	114	192	71	85	142	19
Муромцево	144	207	86	96	150	23
Тара	182	228	112	112	200	11
Викулово	148	220	87	117	197	50
Тюкалинск	158	219	93	104	185	40
Саргатское	199	300	105	82	147	10
Называевск	164	212	116	103	150	42
Абатское	143	181	106	89	162	40
Калачинск	156	201	128	127	150	45
Омск	201	272	124	91	137	39
Ишим	156	176	119	110	172	58
Ильинка	154	210	114	105	144	42
Исилькуль	139	182	92	89	150	29
Черлак	142	174	103	78	110	40
Полтавка	224	291	147	149	237	36
Одесское	163	230	129	107	171	35

В таблице 2.5 приведены средние значения глубины промерзания в природных зонах бассейна Среднего Иртыша за два рассматриваемых периода.

Таблица 2.5 – Изменение глубины промерзания почвы по природным зонам за период с 1980 по 2015 гг. [48–50]

Природная зона	Период наблюдений		Уменьшение глубины промерзания почвы	
	От начала наблюдений до 1979 г.	С 1980 по 2015 г.	см	%
Тайга и подтайга	135	97	39	28
Северная лесостепь	162	97	65	39
Южная лесостепь	161	104	57	34
Степь	189	117	72	37

При рассмотрении изменения глубины промерзания, в целом по природным зонам бассейна Среднего Иртыша выявлено сохранение тенденции к увеличению глубины промерзания с севера на юг. Значения промерзания в северной и южной лесостепи за период наблюдений по 1979 год были близки (161–162 см). В северной лесостепи со значительным уменьшением глубины на 39 % в период с 1980 года глубина промерзания стала по значению близка к данным лесной природной зоны (97 см). Уменьшение глубины относительно предыдущего периода (до 1979 г.) по природным зонам Среднего Иртыша достигло 28–39 % [48–50].

С середины 80–х годов XX века в отдельных пунктах наблюдений по степной природной зоне бассейна Среднего Иртыша у поселков: Одесское, Русская Поляна и Черлак прослеживается тенденция увеличения глубины промерзания на 1–23 см за 10 лет из-за сдвигающихся сроков схода снежного покрова и остывания почвы без снежного покрова в третьей декаде марта. В отдельных пунктах лесостепной природной зоны у Калачинска, Саргатского, Называевска, Муромцево отмечается тенденция увеличения промерзания на 1–7 см за 10 лет из-за сокращения суммы осадков. Тенденция уменьшения промерзания по другим природным зонам бассейна Среднего Иртыша сохранилась с меньшими коэффициентами детерминации (R^2) в пределах 0,02–0,26 и интенсивностью уменьшения промерзания в большинстве пунктов на 2–9 см за 10 лет, у отдельных пунктов – на 18–29 см за 10 лет.

2.2 Влияние изменения количества выпадающих осадков на глубину промерзания почвы в бассейне Среднего Иртыша

На глубину промерзания почвы влияют в совокупности различные факторы, такие как время установления снежного покрова, значительное снижение температуры воздуха и продолжительность похолодания, влажность и структура почвы. Рассмотрим влияние на глубину промерзания осадков. Бассейн Среднего Иртыш (без бассейна Нижнего Ишима) достаточно увлажнен в лесостепной и лесной природных зонах. Годовое количество осадков изменяется от 340 до 520 мм. На рисунке 2.8 показан погодичное изменение количества осадков на метеостанции Тевриз.

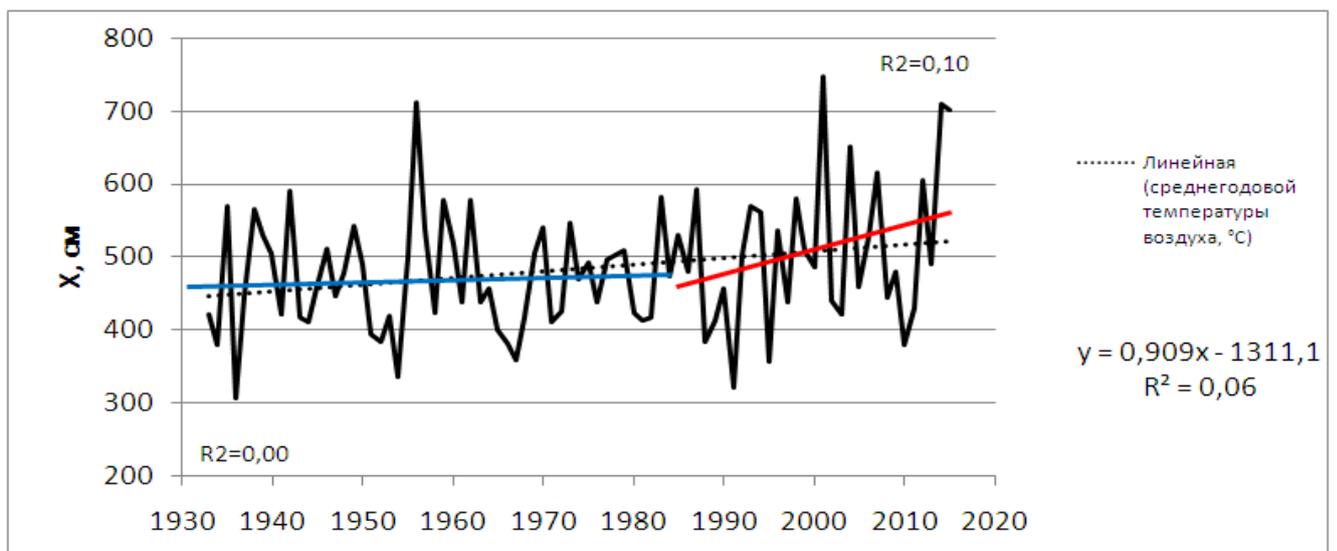


Рисунок 2.8 – Многолетняя динамика годовых сумм осадков для метеостанции р.п. Тевриз

За тёплый период года с апреля по октябрь выпадает 70–75 %, а в холодный с ноября по март до 30 % от годовой суммы осадков. Наименьшее из среднемноголетних месячных значений осадков чаще всего выпадает в феврале (за исключением у города Тара, где минимум осадков сдвинут на март), наибольшее из среднемноголетних месячных значений осадков наблюдается в

июле. В таблице 2.6 показаны средние характеристики многолетние месячные и годовые суммы осадков по метеостанциям бассейна р. Иртыш.

Таблица 2.6 – Средние многолетние месячные и годовые суммы осадков по метеостанциям бассейна р. Иртыш (с учётом поправки на смачивание), мм

Станция, период	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год	XI-III	IV-X
Зона степи															
р.п. Одесское (124 м)															
1940-1964	12	7	11	19	30	44	75	49	33	28	18	18	337	66	281
1965-1989	18	13	12	20	32	44	53	45	29	29	25	19	339	85	253
1990-2015	18	13	17	22	31	42	57	51	22	25	28	21	346	95	250
Зона лесостепи (подзона южной лесостепи)															
г. Омск (121 м)															
1940-1964	12	7	11	12	34	48	75	52	39	29	17	16	363	62	300
1965-1989	22	15	13	22	35	54	57	54	35	34	29	22	392	100	296
1990-2015	23	18	20	23	32	54	68	59	29	33	36	29	423	124	297
г. Калачинск (109 м)															
1940-1964	11	8	13	22	33	55	70	58	36	29	19	17	372	67	304
1965-1989	16	12	11	18	32	52	54	53	31	31	22	17	352	77	272
1990-2015	16	12	14	19	26	46	57	50	27	24	26	20	344	87	249
Зона лесостепи (подзона северной лесостепи)															
г. Называевск (125 м)															
1942-1964	14	10	15	22	31	55	67	60	46	28	22	21	392	82	310
1965-1989	17	12	11	21	39	51	67	49	37	31	24	16	376	80	296
1990-2015	16	13	15	23	32	60	75	62	34	27	27	21	404	89	314
с. Большеречье (76 м)															
1947-1964	14	10	15	22	31	55	67	60	46	28	22	21	392	82	310
1965-1989	17	12	11	21	39	51	67	49	37	31	24	16	376	80	296
1990-2015	16	13	15	23	32	60	75	62	34	27	27	21	404	89	314
Зона лесная (подзоны южной тайги и подтайги)															
с. Викулово (77 м)															
1940-1964	19	12	18	26	40	64	87	67	49	37	28	24	472	101	370
1965-1989	18	13	13	25	36	52	78	62	43	34	29	20	423	91	330
1990-2015	20	13	18	26	39	60	74	68	50	35	32	27	461	109	352
р.п. Тевриз (65 м)															
1940-1964	18	12	19	27	45	67	84	74	56	40	30	25	498	105	394
1965-1989	21	15	13	24	40	71	68	65	50	40	31	22	463	102	359
1990-2015	26	18	21	29	41	68	75	72	51	44	38	32	515	134	371
с. Усть-Ишим (55 м)															
1940-1964	22	14	19	28	43	66	84	71	60	46	37	31	520	122	398
1965-1989	25	17	16	27	38	62	67	69	50	44	34	26	474	117	357
1990-2015	23	16	20	26	42	57	74	67	52	42	36	30	487	124	360

За период 1990–2015 годов во всех пунктах наблюдений, за исключением пункта Калачинск, прослеживается увеличение количества зимних осадков на год относительно предыдущего периода 1965–1989 годов на 2–11 %. Увеличение количества зимних осадков относительно предыдущего периода 1965–1989 годов достигает 4–32 %, при этом наиболее значительное увеличение отмечается в природных зонах южных лесостепей и южной тайги, в среднем на 21–23 %. При этом количество осадков тёплого периода года за все время наблюдений практически не изменилось, при стабильном снижении на 3–9 % за четверть века в отдельных пунктах: Тара, Калачинск, Одесское и увеличения на 6 % в природной подзоне северных лесостепей. Обобщение изменения по природным зонам показаны в таблице 2.7.

Таблица 2.7 – Средние отклонения годовые суммы осадков, осадков холодной и теплой части года за периода 1990–2015 относительно периода 1965–1979 годов по природным зонам в %

Природная зона	Величина отклонения		
	Годовых сумм осадков	Осадков холодного периода года	Осадков теплого периода года
Степи	2	7,5	-2,5
Южная лесостепь	8	21	-3
Северная лесостепь	7	11	6
Лесная (подзона южной тайги и подтайги)	5,5	23	-0,5

Статистическая значимость достоверности линейных трендов сумм годовых, жидких и твёрдых осадков за 1965–2015 гг. рассчитана при уровне значимости 5 %. Результаты отдельных расчётов показателей временных трендов и их статистическая значимость приведены в таблице 2.8.

Наличие линейных трендов сумм осадков показано на рисунке 2.8 и в соответствии с рисунками Приложения Б.1–Б.2. Достоверность оценивалась по критериям однородности Стьюдента и дисперсионного анализа Фишера.

Таблица 2.8 – Анализ рядов ежегодных сумм годовых и твёрдых осадков на однородность по среднему (критерий Стьюдента) и дисперсии (критерий Фишера)

Пункт	Среднее, H_1	Среднее, H_2	t-значение	Степень свободы	Уровень значимости p	Число наблюдений, df_1	Число наблюдений, df_2	Статистическое отклонение 1	Статистическое отклонение 2	F-отношение	Уровень значимости p
Ежегодные суммы осадков											
Омск	395	421	-0,221	49	0,275	26	25	74,8	90,9	0,677	0,169
Тевриз	463	517	-0,424	49	0,035	26	25	63,2	110,6	0,363	0,008
Ишим	389	423	-0,319	49	0,116	26	25	75,4	75,1	1,007	0,492
Викулово	423	461	-0,452	49	0,014	26	25	56,8	62,0	0,820	0,313
Ежегодные суммы твердых осадков											
Омск	102	123	-0,578	49	0,006	26	25	26,6	24,3	1,141	0,377
Калачинск	79	86	-0,269	49	0,160	26	25	19,1	17,6	1,137	0,380
Большеречье	73	95	-0,685	49	0,001	26	25	23,7	21,7	1,200	0,332
Тара	96	124	-0,645	49	0,002	26	25	27,1	33,9	0,639	0,142
Тевриз	104	133	-0,722	49	0,007	26	25	29,3	27,5	1,129	0,385
Ишим	78	105	-0,790	49	0,000	26	25	14,8	30,8	0,232	0,000
Викулово	91	109	-0,595	49	0,117	26	25	21,2	21,6	1,048	0,455
Ежегодные суммы осадков теплого периода года											
Ишим	310	317	-0,069	49	0,712	26	25	77,2	65,9	1,372	0,218
Викулово	330	352	-0,265	49	0,014	26	25	57,6	59,6	0,941	0,440
Примечание: Полужирным курсивом выделены статистически неоднородные ряды.											

Исследование статистической достоверности линейных трендов сумм годовых, твердых и жидких осадков по метеорологическим станциям привёл к следующим выводам:

1. В многолетнем ходе годовых сумм осадков увеличение с интенсивностью 10–25 мм/10 лет обнаружено только для метеостанции Тевриз, Ишим, Викулово, по метеостанциям Омск и Называевск зафиксирован положительный тренд с интенсивностью 10–13 мм за 10 лет.

2. Отрицательный тренд осадков тёплого периода проявляется по метеостанциям Калачинск и Тара с интенсивностью 4–5 мм за 10 лет.

3. Межгодовая изменчивость осадков холодного периода характеризуется наличием положительного тренда для всех метеостанций в основном с интенсивностью 2–6 мм за 10 лет, на метеостанциях Омск, Ишим, Тара, Тевриз с интенсивностью 9–12 мм за 10 лет. Показатели достоверности трендов приведены в таблице 2.9.

Таблица 2.9 – Результаты проверки значимости линейного тренда межгодовой изменчивости сумм годовых, жидких и твёрдых осадков за 1965–2015 гг. на отдельных метеостанциях в бассейне р. Иртыш, мм

Метеостанция	Период	Коэффициент корреляции r	Стандартная ошибка коэффициента корреляции σ_r	t -статистика (отношение r/σ_r)	Коэффициент линейного тренда, a мм /год	Стандартная ошибка коэффициента линейного тренда σ_a	t -статистика (отношение a/σ_a)
Сумма за год							
Омск	1965-2015	0,23	0,13	1,73	0,04	0,02	1,62
Большеречье	1965-2015	0,21	0,14	1,48	0,04	0,03	1,17
Тара	1965-2015	0,10	0,14	0,71	0,01	0,02	0,70
Тевриз	1965-2015	0,37	0,12	3,04	0,06	0,02	2,72
Ишим	1965-2015	0,30	0,13	2,32	1,53	0,70	2,19
Викулово	1965-2015	0,37	0,12	3,05	1,55	0,55	2,80
Тёплый период							
Омск	1965-2015	0,03	0,14	0,24	0,01	0,03	0,24
Калачинск	1965-2015	0,15	0,14	-1,04	-0,03	0,03	-1,03
Большеречье	1965-2015	0,03	0,14	0,23	0,01	0,03	0,22
Тара	1965-2015	0,10	0,14	-0,74	-0,02	0,03	-0,72
Ишим	1965-2015	0,10	0,14	0,72	0,48	0,68	0,71
Викулово	1965-2015	0,21	0,11	1,52	0,82	0,55	1,48
Холодный период							
Одесское	1965-2015	0,26	0,13	2,01	0,18	0,10	1,85
Омск	1965-2015	0,51	0,10	5,08	0,28	0,07	4,13
Калачинск	1965-2015	0,29	0,13	2,19	0,22	0,11	2,06
Большеречье	1965-2015	0,53	0,10	5,26	0,31	0,07	4,29
Тара	1965-2015	0,49	0,11	4,49	0,21	0,05	3,95
Тевриз	1965-2015	0,54	0,10	5,37	0,25	0,05	4,41
Ишим	1965-2015	0,54	0,10	5,33	1,00	0,22	4,45
Викулово	1965-2015	0,44	0,14	3,96	0,69	0,20	3,51
Примечание: Полужирным курсивом выделены критерии оценки значимых трендов, указывающие на их достоверность.							

В целом значения годовых сумм осадков с 1965 по 2015 гг. слабо увеличились. В основном увеличение произошло за счет количества осадков в зимний период в лесной и лесостепной природных зонах.

Уменьшение глубины промерзания почвы в 50–70 годах 20 века бассейне Среднего Иртыша на территории всех природных зон в связи с периодом относительного потепления климата. В последние десятилетия тенденция снижения глубины промерзания сохранилась в лесостепной и лесной природных зонах в связи с увеличением количества выпадающих осадков в зимнее время.

2.3 Температура в начальный период промерзания почвы

Температура в начальный период промерзания почвы при отсутствии снежного покрова и/или небольшого запаса воды в снежном покрове имеет решающее влияние на глубину промерзания.

Изменения температуры в октябре – ноябре были исследованы в бассейне Среднего Иртыша по данным постов Тара и Тевриз за тот же период наблюдений, что и глубина промерзания почвы с 1955 по 2015 годы [160]. Переход температуры воздуха через 0 °С в сторону понижения в указанных пунктах осуществляется обычно в начале третьей декады октября, постоянный снежный покров устанавливается в конце октября.

За период 1985–2015 годов прослеживается рост температуры воздуха в октябре относительно предыдущего периода 1955–1984 годов в среднем на 1,9 °С, в ноябре – на 0,4–0,7 °С. Увеличение минимальных температур воздуха относительно предыдущего периода 1965–1989 годов в октябре достигает 2,9–3,1 °С. В ноябре наблюдается снижение минимальной температуры воздуха на 0,4–1,3 °С за современный период относительно периода 1955–1984 годов. Максимальные температуры воздуха и в октябре и ноябре увеличились на 1,2–2,1 °С в современный период. Средние и характерные многолетние месячные температуры воздуха по метеостанциям показаны в таблице 2.10.

Таблица 2.10 – Средние и характерные многолетние месячные температуры воздуха по метеостанциям бассейна р. Иртыш, °С

Период	Октябрь			Ноябрь			Сумма (X+XI)		
	Средний	Максимум	Минимум	Средний	Максимум	Минимум	Средний	Максимум	Минимум
Зона лесная (подзоны южной тайги и подтайги)									
г. Тара (73м)									
1955-1984	0,5	4,7	-5,0	-8,7	-2,4	-16,7	-8,1	0,0	-17,4
1985-2015	2,4	6,0	-1,9	-8,0	-0,4	-18,0	-5,6	3,5	-16,3
р.п. Тевриз (65м)									
1955-1984	0,4	4,5	-5,4	-8,6	-2,2	-16,9	-8,3	-0,9	-17,7
1985-2015	2,3	5,7	-2,5	-8,2	-0,1	-17,3	-5,9	3,4	-15,8

На рисунке 2.9 показана многолетняя динамика температур воздуха в октябре и ноябре для метеостанции у города Тара.

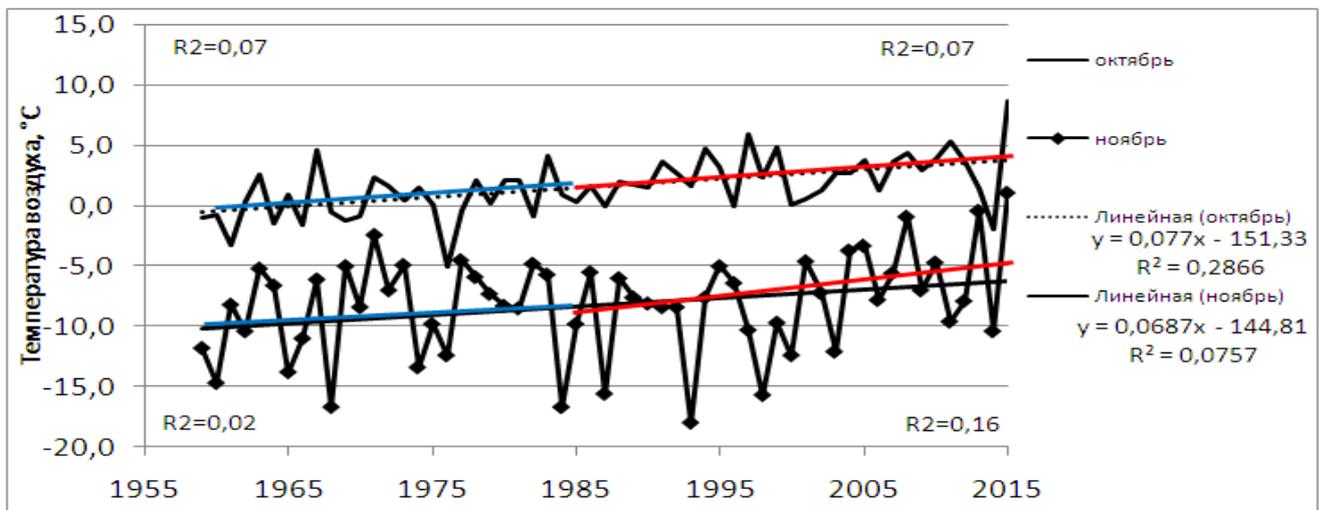


Рисунок 2.9 – Многолетняя динамика температур воздуха в октябре и ноябре для метеостанции у города Тара

Тенденция к росту средней температуры воздуха в октябре за период с 1955 по 2015 годы отмечается осенью в обоих пунктах наблюдений. Уравнения линейных трендов температуры воздуха у города Тара по данным наблюдений, коэффициенты показаны в таблице 2.11. При анализе результатов за этот период наблюдений в данных пунктах бассейна Иртыша интенсивность повышения

тренда изменяется в среднем на 0,5 °С за 10 лет в октябре и на 0,3-0,4 °С в ноябре, в целом за осень (октябрь, ноябрь) на 0,8–0,9 °С за 10 лет.

Таблица 2.11 – Уравнения линейных трендов температуры воздуха в бассейне Иртыша по данным наблюдений, коэффициенты корреляции и их стандартные погрешности за период наблюдений 1955–2015 годы

Период наблюдений	Уравнение тренда	R^2	R	σ	2σ
Зона лесная (подзоны южной тайги и подтайги) г.Тара (73 м)					
X	$y = 0,0539x - 105,46$	0,204	0,451	0,103	0,206
XI	$y = 0,0382x - 84,23$	0,031	0,176	0,125	0,250
(X+XI)	$y = 0,0921x - 189,69$	0,113	0,336	0,114	0,229
р.п.Тевриз (65 м)					
X	$y = 0,0483x - 94,62$	0,152	0,390	0,109	0,219
XI	$y = 0,0275x - 62,99$	0,017	0,128	0,127	0,254
(X+XI)	$y = 0,0758x - 157,6$	0,079	0,281	0,119	0,238

Исходя из данных результатов статистической достоверности линейных трендов средних температур воздуха в октябре, ноябре и их суммы по метеостанциям Тара и Тевриз были сделаны следующие выводы:

1. В многолетнем ходе средних температур октября увеличение с интенсивностью 0,5 °С за 10 лет обнаружено для обеих метеостанций.
2. Положительный тренд средних температур ноября характеризуется интенсивностью 0,3–0,4 °С за 10 лет не является достоверным.
3. Межгодовая изменчивость температуры воздуха осеннего периода характеризуется наличием положительного тренда для метеостанций в основном с интенсивностью 0,8–0,9 °С за 10 лет за счет повышения температуры в октябре.

Увеличение температуры воздуха в начальный период зимнего промерзания почвы увеличивает температуру почвы, из-за чего менее интенсивно осуществляется миграция почвенной влаги к фронту промерзания, соответственно уменьшается количество льда и запас холода в почве.

Напоминаем, что неоднородность рядов глубины промерзания почвы принимается на основании того, что при уровне значимости 5 %, что соответствует удвоенной случайной средней квадратической ошибке σ , величина 2σ меньше коэффициента корреляции R . Наличие линейных трендов температур воздуха в октябре и ноябре показано на рисунке 2.9, их достоверность оценивалась по критериям однородности Стьюдента и дисперсионного анализа Фишера. Показатели достоверности трендов приведены в таблицах 2.12–2.13.

Таблица 2.12 – Результаты проверки значимости линейного тренда межгодовой изменчивости температуры воздуха за 1955–2015 гг. на отдельных метеостанциях в бассейне Среднего Иртыша, °С

Метеостанция	Период	Коэффициент корреляции r	Стандартная ошибка коэффициента корреляции σ_r	t-статистика (отношение r/σ_r)	Коэффициент линейного тренда, a мм /год	Стандартная ошибка коэффициента линейного тренда σ_a	t-статистика (отношение a/σ_a)
Октябрь							
<i>Тара</i>	1955-2015	0,45	0,10	4,39	0,05	0,01	3,89
<i>Тевриз</i>	1955-2015	0,39	0,11	3,57	0,05	0,01	3,26
Ноябрь							
Тара	1955-2015	0,18	0,11	1,41	0,04	0,03	1,37
Тевриз	1955-2015	0,13	0,13	1,01	0,03	0,03	0,99
Сумма температур (октябрь, ноябрь)							
<i>Тара</i>	1955-2015	0,34	0,11	2,93	0,09	0,03	2,74
<i>Тевриз</i>	1955-2015	0,28	0,12	2,36	0,08	0,03	2,24
Примечание: Полужирным курсивом выделены критерии оценки значимых трендов, указывающие на их достоверность.							

Выводы: выявлено значительное увеличение средней температуры воздуха в октябре и в целом период октябрь–ноябрь, в связи с этим глубина промерзания почвы в первоначальный этап снижается. Полученные выводы согласуются с выводами других исследователей.

Таблица 2.13 – Анализ рядов ежегодных температуры воздуха за 1955–2015 гг. на однородность по среднему (критерий Стьюдента) и дисперсии (критерий Фишера)

Пункт	Среднее, N_1	Среднее, N_2	t-значение	Степень свободы	Уровень значимости p	Число наблюдений, df_1	Число наблюдений, df_2	Статистическое отклонение 1	Статистическое отклонение 2	F-отношение	Уровень значимости p
Октябрь											
<i>Тара</i>	<i>0,5</i>	<i>2,4</i>	<i>-0,704</i>	<i>59</i>	<i>0,0003</i>	<i>30</i>	<i>31</i>	<i>2,01</i>	<i>1,80</i>	<i>1,257</i>	<i>0,268</i>
<i>Тевриз</i>	<i>0,4</i>	<i>2,3</i>	<i>-0,672</i>	<i>59</i>	<i>0,0005</i>	<i>30</i>	<i>31</i>	<i>2,14</i>	<i>1,85</i>	<i>1,330</i>	<i>0,221</i>
Ноябрь											
Тара	-8,7	-8,0	-0,122	59	0,498	30	31	3,77	3,98	0,898	0,387
Тевриз	-8,6	-8,0	-0,074	59	0,634	30	31	3,65	3,99	0,834	0,314
Сумма температур (октябрь, ноябрь)											
Тара	-8,1	-5,6	-0,385	59	0,038	30	31	4,79	4,68	1,649	0,448
Тевриз	-8,3	-5,9	-0,362	59	0,076	30	31	4,65	4,72	0,971	0,469
Примечание: Полужирным курсивом выделены статистически неоднородные ряды.											

2.4 Влияние изменения глубины промерзания почвы в бассейне Среднего Иртыша на зимний сток

Влияние глубины промерзания почвы на минимальный зимний сток рассматривалось для рек лесной зоны в пределах подтайги и южной тайги. Для зимнего периода характерно наличие сложных процессов перераспределения влаги в почве, связанных с замерзанием-оттаиванием свободной влаги, способной к передвижению в верхних слоях почвы и её перемещением к фронту промерзания из нижних слоев. Данные процессы определяются зимним температурным режимом почвы на водосборе и глубиной её промерзания. Для исследования особенностей зимнего минимального стока были выбраны на севере области водосборы рек: Шиш (створ у села Атирка), Уй (створ у села Баженово), Туй (створ у села Ермиловка) [46, 48]. Статистические характеристики минимального зимнего стока рассматриваемых рек за отдельные периоды помещены в таблице 2.14.

Таблица 2.14 – Статистические характеристики минимального зимнего стока для рек Уй, Шиш, Туй, м³/с

Период	Средний за период	Максимум	Минимум	Средне-квадратическое отклонение	Коэффициент вариации
р. Уй у с. Баженово					
1955-1979	5,34	8,90	3,37	1,25	0,23
1980-2015	5,56	7,94	3,21	1,14	0,21
р. Шиш у с. Атирка					
1955-1979	2,15	3,08	0,9	0,55	0,26
1980-2015	2,73	5,76	1,2	0,86	0,32
р. Туй у Ермиловка					
1953-1979	5,14	8,40	1,49	1,47	0,29
1980-2015	6,39	12,3	2,43	2,37	0,37

На реках Уй, Шиш и Туй отмечается увеличение среднемноголетнего минимального стока за современный период 1980–2015 годов относительно предыдущего периода с начала наблюдений до 1979 год на 4–27 % [46, 48].

На рисунке 2.10 показан график связи минимального зимнего стока с величиной глубины промерзания, на котором видно, что наибольшее влияние на величину стока отмечается в начальный период промерзания почвы. С ростом глубины промерзания интенсивность снижения стока замедляется.

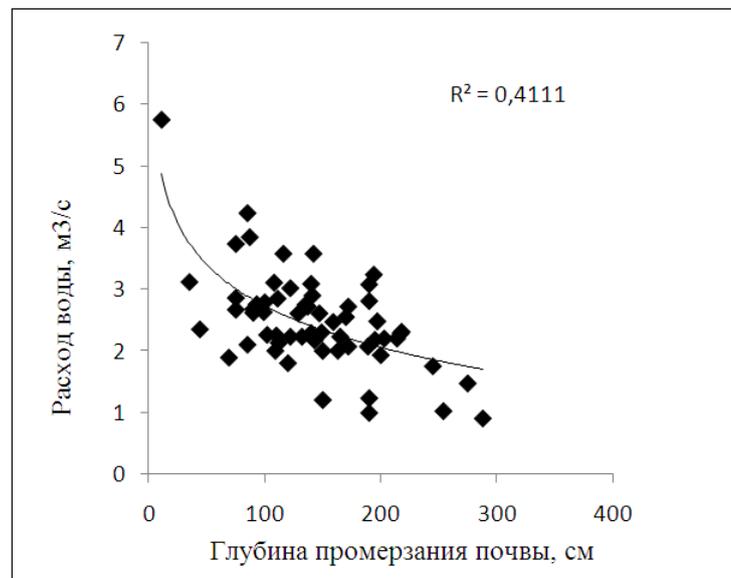


Рисунок 2.10 – Зависимость минимального зимнего стока рек юга лесной зоны от глубины промерзания почвы [46, 48]

В период с 1980 по 2015 гг. по сравнению с периодом с 1955 по 1979 гг. минимальный зимний сток из-за уменьшения глубины промерзания увеличился на 4–27 % или 0,22–1,25 м³/с. В среднем на юге лесной зоны наблюдается рост зимнего стока на 17 %. Модуль минимального стока в среднем увеличился от 0,70 до 0,89. Теснота связи минимального (зимнего) стока и глубины промерзания почвы в подзонах тайги и подтайги Омской области характеризуется коэффициентом корреляции R равным 0,35–0,59 [46, 48].

Вывод: уменьшение глубины промерзания в бассейнах рек подзоны тайги и подтайги (рек Шиш, Уй, Туй) и привело к увеличению их зимнего стока в пределах от 4 до 27 % (в среднем на 17 % или 0,22–1,25 м³/с) [46, 48].

2.5 Влияние изменения глубины промерзания почвы в бассейне Среднего Иртыша на весенний сток

При быстром сходе снега за 5–14 дней талая вода стекает по пока еще замерзшей почве и с большой скорости стекает с поверхности водосбора и формирует высокий максимум. Интенсивность схода снежного покрова весной влияет на высоту подъема максимума половодья, без изменения объема стока. При затяжном характере весны, когда снег тает в течение 3–4 недель, вода просачивается в почву и достигает русла рек за более продолжительное время формируя максимум ниже среднемноголетних значений.

Глубина промерзания почвы один из факторов формирования высоты максимального уровня весеннего половодья влияющий не прямолинейно, а опосредованно в совокупности с другими такими факторами, как осадки выпавшие осенью, величина запаса воды в снежном покрове и интенсивность его таяния весной.

Корреляционный анализ основных климатических факторов формирования максимальных уровней лесной зоны бассейна Среднего Иртыша показал, что значимость для каждого гидрологического створа соотношение влияющих факторов различно и меняется со временем. Наиболее влияющими факторами

остаются максимальный запас воды в снежном покрове и сумма осадков сентября–октября, минимальный зимний расход воды. В последние десятилетия коэффициент корреляции промерзания увеличивается. Статистическая взаимосвязь с максимумом весеннего половодья становится отрицательной, что показывает обратное влияние на максимум, т. е. сокращает его. В таблице 2.15 показаны коэффициенты корреляции основных климатических факторов влияющих на формирование максимума рек Уй и Шиш.

Таблица 2.15 – Коэффициенты корреляции основных климатических факторов влияющих на формирование максимума рек Уй и Шиш

Фактор / пост, период	р. Уй у с. Ельничное (площадь водосбора 1310 кв. км)		р. Уй у с. Седельниково (площадь водосбора 4460 кв. км)		р. Шиш у с. Васисс (площадь водосбора 2320 кв. км)	
	1961-85 гг.	1986-2015 гг.	1961-85 гг.	1986-2015 гг.	1961-85 гг.	1986-2015 гг.
Максимальный запас воды в снеге	0,54	0,47	0,47	0,26	0,45	0,39
Сумма осадков IX+X	0,62	0,61	0,54	0,67	-	0,41
Температура воздуха IV-III	-0,33	0,24	-0,13	0,11	0,06	0,16
Минимальный зимний расход	0,43	0,57	0,31	0,41	0,55	0,61
Осадки формирования максимума	0,22	0,19	0,10	0,09	0,27	0,22
Глубина промерзания	-0,23	-0,65	0,04	-0,37	0,07	-0,29

При сокращении глубины промерзания увеличиваются потери почвенной влаги на грунтовое питание рек в зимний период, что проявляется в увеличении модуля минимального зимнего стока на реках Уй, Шиш и Туй. Таким образом, появляется дополнительная ёмкость для поглощения талой воды, что и показывает уменьшившейся коэффициент корреляции максимума с запасом воды в снеге (в таблице 2.15).

В таблице 2.16 показаны изменение глубины промерзания, зимнего стока с основными характеристиками максимальных уровней воды в реках Уй, Шиш и Туй.

Таблица 2.16 – Изменение глубины промерзания, зимнего стока с основными характеристиками максимальных уровней воды в реках Уй, Шиш и Туй

	р. Уй у с. Баженово			р. Шиш у с. Атирка			р. Туй у с. Ермиловка		
	1955-85 гг.	1986-2015 гг	изменение, %	1955-85 гг.	1986-2015 гг	изменение, %	1955-85 гг.	1986-2015 гг	изменение, %
Глубина промерзания, см	180	105	-71	180	105	-71	110	84	-31
Модуль минимально зимнего стока, л / (с*кв. км)	0,76	0,88	13	0,55	0,77	29	0,79	1,02	22
Минимальный уровень, см	214	211	-1	135	169	20	102	74	-38
Подъем уровня весеннего половодья, см	425	380	-12	721	729	1	503	564	11
Максимальный уровень весеннего половодья, см	638	591	-8	856	898	5	604	638	5

Минимальные уровни воды зимой в последние десятилетия изменились разнонаправлено: от снижения на 38 % до роста на 20 %, из-за различия характеристик водосборов рек. Общий подъем уровней воды во время весеннего половодья изменился относительно периода 50–начала 80-х годов в диапазоне до 12 %.

При этих изменениях максимальные значения уровня весеннего половодья значительно не изменились в условиях увеличения количества зимних осадков и роста изменчивости осадков в период формирования максимума.

Сокращение промерзания почвы приводит к её быстрому оттаиванию и просачиванию воды от снеготаяния в более глубокие слои почвы, повышая уровень подземных вод. Выявленное сокращение глубины промерзания почвы в бассейне Среднего Иртыша последних десятилетий увеличивает перераспределение стока от весеннего снеготаяния в пользу подземного, увеличивая продолжительность весеннего половодья в реках и вероятность его

дальнейшее наложения с паводками. Так, в 2019 году после четырех многоводных года для реки Оша и интенсивных дождей в мае – июне произошел незначительный подъем уровня воды в реке и выход грунтовой воды на поверхность, вызвавшие затопление и подтопление дорог, полей, населенных пунктов на территории нескольких районов Омской области. Такая ситуация сложилась в первую очередь из-за затрудненного стока при плоском рельефе и множества плотин. Уточняем, что река Оша по водному режиму относится к рекам с весенним половодьем и за весь период наблюдений до 1995 года формировала максимум с последней декады апреля по первую декаду мая.

Вывод: в многолетнем разрезе выявлено уменьшение глубины промерзания почвы в бассейне Среднего Иртыша, что привело к увеличению зимнего стока рек подзоны тайги и подтайги. Это привело к потере бассейнового запаса воды. Однако вследствие увеличения снегонакопления это не вызвало сокращения максимумов весеннего половодья.

3 Прогнозы формирования весеннего половодья в бассейнах Западно-Сибирской равнины

Генетический подход к прогнозированию речного стока.

Основоположниками гидрологических прогнозов, дисциплиной созданной в рамках наук гидрологического цикла стали Б. А. Аполлов, М. А. Великанов, Е. Г. Попов, Н. Ф. Бефани, Г. П. Калинин, В. Д. Комаров и другие гидрологи [8, 15, 41, 78]. Центральное место в гидрологических прогнозах, как в научной дисциплине, отводится развитию методов прогноза снегового половодья и дождевых паводков. Прогнозы гидрологических характеристик дают возможность заблаговременно предупредить население, органы исполнительной власти и подразделения МЧС об угрозе наводнений, предсказать величину максимальных и ежедневных уровней весеннего половодья.

При описании гидрологического процесса М. А. Великанов [41] предложил различать микроанализ и макроанализ. Микроанализ применяется к элементарным гидрологическим явлениям, развитие которых можно описать строгими методами математической физики. Макроанализ процессов, представляющих совокупность громадного числа взаимодействующих элементарных явлений. При этом отмечает, что макроанализ, конечно, не может основываться на учёте всех деталей развития сложного природного процесса.

Макрогенетический подход А. В. Огиевский [130] и М. А. Великанов [41] считали как важнейшим методическим приёмом количественной гидрологии при прогнозе величин весеннего половодья.

В зависимости от закономерностей развития природных процессов происходящих в определённых физико-географических условиях, методы гидрологических прогнозов формирования весеннего половодья подразделяют на следующие группы [8]:

– основанные на закономерностях процессов, происходящих в русловой сети (методы соответственных уровней, и др.);

- основанные на закономерностях процессов формирования стока, происходящих на водосборе (в основе лежит метод водного баланса и учёт физико-статистических связей между основными стокообразующими факторами);
- основанные на концептуальной модели формирования стока, учитывающие процессы формирования стока в бассейне и русловой сети [103, 104].

По заблаговременности прогнозы элементов водного режима в классификации Всемирной метеорологической организации [150] делятся на:

- краткосрочные прогнозы (заблаговременность до 3 суток);
- среднесрочные прогнозы (заблаговременность 7–10 суток);
- долгосрочные прогнозы (заблаговременность более 10 суток).

В 60–80-х гг. XX века исследуются многолетние колебания речного стока и закономерности формирования весеннего половодья Западно-Сибирской равнины в работах А. В. Агупова, П. С. Кузина, Т. Н. Кочукова, Г. Д. Эйриха, Г. П. Медведева, И. Н. Стежинского, В. Н. Синиковича, Д. А. Буракова, В. А. Земцова. В эти же годы в подразделениях Гидрометеорологической службы разрабатываются методики прогноза высших уровней по рекам: Обь, Иртыш, Омь, Тара, Уй, Ишим, Вагай, Северная Сосьва, Пур, Таз. Разработанные методики были созданы на основе теории изохрон и элементарного паводка (по работам Б. А. Апполова, М. А. Великанова и других) и применения методов водного баланса в исследовании поглощения стока дождевых и талых вод (работ В. Д. Комарова) и соответствующих уровней (работы Б. А. Апполова, О. Т. Машкевича).

Для речных бассейнов Западно-Сибирской равнины новые методы прогноза максимума и ежедневных уровней (стока) весеннего половодья разрабатывались Д. А. Бураковым и его школой (Н. Г. Инишев, В. Ю. Ромасько, О. И. Иванова, В. А. Жоров, И. В. Космакова, И. П. Вершинина, И. П. Гордеев и др.), совместно со специалистами отделов гидрологических прогнозов отдельных подразделений Росгидромета под методическим руководством и участием научных работников Гидрометцентра России [24, 26, 27, 33, 36, 38, 39].

3.1 Линейные физико-статистические зависимости для прогноза максимальных уровней весеннего половодья

Методики долгосрочного прогноза максимальных уровней весеннего половодья на реках Обь и Иртыш опираются на физико-статистические зависимости, получаемые с применением регрессионного анализа, что вызвано трудностями строгого физико-математического описания процессов их формирования, их многофакторности, зависимости от будущих погодных условий, предсказание которых с необходимой заблаговременностью и точностью пока не представляется возможным. В основу физико-статистических моделей долгосрочного прогноза максимальных уровней воды положены исследования Л. Г. Шуляковского, который предложил для этой цели использовать регрессионные модели [163].

Отбор предикторов в прогностическое уравнение регрессии для пунктов: Нижневартовск, Омск, Черлак осуществляется в три этапа. На первом этапе отбор предикторов осуществлял автор в составе творческого коллектива под руководством Д. А. Буракова, исходя из качественного анализа изучаемого явления. На втором этапе на основе анализа матрицы парных коэффициентов корреляции были отсеяны незначимые переменные, если это не входит в противоречие с логикой изучаемого явления. Далее, на третьем этапе, на обучающей выборке рассчитываются оценки параметров модели с использованием метода пошаговой регрессии, а по данным контрольной выборки (5–10 % от общего объема наблюдений) оценивается качество построенной модели.

Для разработки методик прогноза максимальных уровней воды автором был создан общий электронный архив гидрологических и метеорологических данных наблюдений за 1968–2017 годы в бассейнах исследуемых рек и их притоков, который включает [56, 122, 126]:

- характерные уровни воды за различные фазы водного и ледового режима;
- средние месячные расходы воды;
- средние по месяцам и декадам температуры воздуха;

- суммы осадков по месяцам и декадам;
- запасы воды в снежном покрове по данным снегомерных съемок;
- данные о толщине льда и сроках его установления;
- показатели осеннего увлажнения почвы.

Электронный архив данных по бассейнам Оби и Иртыша включает несколько десятков характеристик – предикторов по 48 пунктам наблюдений. В расчетах по р. Иртыш использовались наблюдения за последние 27–50 лет (с начала регулирования ежедневного стока Шульбинской ГЭС).

Линейное уравнение для прогноза имеет следующий общий вид [27]:

$$H_{\text{макс}} = c_1 \times x_1 + c_2 \times x_2 + \dots + c_n \times x_n + \nu, \quad (1.1)$$

где ν – свободный член (y -пересечение); c_i – коэффициенты регрессии при соответствующих предикторах.

В зависимости от условий формирования весеннего половодья во методиках прогноза набор предикторов отличается. Так, по пункту Нижневартовск на р. Обь в формулах расчета учитываются следующие предикторы:

- показатели снегонакопления в бассейне (S_1 – максимальный запас воды в снеге у г. Колпашево, S_2 – у с. Молчаново, X_1 – сумма осадков за январь, февраль, март у с. Степановка);

- уровни воды на 10 марта и 10 апреля в пунктах наблюдений, температура воздуха в апреле, характеризующие направление развития весенних процессов (H_1 – уровень воды на 10 марта в р.Обь у с. Александровское; H_2 – уровень воды на 10 марта в р.Обь у пгт Каргасок; H_3 – уровень воды на 10 апреля в р. Обь у г. Колпашево);

- различные характеристики ледяного покрова реки выше расчетного пункта (ΔT – дата установления ледостава на участке г. Колпашево – пгт Каргасок; h – максимальная толщина льда в см, р. Обь – пгт Каргасок; t – среднемесячная температура воздуха за апрель в с. Александровское) [26].

Формулы уравнений для прогноза максимальных уровней воды у г. Нижневартовск [26] представлены ниже:

$$H_{max1 H} = 1,488 \times S_1 + 0,941 \times S_2 + 1,163 \times X_1 + 1,072 \times H_1 - 0,38 \times H_2 - 0,32 \times H_3 - 1,009 \times \Delta T + 0,869 \times h - 5,272 \times t + 462,178 \quad (1.2)$$

$$H_{max2 H} = 1,303 \times S_1 + 0,906 \times S_2 + 1,068 \times X_1 + 1,016 \times H_1 - 0,33 \times H_2 - 0,266 \times H_3 - 1,098 \times \Delta T + 0,931 \times h - 5,501 \times t + 471,659 \quad (1.3)$$

Для прогноза максимального уровня на р. Иртыш у Черлака основными предикторы выбраны:

- показатель наполнения русла и увлажнения бассейна (уровень воды в день появления ледовых явлений р. Иртыш у г. Омска, H_4)
- сумма осадков января (на участке у г. Омск, x_2);
- показатели снегонакопления (максимальный запас воды в снеге у Черлака, S_3);
- показатели суровости зимы (температура воздуха в декабре, t_{XII} , январе, tI , у Черлака);
- показатель дружности весны бассейна (температура воздуха в апреле у Омска, tIV);
- обеспеченная водность во время формирования наивысшего уровня (накопленная сумма среднесуточных расходов сброса Шульбинской ГЭС, $\sum Q$) [27].

При этом формула прогноза максимальных уровней воды у Черлака [27] приобрела вид:

$$H_{max \text{ Черлак}} = 0,503 \times S_3 + 0,00142 \times \sum Q_1 + 0,553 \times H_4 + 1,337 \times x_2 - 4,085 \times t_{XII} - 2,643 \times tI - 6,862 \times tIV + 419,992 \quad (1.4)$$

Для прогноза максимального уровня у города Омск были основными предикторами выбраны:

- показатель снегонакопления (максимум запаса воды в снеге у Черлака, S_3);
- показатель суровости зимы (уровень воды на 31 марта в р. Иртыш у г. Омск, H_5);

– показатель увлажнения (среднемесячные расходы воды в январе на участке у г. Омск, Q);

– показатель дружности весны по территории (температура воздуха в апреле у Омска, tIV);

– обеспеченная водность во время формирования максимального уровня (накопленная сумма среднесуточных расходов сброса Шульбинской ГЭС, $\sum Q$) [27].

Для прогноза максимальных уровней воды у г. Омск предложены формулы (5,6) [27]:

$$H_{max \text{ Омск } 1} = 0,273 \times S_3 + 0,205 \times Q - 2,702 \times tIV + 0,00314 \times \sum Q - 28,376 \quad (1.5)$$

$$H_{max \text{ Омск } 2} = 0,256 \times Q - 2,132 \times tIV + 0,0035 \times \sum Q - 0,175 \times H_5 - 28,376 \quad (1.6).$$

Оценка качества методов прогноза максимальных уровней весеннего половодья рек Обь и Иртыш проводилась по Методическим указаниям [125]. Эффективность методик определялась в основном по результатам авторских испытаний на архивных материалах и результатам производственных испытаний за 2016–2018 годы, поскольку имеется ограниченное число прогнозов в период оперативных испытаний.

Изучение оправдываемости прогнозов р. Оби у г. Нижневартовска по формулам (1 и 2) показал оправдываемость прогнозов 95 %, что в целом за 1973–2016 гг. прогнозы показали хороший результат. Только в экстремальных по условиям 1973, 1991 и 2012 гг. прогнозы по формуле (2) и в 1991 и 2012 гг. – по формуле (3) не оправдались. Общая оценка качества метода прогнозов за весь период наблюдений с 1973 по 2016 г. проводилась согласно Наставлению [115] составила по формуле (2) $S/\sigma = 0.556$; по формуле (3) – $S/\sigma = 0.561$, это говорит, что прогнозы качественные [26].

Оправдываемость прогнозов реки Иртыш по пунктам Черлак (4) и Омск (5), (6) выявил за период 1989–2018 гг. хороший и отличный результат – оправдываемость 90–97 %. В целом оценка качества метода прогнозов составила $S/\sigma = 0,359 - 0,483$, что характеризует их как качественные. По формулам

прогноза по пункту Омск (3), (4) итоги оценки качества очень близки. Прогноз по пункту Омск в 2018 году был менее успешен из-за недоучета дополнительно выпавших осадков на водосборе во время формирования максимума (осадки в виде дождя в апреле и мае превысили среднемноголетние значения на 45–112 %) [27]. Данные регрессионной статистики показаны в таблице 3.1 максимальных уровней воды по прогнозным пунктам р. Иртыш.

Таблица 3.1 – Данные регрессионной статистики максимальных уровней воды по прогнозным пунктам р. Иртыш

Предиктор	Стандартная ошибка	t-статистика	P-значение
р. Иртыш у р.п. Черлак, множественная регрессия 0,93; F=15,8; значимость F=1,65E-06			
максимальный запас воды в снеге у Черлака, S_3	0,24	2,60	0,01
накопленная сумма среднесуточных расходов сброса Шульбинской ГЭС, $\sum Q$	0,00	3,30	0,00
уровень воды в день появления ледовых явлений р. Иртыш у г. Омска, H_4	0,13	3,29	0,00
сумма осадков января у г. Омск, x_2	0,55	3,14	0,00
температура воздуха в декабре, t_{XII} Черлака	1,34	-3,52	0,00
температура воздуха в январе, t_I , у Черлака	1,50	-1,76	0,09
температура воздуха в апреле у Омска, t_{IV}	2,03	-4,24	0,00
р. Иртыш у г. Омск по формуле 1, множественная регрессия 0,93; F=33,5; значимость F=7,57E-09			
максимум запаса воды в снеге у Черлака, S_3	0,22	1,49	0,15
среднемесячные расходы воды в январе на участке у г. Омск, Q	0,05	3,60	0,00
температура воздуха в апреле у Омска, t_{IV}	1,92	-1,95	0,06
накопленная сумма среднесуточных расходов сброса Шульбинской ГЭС, $\sum Q$	0,00	8,53	2,87E-08
р. Иртыш у г. Омск по формуле 2, множественная регрессия 0,93; F=32,4; значимость F=1,04E-08			
среднемесячные расходы воды в январе на участке у г. Омск, Q	0,06	3,77	0,00
температура воздуха в апреле у Омска, t_{IV}	1,77	-1,63	0,11
накопленная сумма среднесуточных расходов сброса Шульбинской ГЭС, $\sum Q$	0,00	9,86	2,44E-09
уровень воды на 31 марта в р. Иртыш у г. Омск, H_5	0,15	-1,24	0,22

3.2 Изменение параметров модели прогноза ежедневных уровней воды для рек Обь и Иртыш

Общая структура и принципы построения модели ежедневного прогноза уровней воды. В основе прогноза ежедневных уровней воды на реках Обь и Иртыш лежит концептуальная гидролого-математическая модель Д. А. Буракова [22, 28, 29, 30, 31, 32, 34, 36, 37], которая берет в расчет и общие теоретические представления в гидрологической дисциплине, и устойчивые количественные соотношения данных водосборов и водному режиму рек (вид стока, время года, условия на водосборе и другие факторы).

В данной работе реализована методика краткосрочных прогнозов уровней воды для участка рек Иртыш и Обь по отдельным пунктам: Нижневартовск, Белогорье, Омск, Тара, Тевриз, Усть-Ишим, Ханты-Мансийск.

Технология обеспечивает аккумуляцию, обработку и формирование массива гидролого-метеорологических данных и результатов краткосрочных ежедневных прогнозов уровней в период формирования весеннего половодья на реках Обь и Иртыш для указанных выше пунктов.

В построении модели были очерчены ландшафтно-гидрологические районы и высотные зоны, учтена пространственное различие снегонакопления и емкостного поглощения на основе использования вероятностного распределения, рассчитано русловое добегание воды с применением функции плотности распределения вероятности времени добегания отдельных элементарных объемов вод.

Прогностическая модель состоит из отдельных моделей – подмоделей, в которых по блокам высотных зон каждого района проводятся расчеты снегонакопления, снеготаяния, водоотдачи талой и дождевой воды, притока со склонов и добегания воды в русле. Модель использует всю доступную по водосбору метеорологическую информацию и данные наблюдений за уровнями воды в речной системе. Запасы воды в руслах рассчитываются по наблюдениям ежедневных уровней за срок измерений в срок измерений 8 час. Вычисление

делается для каждого района водосбора за каждые сутки и суммируется для замыкающего створа. Влияние русловых запасов на прогнозируемый расход (уровень) возрастает вниз по течению реки. Обобщена методика прогноза и структура его модели [22, 24, 28–30] в соответствии с приложением Д.

3.2.1 Применение ландшафтно-гидрологического районирования и широтные зоны в моделях прогноза речного стока

Использование ландшафтно-гидрологического районирования в прогнозных моделях стока рек рассмотрен в [35]. В крупных речных бассейнах, таких как Обь-Иртышский, значительная изменчивость метеорологических условий приводит к необходимости их подразделения на районы. Высотная поясность ландшафтно-климатических условий, учитывающая пространственное разнообразие элементов ландшафта в пределах каждого района осуществляется путём расчленения водосбора на высотные зоны.

Растительный покров и другие характеристики ландшафтов определяются рельефом, составом покровных отложений и обеспеченностью территории теплом и влагой. Рассматриваемая территория охватывает подзоны северотаежных, среднетаежных, южнотаежных и, небольшой частью на юго-западе, – осиново-березовых лесов, северной и южной лесостепей, степей. Границы указанных подзон приняты по схеме природного районирования Института географии Академии наук СССР (Западная Сибирь, М., 1963).

На равнинах зоны избыточного увлажнения возникают условия благоприятные для развития болот. Западно-Сибирская равнина является одним из наиболее заболоченных районов нашей планеты. Болота широко распространены здесь и на севере, и на юге лесной зоны, и в лесостепи.

Согласно В. С. Мезенцеву и И. В. Карнацевичу [110], бассейн Средней Оби и Верхнего Иртыша входит в состав зоны избыточного атмосферного увлажнения Западно-Сибирской лесоболотной провинции. Юг исследуемой территории –

бассейн Среднего Иртыша, попадает в зону атмосферного недоувлажнения южно-таежной Западно-Сибирской провинции.

Из-за большой территории тепловлагообеспеченность существенно изменяется, возрастая в северо-восточном направлении.

Были выделены следующие ландшафтно-гидрологические районы (рисунок 3.1), учитывающие особенности рельефа, строения речной сети, широтной зональностью географо-гидрометеорологических характеристик, закономерностей смены растительного покрова и других характеристик ландшафта, расположения пунктов наблюдений для бассейна Иртыша (до замыкающего створа у села Усть-Ишим) и Оби (до замыкающего створа у деревни Белогорье):

район 1а – бассейн реки Васюган, высота 27-160 м, площадь 131515 км²;

район 2а – бассейн реки Кеть, высота 27-350 м, площадь 148426 км²;

район 3а – бассейн реки Вах, высота 20-190 м, площадь 84404 км²;

район 4а – бассейн реки Демьянка, высота 20-140 м, площадь 130997 км²;

район 5а – бассейн реки Конда, высота 20-170 м, площадь 97162 км²;

район 6а – бассейн реки Аган, высота 20-160 м, площадь 111496 км²;

в бассейне Иртыша от Шульбинской ГЭС до с. Усть-Ишим:

район 1 – бассейн реки Иртыш у с. Усть-Ишим, площадь 12301 км²;

район 2 – бассейн реки Ишим до с. Викулово, площадь 221302 км²;

район 3 – бассейн реки Иртыш от г. Тара до с. Тевриз, площадь 49946 км²;

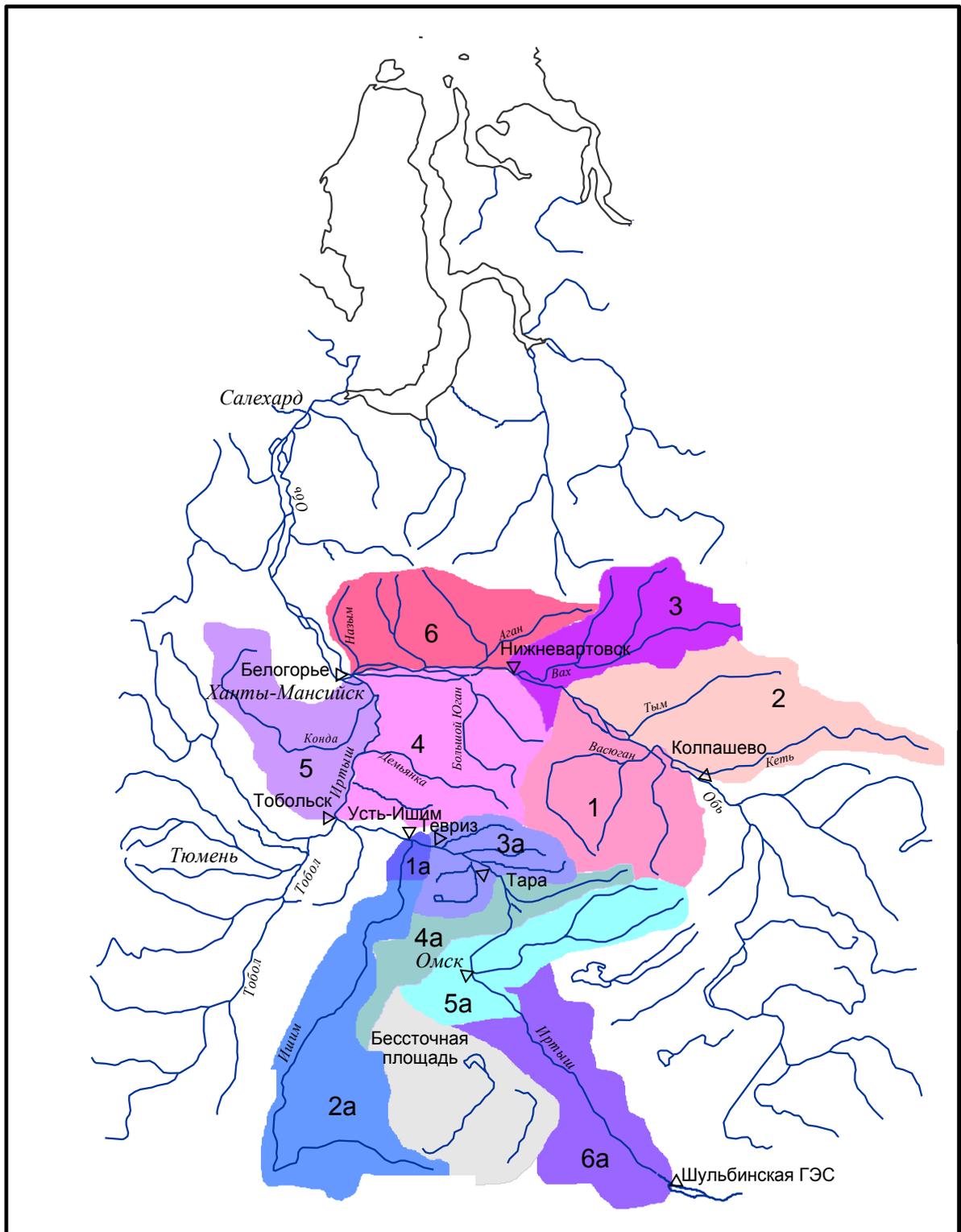
район 4 – бассейн реки Иртыш от г. Омск до г. Тара, площадь 78266 км²;

район 5 – бассейн реки Иртыш от с. Татарка до г. Омск, площадь 80510 км²;

район 6 – бассейн реки Иртыш от Шульбинской ГЭС до с. Татарка, площадь 182465 км²;

бессточный бассейн с площадью 113003 км².

В каждом районе выделены высотные зоны (таблицы 3.2, 3.3), в каждом из них определены опорные метеостанции, нужные в расчётах таяния снега, водоотдачи и притока талой и дождевой воды в русловую сеть (рисунок 3.2, таблица 3.4).



Δ – входящие и прогнозные гидрологические створы

Рисунок 3.1 – Районы бассейна Средней Оби от г. Колпашево до д. Белогорье (районы: 1 – Васюган, 2 – Кеть-Тым, 3 – Вах, 4 – Большой Юган, 5 – Конда, 6 – Аган) и Иртыша от Шульбинской ГЭС до с. Усть-Ишим (районы: 1а – Усть-Ишим, 2а – Викулово, 3а – Тевриз, 4а – Тара, 5а – Омск 6а – Татарка) [24]

Входящими данными являются суточные суммы осадков, среднесуточные температуры воздуха, запасы воды в снежном покрове, уровни и расходы воды, полученные в подразделениях Росгидромета. В суммах суточных осадков внесены поправки на смачивание. В среднемноголетних значениях осадков дополнены поправками на ветер и испарение.

Параметры районов рассчитаны отдельно для бассейна Средней Оби и Иртыша. В отдельных районах в зависимости от высоты выделены подрайоны показанные в таблице 3.2.

Таблица 3.2 – Параметры выделенных районов бассейна Средней Оби [140]

Номер района	Площадь района, кв. км	Площадь района, %	Высоты, м
1а	31 569	4,46	32–150
	100 796	14,22	27–160
2а	149 428	21,09	27–350
3а	78 199	11,04	20–190
	6 723	0,95	20–130
4а	131 852	18,61	20–140
5а	97 819	13,80	20–170
6а	112 214	15,84	20–160

Схема и рельеф бассейна Иртыша до села Усть-Ишим представлены на рисунке 3.2 и на рисунке 3.3 показана интегральная кривая $H = f_1(F)$ и его дифференциальная $H = f_2(F)$ гипсографическая кривая. Гипсографические данные бассейна представлены в табличной форме в соответствии с приложением Е, таблица Е.1.

В бассейне Иртыша в зависимости от высоты, ландшафтных особенностей и площади в каждом районе было выделено до 6 подрайонов. По этим подрайонам производятся расчеты с учетом принципа суперпозиции.

В таблице 3.3 показаны параметры районов бассейна р. Иртыша до Усть-Ишима.

Таблица 3.3 – Параметры районов бассейна р. Иртыша до Усть-Ишима [140]

Район (номер района в модели)	Площадь, км ²	Доля площади, %	Мин. высота, м	Средняя высота, м	Макс. высота, м
Весь бассейн	737793	100,00	10	266	1365
Иртыш (без Ишима)	391187	53,02	19	231	1365
Усть-Ишим (Тара-Тевриз-3)	49946	6,77	19	105	159
Тара (Омск-Тара - 4)	78266	10,61	37	141	553
Омск (Татарка-Омск - 5)	80510	10,91	60	118	162
Татарка (Шульбинская ГЭС-Татарка -6)	182465	24,73	49	355	1365
Ишим	233603	31,66	42	341	1238
Усть-Ишим (1)	12301	1,67	42	88	143
Викулово (2)	221302	30,00	58	356	1238
Бессточная область	113003	15,32	10	231	806

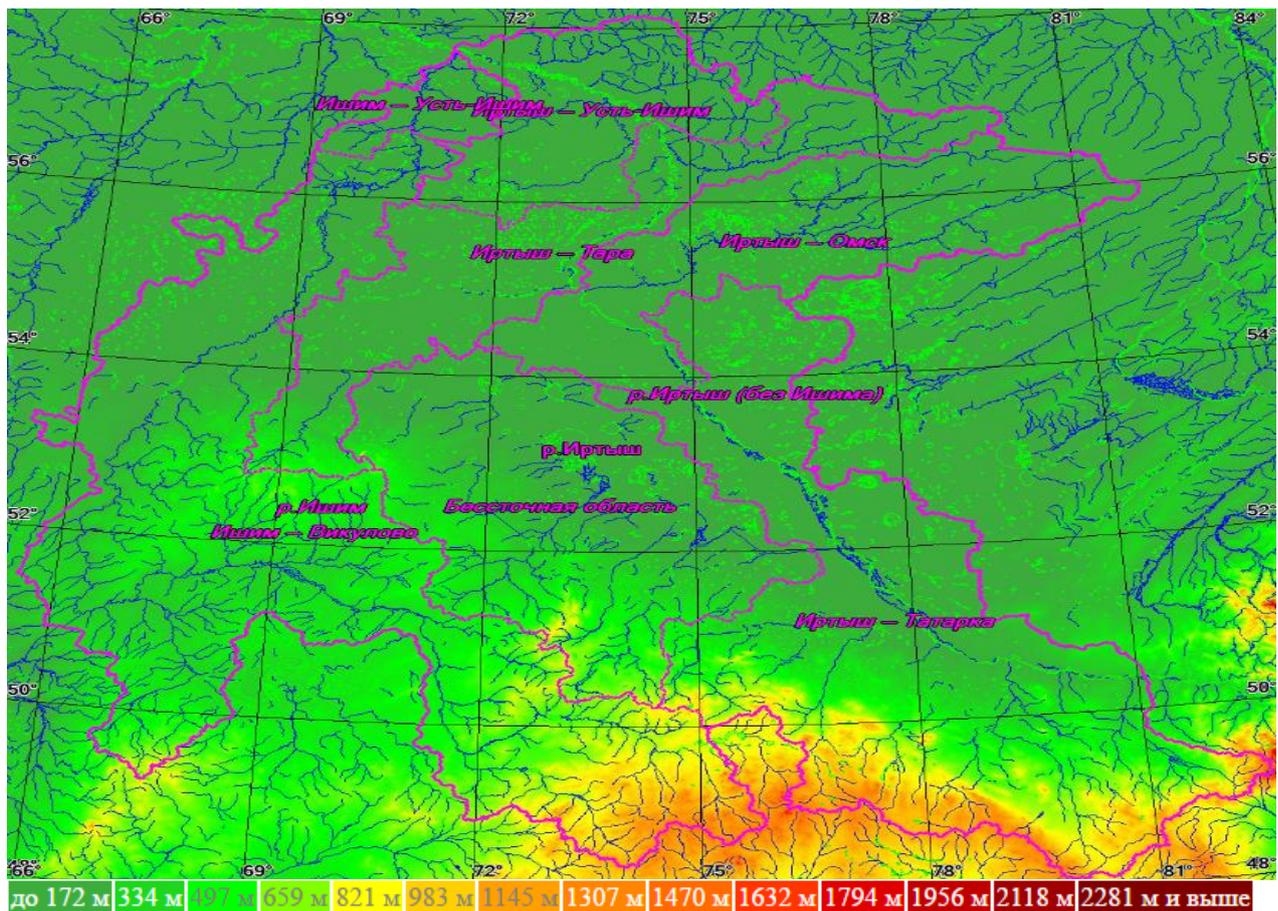
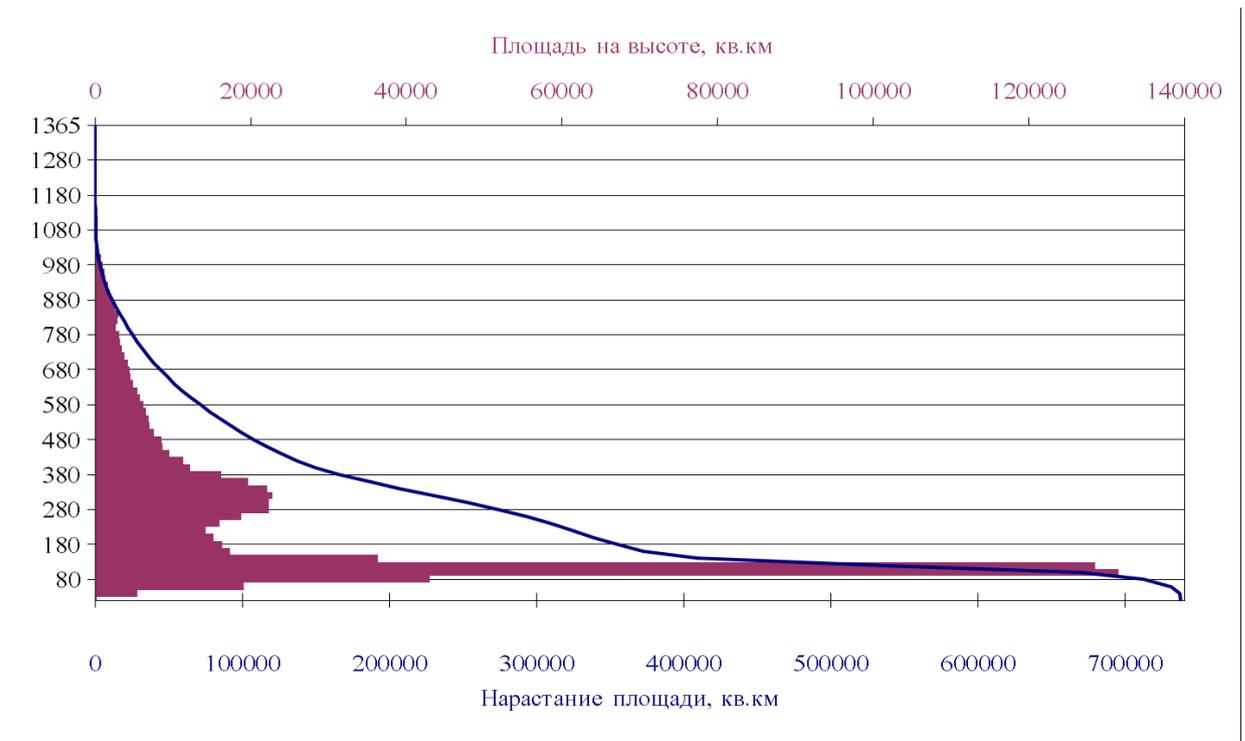


Рисунок 3.2 – Схема и рельеф бассейна реки Иртыша до Усть-Ишима [140]



— интегральная $H = f_1(F)$

— дифференциальная $H = f_2(F)$

Рисунок 3.3 – Гипсографическая кривая бассейна Иртыша до Усть-Ишима [140]

В таблице 3.4 показан список метеорологических станций, используемых для реализации модели.

Таблица 3.4 – Список метеорологических станций, используемых для реализации модели

Снегомерные съёмки	Ежедневные осадки	Температура воздуха
с. Белогорье и г. Ханты-Мансийск		
Средний Васюган	Бакчар	Александровское
Новый Васюган	Колпашево	Бакчар
Старица	Майск	Колпашево
Пудино	Напас	Майск
Польнянка	Пудино	Напас
Ларьяк	Старица	Старица
Салым	Усть-Озерное	Усть-Озерное
Тобольск	Ларьяк	Ларьяк
Ханты-Мансийск	Кондинское	Кондинское
Кондинское	Салым	Салым
Шаим	Сытомино	Сытомино
Сытомино	Тобольск	Тобольск
	Ханты-Мансийск	Ханты-Мансийск
	Шаим	Шаим

Продолжение таблицы 3.4

Снегомерные съёмки	Ежедневные осадки	Температура воздуха
г. Нижневартовск		
Средний Васюган Новый Васюган Старица Пудино Напас Полынянка Ларьяк	Бакчар Колпашево Майск Напас Пудино Старица Усть-Озерное Ларьяк	Александровское Бакчар Колпашево Майск Напас Старица Усть-Озерное Ларьяк
р. Иртыш-Омск		
Черлак Омск	Черлак Омск Калачинск	Черлак Омск Калачинск
р. Иртыш-Тара		
Черлак Омск Карташово Тара	Черлак Омск Калачинск Карташово Тара Мурамцево	Черлак Омск
р. Иртыш - Тевриз		
Черлак Омск Карташово Тара Тевриз	Черлак Омск Калачинск Карташово Тара Мурамцево Тевриз Седельниково Васис	Черлак Омск Калачинск Карташово Тара Тевриз Седельниково
р. Иртыш-Усть-Ишим		
Черлак Омск Карташово Тара Тевриз Ильинка Орехово Усть-Ишим Абатское Викулово Ишим	Черлак Омск Калачинск Карташово Тара Мурамцево Тевриз Седельниково Васис Усть-Ишим Орехово	Черлак Омск Калачинск Карташово Тара Тевриз Седельниково Усть-Ишим

3.2.2 Основа расчётов склонового притока и руслового добега, подмодель начальных запасов воды в речной системе и основное уравнение модели прогноза

Подмодель склонового притока воды в русловую сеть опирается на концепцию динамического (гравитационного) запаса воды на склонах. Вычисление притока воды в русловую сеть основан на вероятностных моделях, предложенных Д. А. Бураковым. Для отражения динамики площади одновременного снеготаяния учитывается неравномерность распределения снега по площади водосбора по способу А. Г. Ковзеля. Водоудерживающая ёмкость снега рассчитывается с использованием коэффициента его водоудерживающей способности [89, 90]. В период снеготаяния и выпадения дождей водоотдача речного бассейна образуется интегральный слой вычисляется, согласно Е. Г. Попову [136].

В качестве показателя осеннего увлажнения используются сумма среднемесячных расходов воды за сентябрь и октябрь, характеризующая предзимнее увлажнение речных бассейнов, эта характеристика нашла широкое применение для равнинных и горных рек Сибири [19, 32]. В бассейнах Оби и Иртыша сумма среднемесячных осенних расходов воды рассчитывалась по наблюдениям следующих пунктов:

для Нижневартовска – река Васюган у села Средний Васюган, река Тым у села Напас, река Вах у поселка Ваховск,

для Белогорья и Ханты-Мансийска – река Васюган у села Средний Васюган, река Тым у села Напас, река Вах у поселка Ваховск, река Исеть у поселка Исетское, река Назым у села Кышик,

для Омска – река Иртыш – село Татарка, город Омск,

для Тары, Тевриза и Усть-Ишима – река Иртыш – село Татарка, город Омск, село Екатеринское.

В весенний период ход формирования стока может быть прерывистым из-за неустойчивой погоды. При потеплении в ходе снеготаяния талая вода насыщает поры снега и её избыток поступает на верхнюю поверхность грунта. При

похолодании из-за отрицательной температуры таяние снега останавливается, вода, находящаяся в порах снега, замерзает, лед появляется на лужах и в ручьях там где уже ранее растаял снежный покров, повторно промерзает уже оттаявшая с поверхности почва. Поэтому происходит задержка притока талой воды в русло рек. При этом от следующего быстрого потепления, наоборот, может существенно увеличиться приток талых вод и вызвать образование высоких подъемов уровня в реке.

При вычислении суточного поступления воды на склоны от таяния почвенного льда ожидается, что таяние льда в почве стартует после схода снега и появления проталин. Подсчет суточного таяния почвенного льда производится по формуле, вытекающей из выражения Стефана: слой растаявшей воды пропорционален корню квадратному из суммы положительных температур воздуха за соответствующий период. Коэффициент стаивания почвенного льда и методика приближенного учёта задержки притока талой воды при похолодании в ходе снеготаяния представлена в [31]. Для выделенных высотных районов территорий расчёты выполняются по отдельным высотным зонам бассейна.

Движение воды в русловой сети рассчитывается по методике, основанной на использовании кривой добегания [21]. Формулы для различных вариантов схематизации речной сети представлены в работах Д. А. Буракова и Н. Г. Инишева [29, 79] характеризует составляющую расхода воды, сформированную за счёт истощения начального запаса воды в русловой сети бассейна. Вычисление расходов воды выполняются для небольших бассейнов, однородных в отношении ландшафта. Площадь водосбора делится на отдельные районы системой эквидистант, прогноз расхода воды выполняется с учетом принципа суперпозиции: суммируются гидрографы стока каждого района в прогнозном створе. Под эквидистантами понимаются линии, соединяющие точки, расположенные на одинаковом расстоянии по речной системе вдоль русел до замыкающего створа.

Описанный метод расчёта добегаания воды по русловой сети используется в краткосрочных прогнозах уровней (расходов) воды на реках Западно-Сибирской равнины и Среднесибирском плоскогорье, в том числе и в данном исследовании.

Для определения параметров модели Бураковым была создана программа для ПЭВМ, позволяющая по данным наблюдений оценить методами оптимизации неизвестные параметры, входящие в расчётные соотношения модели. Коэффициенты применяемые для сборки прогнозируемого расхода воды в пункте определяются методом линейной регрессии. Остальные неизвестные параметры оцениваются на основе оптимизации.

3.2.3 Оптимизация параметров гидролого-математической модели ежедневных прогнозов на реках Обь и Иртыш

Для реализации гидролого-математической модели прогноза ежедневных расходов (уровней) воды в бассейне рек Обь и Иртыш выделены однородные ландшафтно-гидрологические районы с высотными зонами, внутри каждой выполняется расчёт притока в русло по данным гидрометеорологических наблюдений.

При выработке способов расчёта в модели отсутствующие характеристики формирующихся процессов на водосборе принято заменять некоторыми параметрами – «эмпирическими коэффициентами, позволяющими установить соответствие между доступными для измерения величинами» [107]. К таким показателям относятся коэффициенты стаивания снега в поле и в лесу, характеристики ёмкостного поглощения воды бассейном («максимальные потери сток»), осреднённые градиенты изменения запасов снега, осадков и других характеристик по высоте в пределах района и другие.

Через задачу оптимизации параметров определены параметры модели при решении следующей обратной задачи, то есть:

– указаны входные функции в виде рядов многолетних данных в пунктах гидролого-метеорологических наблюдений за факторами стока (температура воздуха, осадки, запасы воды в снежном покрове и другие);

– указана выходная функция – многолетний ряд наблюдений за предполагаемой характеристикой (уровни или расходы воды в замыкающем створе);

– известна математическая модель прогноза, преобразующая входные функции в выходные;

– определение неизвестных параметров модели, при которых критерий качества (характеристика ошибки прогноза) оказывается в этой ситуации наименьшим.

Критерием качества служит средняя квадратичная ошибка прогноза суточной величины расхода (уровня) воды рек Обь и Иртыш по отдельным пунктам.

Для оптимизации параметров модели использовались ежедневные данные наблюдений за 9 - 18 лет с непрерывными рядами по большинству станций и постов в районах.

Подгоняются параметры для двух типов моделей [1, 140, 141].

1 вариант представляется как математическая модель расчёта расходов воды – без учёта уровней воды в створах, расположенных выше расчётного (модель типа «снеготаяние–осадки–сток»):

$$Q(t + \Delta t) = \left[\sum_{j=1}^N \int_0^{t+\Delta t} q_j(t + \Delta t - \tau) f_j(\tau) d\tau \right] + Q_{\min}, \quad (3.2.1)$$

где Q_{\min} – базисный сток, показывающий устойчивое питание подземными водами, принимается в количественном выражении как минимальный расход воды с типовой кривой спада.

Для вычисления задаются приближенные начальные значения параметров для каждого района и проводится предварительная оптимизация параметров

модели (3.2.1), содержащая блоки расчёта снегонакопления, снеготаяния, потерь, склонового притока, и параметров кривых добегания.

Оптимизация параметров модели первого варианта даёт возможность уточнить распределение нормы запаса воды в снежном покрове по высотным зонам в каждом выделенном районе бассейна при наблюдении за изменением заснеженности высотных зон бассейна в период снеготаяния. Данный процесс будет рассмотрен ниже.

2 вариант – комбинированная гидролого-математическая модель, учитывающая ещё и уровни воды в речной системе.

Параметры, полученные в процессе оптимизации модели первого варианта, в дальнейшем без изменений используются в комбинированной модели второго варианта. В комбинированной модели дополнительно подлежат определению коэффициенты $c_0, c_1, c_2, \dots, c_{n+1}, c_{n+2}, c_{n+3}, \dots$ и показатели степени Y_1 и Y_2 .

С этой целью формулу представим в следующем виде:

$$z = c_0 \cdot z_0 + c_1 \cdot z_1 + \dots + c_{n+1} \cdot z_{n+1} + c_{n+2} \cdot z_{n+2} + \dots + c_{n+n} \cdot z_{n+n}, \quad (3.2.2)$$

$$\text{где } z = (H(t + \Delta t) - H_{\min})^{Y_2}; \quad z_0 = \sum_{j=1}^N \int_0^{\Delta t} q_j(t + \Delta t - \tau) \cdot f_j(\tau) \cdot d\tau;$$

$$z_1 = (H_1(t + \Delta t) - H_{1\min})^{Y_1}; \quad z_2 = (H_2(t + \Delta t) - H_{2\min})^{Y_1};$$

$$z_{n+1} = H_1(t) - H_1(t-1); \quad z_{n+2} = H_2(t) - H_2(t-1); \quad \dots; \quad z_{n+n} = H_n(t) - H_n(t-1).$$

Уравнение (3.2.2) является линейным относительно сборных коэффициентов $c_0, c_1, c_2, \dots, c_{n+1}, c_{n+2}, c_{n+3}, \dots$. Уравнение представляет общую линейную модель регрессии, следовательно, возможно нахождение этих коэффициентов по данным наблюдений за прошлые годы методом наименьших квадратов. В (3.2.2) предиктант определяется по уравнению $z = (H(t + \Delta t) - H_{\min})^{Y_2}$ с учётом известных ежедневных уровней воды (H) в реках Обь и Иртыш.

Предикторы $(z_0, z_1, z_2, \dots, z_{n+1}, z_{n+2}, \dots, z_{n+n})$ определяются по приведённым выше формулам. Так, $z_0 = \sum_{j=1}^N \int_0^{\Delta t} q_j(t + \Delta t - \tau) \cdot f_j(\tau) \cdot d\tau$ определяется по притоку воды в русловую сеть (q_j) и кривым добегаания ($f_j(\tau)$) для районов бассейна (на основе расчёта подачи воды от снеготаяния и выпадения осадков в высотных зонах). Остальные предикторы $(z_1, z_2, \dots, z_{n+1}, z_{n+2}, \dots, z_{n+n})$ рассчитываются по данным наблюдений за уровнями воды в реках бассейнов Оби и Иртыша: Чая, Кеть, Васюган, Тым, Вах, Аган, Большой Юган, Назым, Омь, Тара, Уй, Шиш, Ишим, Исеть.

Для определения параметров второй модели общая система расчета представляется в виде следующей последовательности операций [28–30]:

- по результатам оптимизации первой модели задаются значения параметров, входящих в формулу расчёта снеготаяния, притока в русловую сеть и кривых добегаания;
- находится, по рассмотренным выше соотношениям (3.2.1), суточные значения $z, z_0, z_1, z_2, \dots, z_n, z_{n+1}, z_{n+2}$ по исходной ежедневной гидрометеорологической информации за предшествующие годы;
- определяются коэффициенты $c_0, c_1, c_2, \dots, c_{n+1}, c_{n+2}, c_{n+3}, \dots$ методом наименьших квадратов;
- для определения параметров $Y1$ и $Y2$ учитывающих нелинейность зависимости объёма воды в речной сети от уровней, и нелинейность кривой расхода реки по отдельным пунктам используется метод оптимизации Розенброка [96].

При оптимизации первого варианта в условиях недостаточного информационного обеспечения целесообразно использовать результаты космического мониторинга динамики заснеженности территории. При этом под заснеженностью понимается площадь снегового покрытия бассейна, границей которой является сезонная снеговая линия.

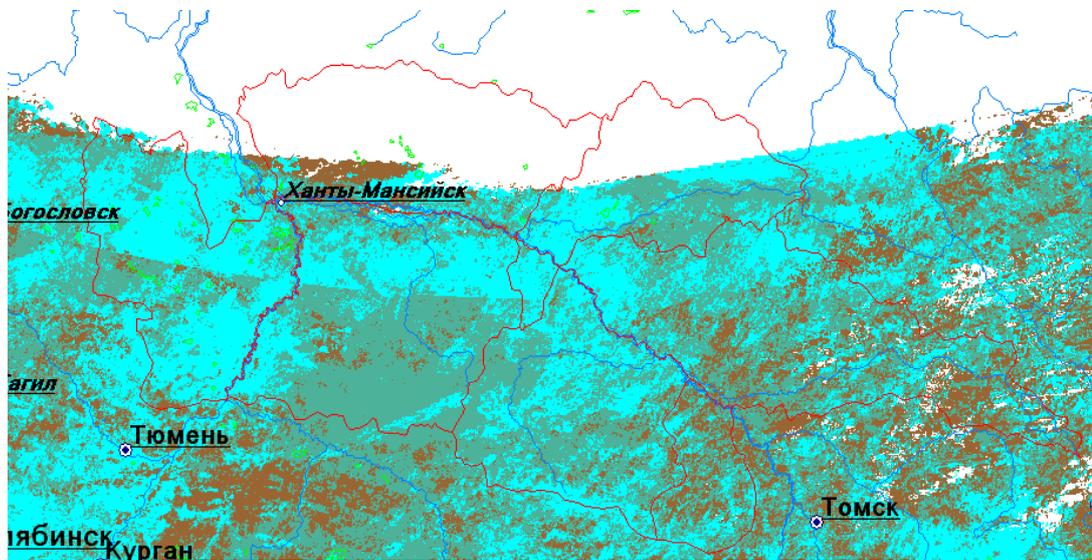
Информация об изменении площади снегового покрова рассчитана с помощью информационного сайта Службы мониторинга заснеженности, разработанного Ромасько (Красноярский филиал ФГБУ НЦУКС по космическому мониторингу) [34, 37, 148, 149, 167]. Адаптированное программное обеспечение сайта даёт возможность обрабатывать спутниковую информацию в автоматическом режиме. Для речных водосборов размером от 3000 до 30 000 км² по спутниковым снимкам среднего линейного разрешения, около 500 м, заснеженность определяется с погрешностями в среднем около 5–6 %, причём она снижается с увеличением размеров бассейна [37]. При съёмках с искусственных спутников Земли среднего разрешения погрешность расчёта высоты снеговой линии составляет около 150–200 м.

Автоматизированная система оперативной оценки площади снегового покрытия речных бассейнов обеспечивает полный цикл обработки данных радиометра *MODIS* со спутников *TERRA* в оперативном режиме без участия оператора, а также открывает доступ к полученным результатам из сети интернет [148, 149, 167].

По анализу В. Ю. Ромасько максимальная наблюдаемая заснеженность для бассейна Средней Оби составляет около 95 %, соответственно, остаточная площадь темнохвойного леса в целом по бассейну составляет около 5 %. В отдельных широтных зонах и районах она несколько варьирует. Период снеготаяния в бассейне начинается во второй половине апреля и продолжается до конца мая. Разброс сроков начала периода составляет около 2 недель. Установление снежного покрова происходит в конце октября – начале ноября. Разброс сроков установления снежного покрова составляет около 1 месяца.

Для оценки динамики схода снега по районам и высотным зонам бассейна Средней Оби были проанализированы космические снимки периода снеготаяния (21 марта – 31 июля) за четыре года (2006–2009 гг.), полученные В.Ю. Ромасько со спутника *TERRA* при минимальной облачности исследуемой территории (менее 5 %) и обработаны совместно с Д. А. Бураковым [34].

На рисунке 3.4 приведен обзорный снимок в Обь-Иртышском бассейне по данным спутниковых снимков за 16-ть суток на 1 января 2008 года.



голубой цвет – снег; коричневый – лес вместе с открытыми участками;
чёрный – переувлажнённый снег («снежное болото»)

Рисунок 3.4 – Обзорное изображение 16-суточного композита 1 января 2008 г. [140]

На рисунках 3.5 а – 3.5 г приведена динамика изменения заснеженности бассейнов водохранилищ за 2007–2009 гг. Кроме средней заснеженности на рисунках приведены границы оценок заснеженности с учётом имеющейся облачности и неустойчивости алгоритмов классификации. На приведённых графиках отображено две области и одна кривая. Тёмным тоном нарисована область оценок заснеженности по разным алгоритмам композиции. Более светлым тоном внутри тёмной области нарисована область оценок с учётом остаточной облачности. Линией нарисована кривая оценки заснеженности. Общий характер кривых представлен несколькими составляющими. Прежде всего, наибольшую амплитуду имеет сезонный цикл. Зимний максимум, смещённый к началу весны из-за увеличения высоты Солнца, сменяется весенним склоном таяния, затем – летним минимумом, а потом осенним ступенчатым установлением снежного покрова.

Второй по амплитуде составляющей годового цикла заснеженности являются нерегулярные отклонения с периодом в несколько суток в зимнее время. Они обусловлены ошибками классификации снега при низких высотах Солнца над горизонтом. Часть бассейна лежит за полярным кругом, что делает невозможным классификацию снежного покрова на этой территории в зимнее время. Данный факт показан на рисунке 3.4, где северная полукруглая область залита белым цветом, обозначающим облачность. Это происходит потому, что облачность классифицируется и по ночным изображениям, а снег – нет, что приводит к тому, что на ночной территории за 16 суток наблюдаются только классы облачности и отсутствия данных. В этих условиях приоритет накопления отдаётся облачности. В результате часть бассейна оказывается фиктивно закрытой облачностью, и неустойчивая классификация снега в зимнее время на оставшейся территории при низких углах Солнца оказывается распространенной и на эту территорию.

Для сравнения динамики изменения заснеженности за разные годы на рисунках 3.5 а – 3.5 г приведены многолетние графики заснеженности речных бассейнов. На графике показаны данные последнего года, предпоследнего года и остальных лет с закраской области наблюдавшихся значений.

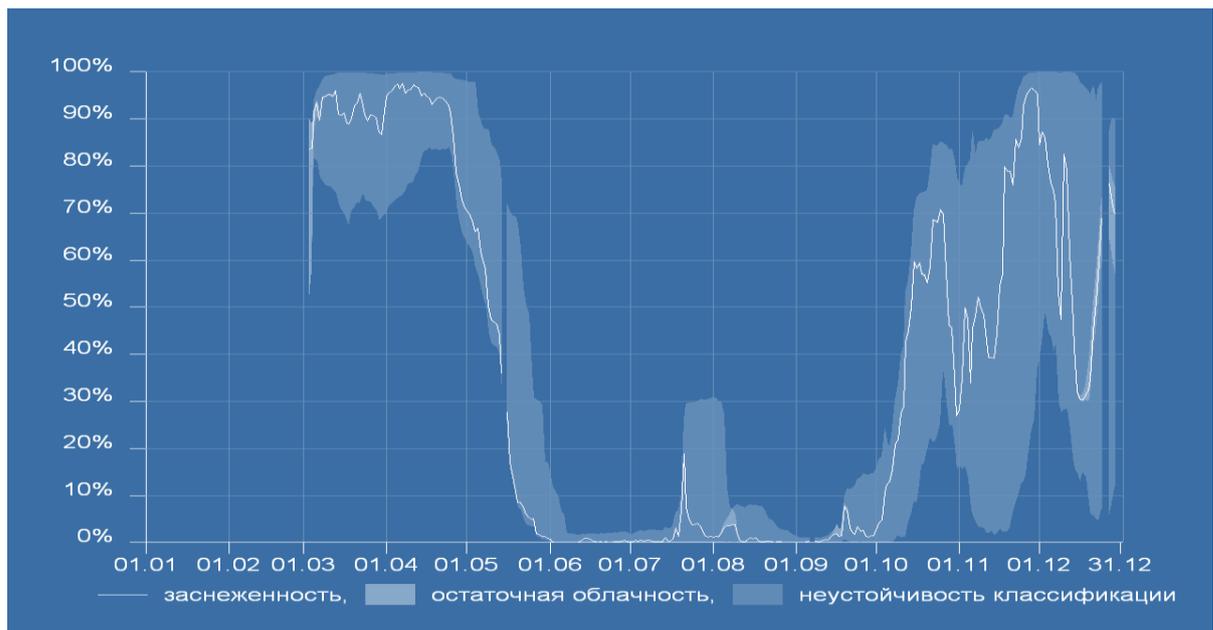


Рисунок 3.5 а – Оценка динамики заснеженности бассейна Средней Оби по данным 16-суточных композитов разладки [1] в 2006 году

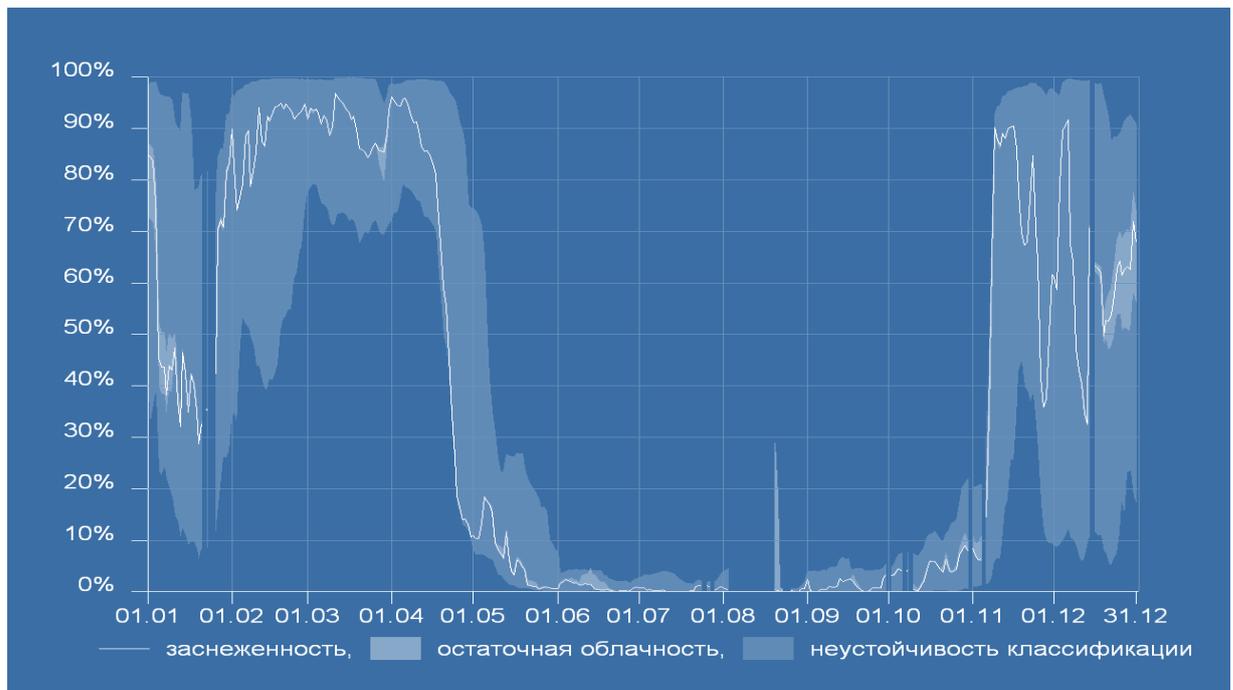


Рисунок 3.5 б – Оценка динамики заснеженности бассейна Средней Оби по данным 16-суточных композитов разладки [1] в 2007 году

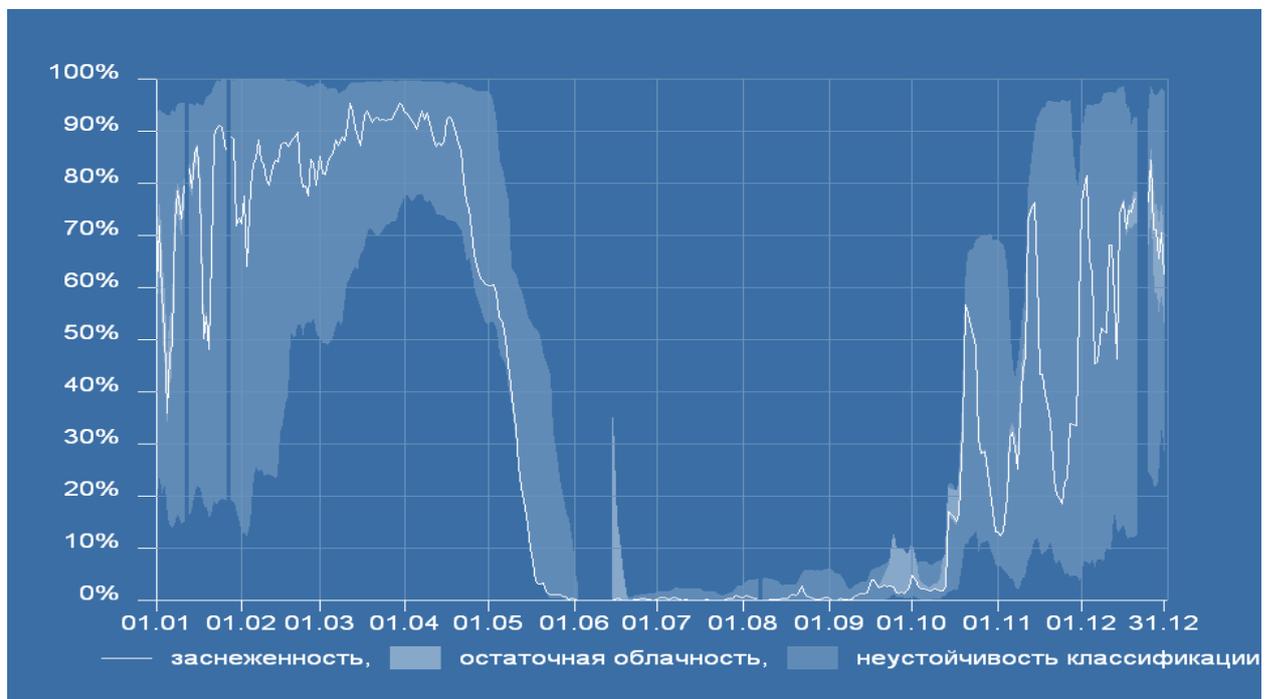


Рисунок 3.5 в – Оценка динамики заснеженности бассейна Средней Оби по данным 16-суточных композитов разладки [1] в 2008 году

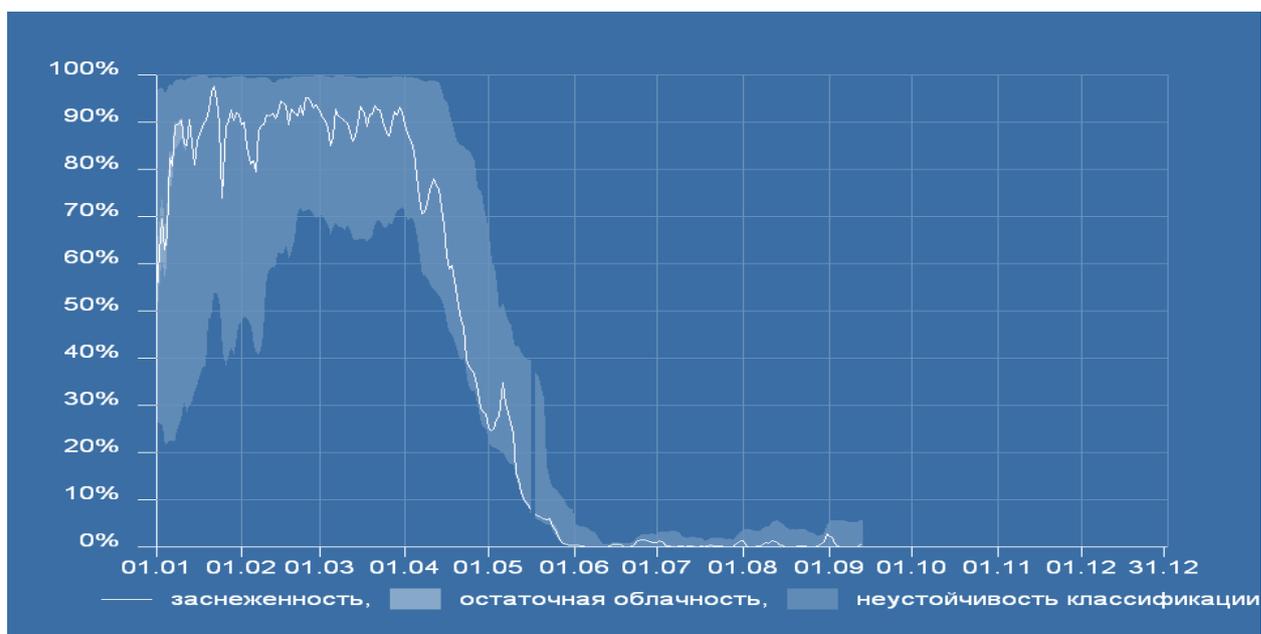


Рисунок 3.5 г – Оценка динамики заснеженности бассейна Средней Оби по данным 16-суточных композитов разрядки [1] в 2009 году

Как видно из графиков многолетней заснеженности, в 2008, как и в 2006, году весна была поздней по срокам схода снега. В 2006 году весна была самой поздней за период наблюдения на всём протяжении периода снеготаяния. В 2009 и 2007 году весна была ранней – сход снега опережал другие годы на 1–3 недели.

Общий ход спада заснеженности бассейна Средней Оби круче других бассейнов (Обского, Красноярского и Саяно-Шушенского водохранилищ), и период снеготаяния короче. Это обусловлено равнинным характером, слабой расчленённостью рельефа, и, как следствие, отсутствием ярко выраженной высотной поясности в пределах бассейна.

Выделено наличие явно выраженного пика в начале мая в годы ранней весны, вызванного, по-видимому, выпадением твёрдых осадков в условиях северного климата на территории бассейна. В годы поздней весны этот пик существенно сглажен общей, ещё значительной заснеженностью в это время. Максимум этого пика по времени варьирует в пределах недели. На рисунке 3.6 показано сравнение динамики заснеженности по данным 16-суточных композитов за 2005–2009 гг.

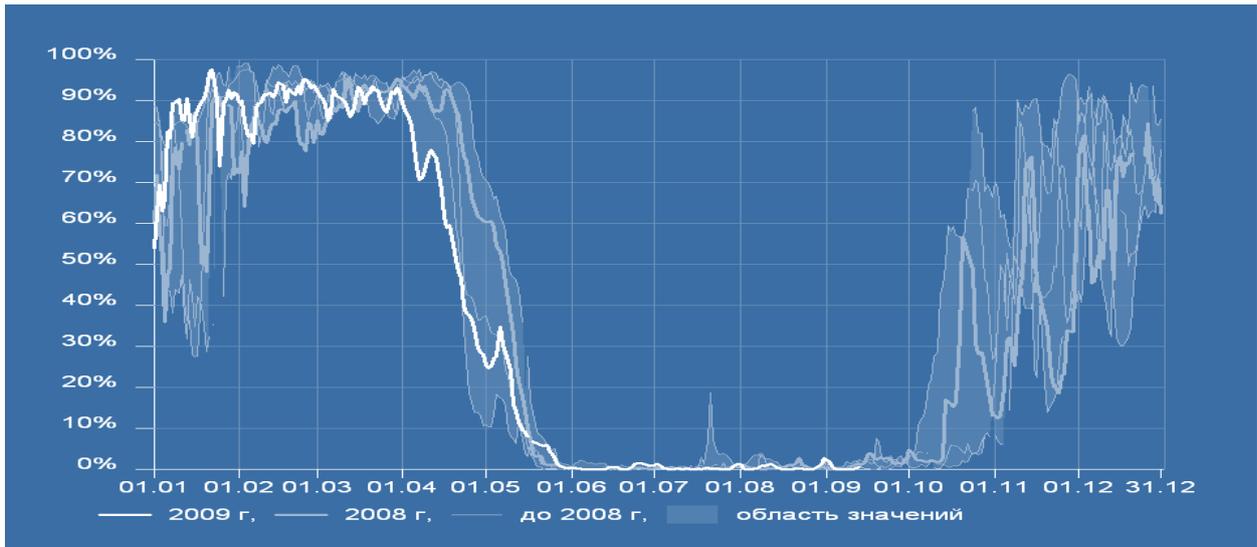


Рисунок 3.6 – Сравнение динамики заснеженности по данным 16-суточных композитов за 2005–2009 гг. (данные информационного сайта Службы мониторинга заснеженности, разработанного В. Ю. Ромасько) [1]

При оценке начала периода снеготаяния по многолетней динамике площадей заснеженности пяти лет в целом отмечается, что для бассейна Средней Оби максимальная заснеженность наблюдается во второй половине марта. Данное явление объясняется улучшением условий наблюдения для классификации снега, связанных с увеличением высоты Солнца. Из-за северного расположения бассейна Средней Оби период наблюдаемого максимума приходится на конец марта, тогда как для других, более южных бассейнов Иртыша – на начало марта.

Период установления снежного покрова, как и период снеготаяния, показывает существенные различия моментов достижения определённого уровня заснеженности. Так, 50 %-й уровень заснеженности бассейна в 2006 году был достигнут на месяц раньше 2007 и 2008 года. Таким образом, летний бесснежный период в 2006 году оказался почти на 2 месяца короче, чем в 2007 году, что наглядно видно на рисунках 3.5 а, 3.5 б и по таблице 3.5.

В таблице 3.5 приведены полученные результаты оценок относительной заснеженности бассейна Средней Оби в целом. Изучение полученных результатов показал наличие небольшой разницы в наблюдениях за один и тот же день, но с

разных витков. Данное явление объясняется влиянием на классификацию снега угла зрения и угла падения Солнца, с одной стороны, и движением облачности, с другой стороны. В совокупности эти факторы приводят к этой небольшой разнице в показаниях. Для повышения стабильности в результатах оценки площадей заснеженности можно рекомендовать выбирать из двух витков тот, который ближе ко времени восходящего узла КА *Terra* – 12:30 местного декретного летнего времени или 11:30 зимнего - времени. Это соответствует, около 5:20 UTC для бассейна Средней Оби.

Таблица 3.5 – Сроки схода снежного покрова по данным космического мониторинга [1]

2007 г. (раннее таяние)			
Западная часть			
Сроки схода снега	южная зона	Центр. зона	северная зона
	5 Район 3 Зона	5 Район 5 Зона	5 Район 7 Зона
	24.04	27.04	8.05
Центральная часть			
Сроки схода снега	1 Район 3 Зона	4 Район 4 Зона	6 Район 3 Зона
	26.04	10.05	12.05
Восточная часть			
Сроки схода снега	2 Район 3 Зона	2 Район 7 Зона	3 Район 5 Зона
	5.05	15.05	20.05
2006 г. (позднее таяние)			
Центральная часть			
Сроки схода снега	1 Район 3 Зона	4 Район 4 Зона	6 Район 3 Зона
	13.05	отсутствуют данные	отсутствуют данные
Восточная часть			
Сроки схода снега	2 Район 3 Зона	2 Район 7 Зона	3 Район 5 Зона
	17.05	23.05	1.06
2005 г. (таяние в средние сроки)			
Западная часть			
Сроки схода снега	южная зона	центр, зона	северная зона
	5 Район 3 Зона	5 Район 5 Зона	5 Район 7 Зона
	27.04	8.05	13.05
Центральная часть			
Сроки схода снега	1 Район 3 Зона	4 Район 4 Зона	6 Район 3 Зона
	4.05	14.05	17.05
Восточная часть			
Сроки схода снега	2 Район 3 Зона	2 Район 7 Зона	3 Район 5 Зона
	9.05	17.05	27.05

В таблице 3.6 приведены полученные результаты оценок относительной заснеженности бассейна Средней Оби в целом.

Таблица 3.6 – Оценки относительной заснеженности всего бассейна при доле облачности менее 30 % [1]

Дата и время (UTC)	Оценка заснеженности, %	Оценка заснеженности без учёта облачности, %
2006 год		
05.03 06:22	91,46	83,41
27.03 05:50	91,35	70,8
01.04 06:04	95,63	89,39
06.04 06:22	94,37	94,18
08.04 06:10	95,87	87,6
28.04 05:45	74,69	70,59
05.05 05:55	62,47	51,63
14.05 05:45	36,84	27,43
02.06 06:16	0,05	0,04
06.06 05:52	0	0
2007 год		
10.03 6:14	95.69	74.47
06.04 5:55	93.93	92.35
13.04 5:58	84.11	70.31
18.04 6:17	71.14	54.54
23.06 6:04	0.01	0.02
2008 год		
28.03 6:10	94,47	90,67
30.03 5:58	93,02	80,68
06.04 6:04	91,84	89,02
22.04 6:04	82,86	68,04
13.05 6:23	5,04	4,07
15.05 6:11	9,65	7,86
20.06 5:46	0,01	0,03
2009 год		
15.02 05:47	93.54	90.37
22.03 06:18	89.59	88.54
29.03 06:24	91.76	75.18
11.04 05:53	77.41	72.29
06.05 05:47	30.18	22.09
07.06 05:47	0.00	0.01

Вычисление среднесуточного испарения по территории Омской области для отдельных периодов весеннего половодья реки Иртыш методом гидролого-

математических расчетов (ГКР) [114, 115]. Для уточнения характеристик модели ежедневных прогнозов уровней воды были вычислены коэффициенты испарения с площади водосбора Иртыша в среднем течении. Расчёт текущих водных балансов в суточном разрешении были выполнены методом ГКР, на основе данных наблюдений по 5-ти метеорологических станций водосбора от северного Казахстана до г. Тобольска, доступных из метеобазы meteo.ru [122], за период с 1960 по 2006 годы. Суточные расчеты были произведены за 199 суток в каждом году с 15 апреля по 31 октября. Целыми расчетными интервалами в каждом году были рассчитаны характеристики для зимнего периода и периода таяния снега (с 1 по 15 апреля) [114, 115]. Арифметика выполнена за каждый год с 1960 по 2006 гг. посуточно по программе Weather App [81].

Суммарное испарение, являющееся фактором, характеризующим потери стока, определено расчетным путем и характеризуется по данным метеостанций Омской области расположенных на равнинной территории на высоте от 55 до 120 метров.

Анализ простирания изолиний годовых норм испарения на территории Сибири [110, 111] выявил, что годовые суммы мало изменяются по территории. Это вызвано ограничением испарения, согласно уравнению связи, с одной стороны, увлажнением, с другой – теплообеспеченностью [112]. Значения суточных данных усреднены за период 1960 – 2006 гг. и использованы для расчета среднесуточных показателей испарения по отдельным периодам для районов водосбора реки Иртыша. В зависимости от условий испарения для гидролого-математической модели были выделено три периода: 1) с 21 марта по 24 апреля при таянии снега; 2) с 25 апреля по 31 июля при максимальном испарении влаги от таяния снега и выпадения дождей; 3) с 1 по 15 августа при испарении влаги в условиях выпадения дождей [89, 90].

На рисунке 3.7 а показан фрагмент таблицы результатов расчета текущих водных балансов (ТВБ) по метеоданным станций в города Тары.

	A	B	C	D	E	F	G
1		Суммы за вегетационный период (май-август)					
2		Тара					
3		1960-2006					
4							
5	Год	H	KX	Zm	Z	Y	Vcp
6	1961	292.3	246.8	529.3	272.9	19.3	0,7
7	1962	285.5	256.3	555.8	270.1	15.3	0,65
8	1963	240.2	163.2	520.5	221.2	19	0,65
9	1964	351.5	281.6	545.2	316.3	35,3	0,78
10	1965	253.6	160.6	563.8	235.2	18,5	0,61
11	1966	268.5	167,1	528,3	238,6	29,9	0,68
12	1967	175.4	179	525.3	172.8	2,6	0,5
13	1968	267	200.4	524.2	252	15	0,66
14	1969	376.9	376.1	505.9	326.9	50,1	0,88
15	1970	493.5	371.9	473.1	364.4	129.1	1,1
16	1971	377	309.3	516.5	318.4	58,6	0,87
17	1972	265.7	173.3	484.1	242.6	23,1	0,72
18	1973	377.8	348.3	539.2	336.6	41,2	0,81
19	1974	303.4	229.9	531.6	277.2	26,2	0,71
20	1975	321.6	272.6	504.9	288.9	32.6	0,8
21	1976	330.8	348.5	550.8	302.2	28,7	0,73
22	1977	242.5	218.7	545.4	231.3	11,2	0,62

Z – суммарное испарение в мм/сут., Y – сток в мм/сут., Zm – максимально возможном испарении в мм/сут., KX – атмосферные осадки в мм, H – суммарное увлажнение в мм, Vcp – влажность почвогрунтов в мм

Рисунок 3.7 а – Фрагмент таблицы результатов выборки вычисленных по данным метеостанции Тара сумм элементов ежесуточных водных балансов (в мм) за вегетационный период (с мая по август) [114, 115]

Характеристики суммарного испарения за первый период до 15 апреля рассчитаны с учетом данных об испарении в марте и апреле, опубликованных в работе [112]. В соответствии с приложением Е, табл. Е.2 представлены рассчитанные характеристики.

Для анализа точности расчета испарения по Омской области было выполнено сравнение характеристик с материалами измерений влажности почвы на воднобалансовых станциях Тара и Омск [160]. Несмотря на то, что считать результаты данных измерений эталонными нельзя – так как они являются репрезентативными только для своего вида поверхности и вида почвы, а не в целом для водосбора реки. Поэтому для контроля достоверности измерений взаимосвязанных друг с другом влажности почвы и суммарного испарения было сделано сравнение доступных сведений об измеренном испарении с

рассчитанными суммами испарения. В соответствии с приложением таблица Е.3 и на рисунке Е.2 приведены результаты сравнения вычисленных и измеренных прибором ГГИ – 500 – 50 месячных сумм испарения, удовлетворяющим качество производства работ. Исходные данные по месячной сумме испарения были отобраны из Материалов наблюдений за 1993 – 2002 гг. [160] по воднобалансовым станциям, где измерялось испарение с почвы покрытым многолетними травами и имелись выполненные расчеты суточных водных балансов и сопоставлены на корреляционных графиках с месячными суммами рассчитанных по метеоданным суточных значений, а также вычислены коэффициенты корреляции, значения которых в соответствии с приложении таблица Е.3.

На рисунке 3.7 б фрагмент таблицы сумм элементов ежесуточных водных балансов (в мм) за месяц (с марта по октябрь) при расчете текущих водных балансов (ТВБ) по метеоданным станций в города Тары.

7	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T
8	Влагоресурсы							Теплоресурсы			Результаты расчетов					Исходные данные				
9	Дата	Tcp	X, мм	Xз	K попр.	X исп рав.	X исп рав.	Дата	KX окончат. каждого интервала	Sy мм а	Zm	Zm оконч., мм	V1	Bz	Z	H	Y	Число	Месяц	Год
6487	17.04.1991	10	0		1,27			17.04.1991	0			2,7	1,01	0,79	2,2	2,7	0,6	17	4	1991
6488	18.04.1991	13	0		1,27			18.04.1991	0			3,6	0,99	0,79	2,8	3,5	0,7	18	4	1991
6489	19.04.1991	12	0		1,27			19.04.1991	0			3,3	0,98	0,78	2,5	3,1	0,6	19	4	1991
6490	20.04.1991	8	0		1,27			20.04.1991	0			2,2	0,96	0,77	1,7	2,1	0,4	20	4	1991
6491	21.04.1991	7	0		1,27			21.04.1991	0			1,9	0,95	0,76	1,5	1,8	0,3	21	4	1991
6492	22.04.1991	10	0		1,27			22.04.1991	0			2,7	0,94	0,75	2,1	2,5	0,4	22	4	1991
6493	23.04.1991	13	0		1,27			23.04.1991	0			3,6	0,93	0,75	2,6	3,2	0,5	23	4	1991
6494	24.04.1991	13	0		1,27			24.04.1991	0			3,6	0,92	0,74	2,6	3,1	0,5	24	4	1991
6495	25.04.1991	15	0		1,27			25.04.1991	0			4,1	0,9	0,72	3	3,5	0,5	25	4	1991
6496	26.04.1991	15	0		1,27			26.04.1991	0			4,1	0,89	0,71	2,9	3,4	0,5	26	4	1991
6497	27.04.1991	10	1		1,27			27.04.1991	1,3			2,7	0,87	0,7	1,9	2,2	0,3	27	4	1991
6498	28.04.1991	7	0		1,27			28.04.1991	0			1,9	0,87	0,7	1,3	1,5	0,2	28	4	1991
6499	29.04.1991	12	0		1,27			29.04.1991	0			3,3	0,86	0,69	2,3	2,6	0,3	29	4	1991
6500	30.04.1991	14	0		1,27			30.04.1991	0			3,8	0,85	0,68	2,6	2,9	0,3	30	4	1991
6501	01.05.1991	4	0		1,06			01.05.1991	0			1,1	0,83	0,67	0,7	0,8	0,1	1	5	1991
6502	02.05.1991	1	0		1,06			02.05.1991	0			0,3	0,83	0,67	0,2	0,2	0	2	5	1991
6503	03.05.1991	6	0		1,06			03.05.1991	0			1,6	0,83	0,66	1,1	1,2	0,1	3	5	1991
6504	04.05.1991	12	0		1,06			04.05.1991	0			3,3	0,82	0,66	2,2	2,4	0,3	4	5	1991
6505	05.05.1991	17	0		1,06			05.05.1991	0			4,6	0,81	0,64	3	3,3	0,3	5	5	1991
6506	06.05.1991	15	0		1,06			06.05.1991	0			4,1	0,79	0,63	2,6	2,9	0,3	6	5	1991
6507	07.05.1991	16	0		1,06			07.05.1991	0			4,4	0,78	0,62	2,7	3	0,3	7	5	1991
6508	08.05.1991	19	0		1,06			08.05.1991	0			5,2	0,76	0,61	3,1	3,4	0,3	8	5	1991
6509	09.05.1991	21	0		1,06			09.05.1991	0			5,7	0,75	0,59	3,4	3,7	0,3	9	5	1991
6510	10.05.1991	15	0		1,06			10.05.1991	0			4,1	0,73	0,58	2,4	2,5	0,2	10	5	1991

Z – суммарное испарение в мм/сут., Y – сток в мм/сут., Zm – максимально возможном испарении в мм/сут., KX – атмосферные осадки в мм, H – суммарное увлажнение в мм, Vcp – влажность почвогрунтов в мм

Рисунок 3.7 б – Фрагмент таблицы результатов расчета суточных значений элементов водного баланса по данным метеостанции Тара за 17 апреля – 10 мая 1991 г. [114, 115]

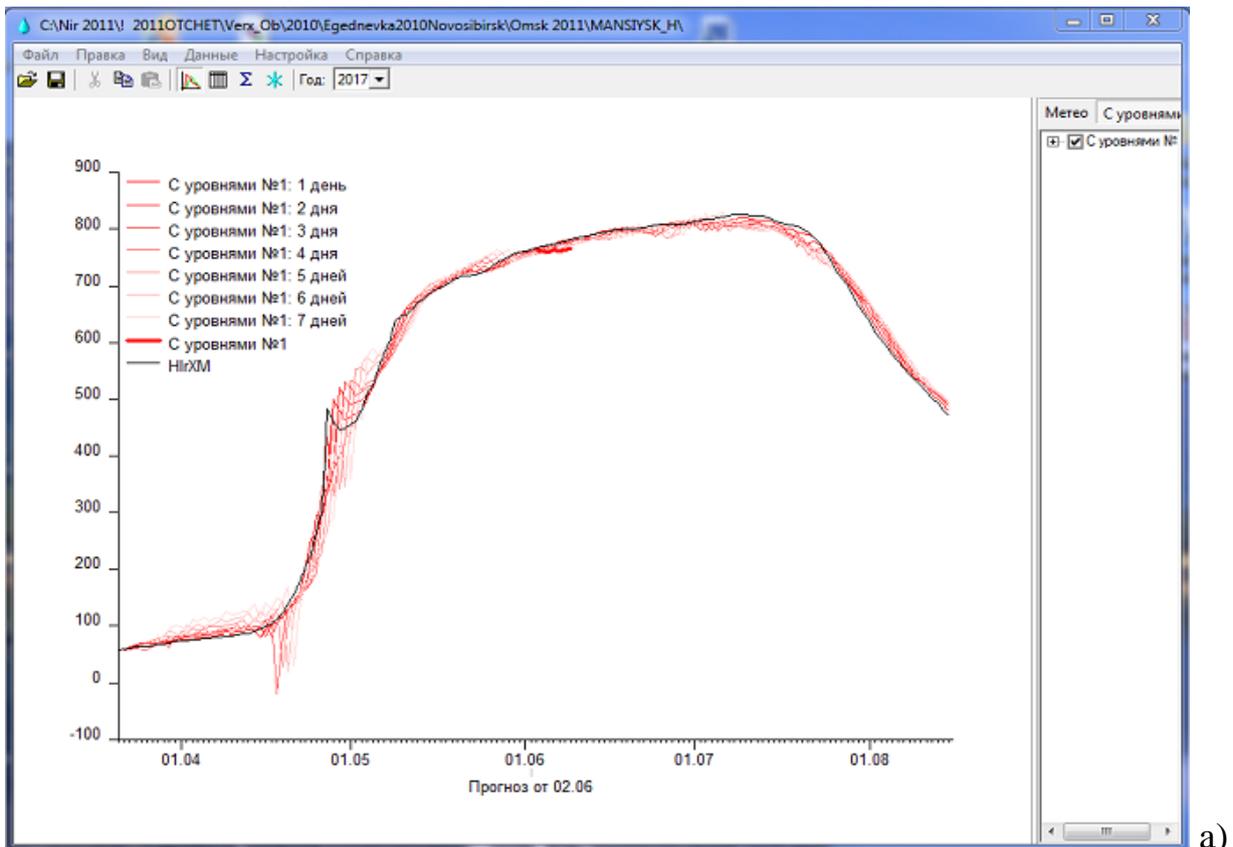
Сравнение рассчитанных значений испарения с измеренными в большинстве случаях (по станции Тара и в 1993, 1995 гг.) дало хорошие результаты. Это показывает не о случайном совпадении, а о высокой точности измерений испарения современными приборами и близости условий испарения на многолетних травах с расчетным значениям по метеорологическим условиям. При этом рассчитанные балансовые значения испарения обладают тем приоритетом, что вычисленные данные, не зависят от разного рода отклонений из-за влияния подстилающей поверхности, ошибок измерения.

Коэффициент корреляции, равный 0,75–1,00, между рассчитанными и измеренными месячными суммами испарения с почвы по метеорологической станции Тара и за отдельные годы по Омску дают возможность ждать более высокую точность расчета испарения по суточным интервалам методом ГКР [114, 115] для гидролого-математической модели прогноза.

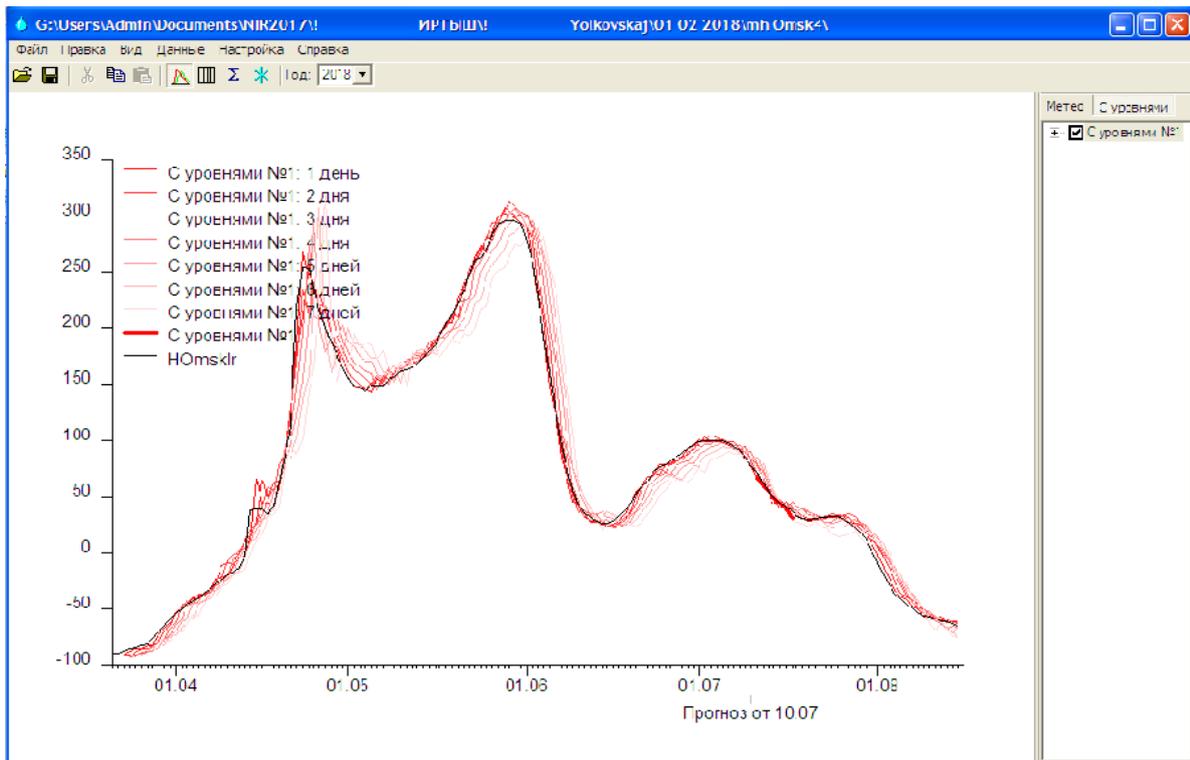
3.2.4 Оценка параметров модели прогноза

Как упоминалось выше, методика была рекомендована и внедрена к использованию, так как удовлетворяет требованиям по значению критерия качества. Критерий качества принимается в виде отношения S/σ_{Δ} , т.е. отношения средней квадратичной ошибки прогнозов (S) к среднему квадратичному отклонению изменения прогнозируемой величины (σ_{Δ}) [151]. Допустимая ошибка прогноза принимается равной $0,674 \times \sigma_{\Delta}$.

Оперативные испытания методики ежедневных прогнозов воды на основе модели по пунктам Нижневартовск, Белогорье, Ханты-Мансийск проводились с 2014 по 2017 годы, и по пунктам Омск, Тара, Тевриз, Усть-Ишим в 2018 году в ФГБУ «Обь-Иртышское УГМС». При оперативных испытаниях отмечено, что оправдываемость прогнозов увеличивается при уточнении параметров модели методом оптимизации по данным ближайших лет. На рисунке 3.8 приведены графики, иллюстрирующие степень совпадения рассчитанных и фактических уровней воды за период производственных испытаний.



a)



b)

Рисунок 3.8 – Окно вывода данных фактических и прогнозируемых уровней воды в реке Иртыш у города Омск в виде графика: а) пункт Ханты-Мансийск 2014 год, б) пункт Омск 2018 год [24]

Допустимые погрешности краткосрочных прогнозов ежедневных уровней воды, оценены в зависимости от заблаговременности согласно Наставлению [125], как оправдавшиеся на 82–97 % за период производственных испытаний 2018 г. Прогноз с заблаговременностью 4 суток оправдался на 92–94 % (на оценку «отлично» и «хорошо»). Наилучший результат оправдываемости 91–97 % отмечен по пункту Усть-Ишим [23, 24].

Оправдываемость прогнозов на независимом материале в 2017 году по пунктам Ханты-Мансийск, Нижневартовск и Белогорье составила от 52 до 90 %. На 83–90 % оправдались прогнозы по р. Обь у г. Нижневартовск, это на оценку «удовлетворительно» и «хорошо». Качество прогноза снизилось на реках Обь у с. Белогорье и Иртыш у г. Ханты-Мансийск, русла которых отличаются неустойчивостью слагающих их пород после прохождении высоких весенних половодий 2016 и 2017 гг. [23].

В таблице 3.7 показана оправдываемость прогнозов ежедневных уровней воды в процентах за период производственных испытаний в 2018 году для заблаговременности от 1 до 7 суток. В соответствии с приложением таблица Е.4 показатели качества проверочных прогнозов по материалам наблюдений характеризуются как «удовлетворительное» и «хорошее». Критерий качества прогноза S/σ_{Δ} для указанных заблаговременностей прогноза изменяется от 0,28 до 0,80 [24].

Таблица 3.7 – Оправдываемость прогноза (%) ежедневных уровней воды за период производственных испытаний 2018 году [24]

Заблаговременность прогноза, сутки	1	2	3	4	5	6	7
р. Иртыш – Омск	92	94	94	94	91	87	82
р. Иртыш – Тара	93	88	81	93	83	87	87
р. Иртыш – Тевриз	90	90	83	92	92	93	93
р. Иртыш – Усть-Ишим	97	91	94	94	95	94	94
р. Иртыш – Ханты-Мансийск	84	84	80	78	82	78	80
р. Обь – Нижневартовск	72	64	69	65	79	77	72
р. Обь – Белогорье	67	58	56	63	66	70	72

Прогноз, выполненный на основе гидролого-математической модели использует в расчете всю доступную оперативную гидрометеорологическую информацию, как в период прохождения весеннего половодья, так и в летне-осенний период.

Проверочные прогнозы по материалам наблюдений по качеству характеризуется как «хорошее» и «удовлетворительное», в зависимости от обеспеченности территории гидрометеорологической информацией. При этом значительный вклад в повышение точности прогноза дает учет уровней воды в русловой сети. Таким образом, в модели учитываются русловые запасы воды на дату выпуска прогноза.

На рисунке 3.8 наказаны окна вывода результатов прогнозирования и фактических значений во время испытания методики.

Методика прогноза представлена целостной технологической линией прогноза, предусматривающей возможность автоматизированной передачи данных в файлы прогностической программы и оптимизации формул расчета стока с учетом данных последних лет [24].

В ходе работы автора в коллективе разработчиков прогнозов были созданы новые долгосрочные и ежедневные прогнозы максимальных уровней весеннего половодья для отдельных пунктов на реках Западно-Сибирской равнины с учётом изменений гидролого-климатических факторов последних десятилетий и современных технологических возможностей Росгидромета.

Заключение

В результате исследования гидролого-климатических факторов влияющих на формирование весеннего половодья на реках Западно-Сибирской равнины, автором установлено, что:

1. Собрана и систематизирована в виде электронных таблиц ежедневная метеорологическая и гидрологическая информация с 1960 по 2015 годы и их характерные величины с 1986 по 2017 годы по пунктам наблюдений территории ответственности Обь-Иртышского УГМС.

2. Статистические методы анализа показали, что повышение средней годовой температуры последних десятилетий произошло по всей территории с интенсивностью 0,36–0,44 °С за 10 лет, по северу территории до 0,6 °С за 10 лет. В зимний период температура повышается на 0,16–0,52 °С за 10 лет по всей территории. Потеплением теплого периода года выделяется северная часть равнины – до 0,6 °С за 10 лет. Многолетние средние температуры воздуха за отрезок времени 1991–2015 годов относительно предыдущего периода увеличились по северу территории преимущественно за счет летнего сезона, по югу – за счет зимнего сезона.

4. Анализ данных по сумме осадков за отрезок времени 1991–2015 годов относительно предыдущего периода показал увеличение количества осадков на большинстве пунктов наблюдений на 6–60 мм, преимущественно за счет зимнего сезона. С помощью статистических методов выявлен рост количества зимних осадков в общем по территории на 4–32 %, с наиболее значительным увеличением в природных подзонах южной лесостепи и лесной природной зоны. Заметное увеличение количества выпадающих осадков произошло в бассейне реки Таз у Тазовского, на 240 мм, так же преимущественно в зимний период на 150 %.

5. В последние десятилетия увеличилась неравномерность распределения суммы осадков в период формирования максимума на реках – в апреле и мае.

Коэффициент вариации суммы осадков в мае по северу территории увеличился в 1991–2015 по сравнению с периодом 1966–1991 годов в среднем с 0,41 до 0,48.

6. Анализ созданной карты среднего из максимальных запасов воды в снежном покрове Западно-Сибирской равнины по данным последних десятилетий показал увеличение запаса воды в снежном покрове по всей территории равнины, изменение направления изолиний на более субширотное и подтвердил сохранение территории максимального накопления воды снежного покрова в северо-восточной части равнины.

7. Выявлено значительное уменьшение глубины промерзания почвы в последние десятилетия по природным зонам Среднего Иртыша, достигшее 28–39 %. Статистические методы показали увеличение средней температуры воздуха в октябре и в целом период октябрь-ноябрь, что повлекло снижение глубины промерзания почвы в первоначальный этап. В последние десятилетия тенденция снижения глубины промерзания сохранилась в лесостепной и лесной природных зонах в связи с увеличением количества выпадающих осадков в зимнее время.

8. Уменьшение глубины промерзания в бассейнах рек подзоны тайги и подтайги (рек Шиш, Уй, Туй) и привело к увеличению их зимнего стока в пределах от 4 до 27 % (в среднем на 17 % или 0,22–1,25 м³/с), что привело к соответствующей потере бассейнового влагозапаса. Однако вследствие увеличения снегонакопления это не вызвало сокращения максимумов весеннего половодья.

9. Исследования тепловлагообеспеченности территории на основе метода ГКР В. С. Мезенцева позволили скорректировать суммы испарения с водосборов. Коэффициенты корреляции между рассчитанными и измеренными месячными суммами испарения с почвы по метеостанции Тара и отдельные годы по Омску составили $r = 0,75–1,00$.

10. Для прогноза ежедневных уровней Иртыша у р.п. Черлак, г. Омск, с. Усть-Ишим реализована концептуальная гидролого-математическая модель Д. А. Буракова. Автором диссертации выполнен отбор наиболее существенных

факторов влияющих на сток и уточнение параметров испарения с отдельных районов водосбора.

11. В процессе улучшения параметров потерь весеннего половодья учитываются данные режимных наблюдений по стоку воды. Ежедневные уровни воды, рассчитанные с учетом данных наблюдений в бассейне и полученные по результатам расчёта с использованием математической модели, совпадают достаточно близко. Оправдываемость ежедневных прогнозов на основе независимого материала в 2017 году по бассейну Оби составила 83–90 %, в 2018 году по бассейну Иртыша – 82–97 %.

12. Полученные методики долгосрочного прогноза удовлетворяют по критериям качества в интервале от 0,36 до 0,56, что её характеризует как «хорошие» и «удовлетворительные» с оправдываемостью от 90 до 97 %. Методика внедрена в работу отдела гидрологических прогнозов ФГБУ «Обь-Иртышское УГМС».

О перспективах дальнейших исследований: при прогнозировании весеннего половодья важнейшей характеристикой является запас воды в снежном покрове, плотность снегомерных измерений недостаточна для получения лучшего результата, нужно в дальнейшем оценить возможность использования для таких районов в прогнозе данных об их среднем значении с поправкой на фактическую заснеженность по данным спутниковых наблюдений. Также перспективным является изучение влияния на весеннее половодье глубины промерзания почвы водосборов и взаимовлияние климатических факторов.

Список литературы

1. Автоматизация и внедрение технологии прогноза ежедневных и максимальных уровней воды на Средней и Нижней Оби, Чарыше и Томи: отчёт о НИР и ОКР (заключительный) / Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Сибирский научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Средне-Сибирское УГМС, Западно-Сибирское УГМС, Обь-Иртышское УГМС; рук. Бураков Д.А.; исполн.: Волковская Н. П., Богданова В. Ф. – Красноярск, Новосибирск, Омск, 2012. – 48 с. – УДК 556.536.164. – № ГР 01201178219. – Инв. № 02201356801.
2. Агупов А. В. Норма стока и колебание водности рек Западной Сибири / А. В. Агупов // Колебание и изменение речного стока. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – С. 5–47.
3. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей / Г. А. Алексеев. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – С. 56–69.
4. Алисов Б. П. Климат СССР / Б. П. Алисов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1956. – 126 с.
5. Андреев В. Г. Методика расчёта внутригодового распределения стока с учётом водности года / В. Г. Андреев // Труды ГГИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1953. – Вып. 38 (92). – С. 66–167.
6. Андреев В. Г. Циклические колебания годового стока и их учёт при гидрологических расчетах / В. Г. Андреев // Труды ГГИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1959. – Вып. 68. – С. 3–49.
7. Антипов А. Н. Ландшафтная гидрология: теория, методы, реализация / А. Н. Антипов, О. В. Гагаринова, Федоров В. Н. // География и природные ресурсы. – 2007. – №3. – С. 56–66
8. Апполов Б. А. Курс гидрологических прогнозов / Б. А. Апполов, Г. П. Калинин, В. Д. Комаров. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 419 с.
9. Атлас Омской области: атлас / под ред. А. А. Кожухарь, А. Г. Зинченко. – М.: Федер. служба геодезии и картографии России, 1999. – 56 с.

10. Атлас снежно-ледовых ресурсов. Карта № 34. Максимальные запасы / И. Д. Копанев, В. И. Липовская. – М.: Изд-во РАН, 1997. – 392 с.
11. Атлас СССР. Карты / ред. В. В. Точёнов (пред.) и др. – М.: ГУГК, 1983. – 286 с.
12. Батталов Ф. З. Многолетние колебания атмосферных осадков и вычисление норм осадков. – Л.: Гидрометеиздат. 1968. – 183 с.
13. Белоненко Г. В. Гидролого-климатические условия формирования и режима стока рек Западной Сибири / Г. В. Белоненко, Ж. А. Тусупбеков // Научные проблемы транспорта Сибири и Дальнего Востока. – 2014. – № 4. – С. 94–97.
14. Белоненко Г. В. Условия и особенности формирования снежного покрова на юге Западной Сибири / Г. В. Белоненко, Ж. А. Тусупбеков // Актуальные вопросы развития науки : материалы международной научно-практической конференции в 6 ч. Уфа, 14 февраля 2014 г. – Уфа, 2014. – Вып. 6. – С. 14–19.
15. Бефани Н. Ф. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам / Н. Ф. Бефани, Г. П. Калинин. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 391 с.
16. Борщ С. В. Оценка влияния конфигурации наблюдательной сети на точность долгосрочных прогнозов речного стока / С. В. Борщ, Е. А. Леонтьев, Ю. А. Симонов, А. В. Христофоров // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2018. – № 4 (370). – С. 122–136.
17. Борщ С. В. Предоставление выходной продукции оперативных гидрологических прогнозов в ГИС / С. В. Борщ, Е. А. Леонтьев, Ю. А. Симонов // Труды гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. – 2014. – № 351. – С. 141–153.
18. Бояринцев Е. Л. Формирование водного баланса весеннего половодья малых горных водосборов верхней Колымы (по материалам Колымской воднобалансовой станции) / Е. Л. Бояринцев, Н. Г. Сербов, Н. И. Попова // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН . – 2006. – №4.– С. 12–19.

19. Булатов С. Н. Расчёт прочности таящего ледяного покрова и начала ветрового дрейфа льда / С. Н. Булатов. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 120 с.

20. Булыгина О. Н. Снежный покров на территории России и его пространственное и временное изменение за период 1966-2010 гг. / О. Н. Булыгина, В. Н. Разуваев, Н. Н. Коршунова // Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. – 2011. – № 24. – С. 211–227.

21. Бураков Д. А. Технология оперативных прогнозов ежедневных расходов (уровней) воды на основе спутниковой информации о заснеженности (на примере р. Нижний Тунгуске) / Д. А. Бураков, Ю. В. Авдеева // Метеорология и гидрология. – 1996. – №10. – С. 75–87.

22. Бураков Д. А. Вероятностный анализ в приближённой теории перемещения водных масс // Метеорология и гидрология. – 1973. – № 4. – С. 52–58.

23. Бураков Д. А. Результаты испытаний автоматизированной технологии прогноза ежедневных и максимальных уровней воды на Средней Оби и Нижнем Иртыше / Д. А. Бураков, Н. П. Волковская // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. – 2019. – № 46. – С. 64–70.

24. Бураков Д. А. Автоматизированная методика краткосрочных прогнозов уровней воды в бассейне Средней Оби и Иртыша / Д. А. Бураков, О. И. Иванова, Н. П. Волковская // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2019. – № 2 (372). – С. 127–141.

25. Бураков Д. А. Гидрологический анализ весеннего половодья в лесной зоне Западно-Сибирской равнины / Д. А. Бураков // Вопросы географии Сибири: сборник статей. – Томск, 1978. – Вып. 10. – С. 69–89.

26. Бураков Д. А. Методы долгосрочного прогноза максимальных уровней воды для р. Обь у г. Нижневартовск и результаты их испытания / Д. А. Бураков, В. Ф. Космакова, Н. П. Волковская // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. – 2017. – № 44 – С. 152–157.

27. Бураков Д. А. Методы долгосрочного прогноза максимальных уровней воды на реке Иртыш и результаты их испытания / Д. А. Бураков, В. Ф. Космакова, Н. П. Волковская // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. – 2019. – № 46 – С.71–78.
28. Бураков Д. А. Кривые добегаания и расчёт гидрографа весеннего половодья / Д. А. Бураков – Томск: Изд-во ТГУ, 1978. – 129 с.
29. Бураков Д. А. Математическая модель расчёта весеннего половодья для равнинных заболоченных бассейнов // Метеорология и гидрология. – 1978. – № 1. – С. 49–59.
30. Бураков Д. А. К оценке параметров уравнений, аппроксимирующих кривую руслового добегаания // Водные ресурсы. – 1978. – № 4. – С. 21–24.
31. Бураков Д. А. Учёт весенних заморозков в гидролого–математической модели прогноза наводнений в бассейне Енисея / Д. А. Бураков, А. А. Адамович // Современные методы математического моделирования природных и антропогенных катастроф : труды VII научной конференции. Красноярск, 13–17 октября 2003 г. – Красноярск, 2003. – Т. 1. – С. 14–21.
32. Бураков Д. А. Учёт осеннего увлажнения и оттаивания почвы в моделях прогноза стока весеннего половодья на Сибирских реках / Д. А. Бураков, А. А. Адамович // Тезисы докладов VI гидрологического съезда. Санкт-Петербург, 28 сентября – 01 октября 2004 г. – Санкт-Петербург, 2004. – С. 46–48.
33. Бураков Д. А. Математическая модель прогноза ежедневных уровней воды горной реки / Д. А. Бураков, И. П. Вершинина // Охрана окружающей среды и природных ресурсов стран Большого Алтая : материалы междунар. науч.-практич. конф. Барнаул – Горно-Алтайск, 23–26 сентября 2013. – Барнаул, 2013. – С. 40–44.
34. Бураков Д. А. Использование спутниковой информации для оценки динамики снегового покрытия в гидролого–математической модели стока весеннего половодья на примере бассейна Саяно-Шушенской ГЭС / Д. А. Бураков, И. Н. Гордеев, В.Ю. Ромасько // Современные проблемы дистанционного

зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. – 2010. – Т. 7, № 2. – С. 113–121.

35. Бураков Д. А. Ландшафтно-гидрологическое районирование в моделях прогноза речного стока (на примере бассейна Верхней Оби) / Д. А. Бураков, Н. В. Горошко // Географическая наука, туризм и образование: современные проблемы и перспективы развития : труды IV–ой всероссийской научно-практич. интернет-конф. Новосибирск, 01–27 апреля 2015 г. – Новосибирск, 2015. – С. 14–17.

36. Бураков Д. А. Модель прогноза уровней воды весеннего половодья и дождевых паводков на реках бассейна Верхнего Амура / Д. А. Бураков, О. И. Иванова, В. В. Лариошкин // Климатология и гляциология Сибири: материалы междунар. научно-практич. конф. Томск, 16–20 октября 2012 г. – Томск, 2012. – С. 67–69.

37. Бураков Д. А. Методика определения заснеженности речного бассейна по спутниковым данным для оперативных прогнозов стока / Д. А. Бураков, В. Б. Кашкин, А. И. Сухинин и др. // Метеорология и гидрология. – 1996. – № 8. – С. 100–109.

38. Бураков Д. А. Прогнозирование притока воды в Красноярское и Саяно-Шушенское водохранилища во втором квартале года / Д. А. Бураков, И. Н. Гордеев, А. В. Игнатов, О. Э. Петкун, Л. А. Путинцев, А. А. Чекмарев // География и природные ресурсы. – 2016. – № 2. – С. 175–182.

39. Бураков Д. А. Оценка коэффициентов снегонакопления в бассейне Верхнего Енисея / Д. А. Бураков, И. В. Космаков, В. Ф. Космакова, Ю. А. Безрукавных, П. Б. Рыжиков // Тр. СРНИГИ – 1991. – Вып. 94. – С. 51–65.

40. Бураков Д. А. К оценке уровня осеннего увлажнения заболоченных водосборов / Д. А. Бураков, Т. С. Курило // Труды Зап.-Сиб. РНИГМИ. – 1974. – Вып. 13. – С. 3–11.

41. Великанов М.А. Гидрология суши / М. А. Великанов – 5-е изд. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 403 с.

42. Владимиров А. М. Гидрологические расчёты / А. М. Владимиров. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 248 с.
43. Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России / А. И. Воейков. – СПб.: Лань, 2013. – 669 с.
44. Волковская Н. П. Анализ формирования весеннего половодья реки Иртыш у города Омск // Природопользование и охрана природы: материалы VIII всероссийской научно-практич. конф. с международным участием. Томск, 11 апреля 2019 г. – Томск, 2019. – С. 57–60.
45. Волковская Н. П. Изменение запаса воды в снежном покрове тундры и лесотундры Западно-Сибирской равнины [Электронный ресурс] // Электронный научно-практический журнал Молодежный научный вестник – 2018. – №11 (36). – С. 1–5. – URL: http://www.mnvnauka.ru/2018/11/11_2018.pdf (дата обращения 30.12.2018).
46. Волковская Н. П. Оценка влияния динамики годовых сумм осадков на зимний сток рек Омской области / Н. П. Волковская, О. В. Мезенцева / Инновационное развитие современной науки: проблемы и перспективы: материалы международной (заочной) научно-практ. конф. Астана, Республика Казахстан, 25 ноября 2017 г. – Астана, 2017. – С. 228–237.
47. Волковская Н. П. Наводнения на реках Омской области [Электронный ресурс] / Н. П. Волковская // Электронный научно-методический журнал Омского ГАУ. – 2017. – №1 (8). – С. 1–7. – URL:<http://e-journal.omgau.ru/index.php/vyp-rus/2017-rus/1-8-rus/35-statya-2017-1/741-00271> (дата обращения: 27.09.2019).
48. Волковская Н. П. Пространственно-временная изменчивость глубины промерзания почвы и её влияние на минимальный сток рек Омской области / Н. П. Волковская, О. В. Мезенцева // Эколого-экономическая эффективность природопользования на современном этапе развития Западно-Сибирского региона : сборник материалов VII всероссийской научн. конф. с международным участием. Омск, 21 апреля 2017 г. – Омск, 2017. – С. 79–82.
49. Волковская Н. П. Пространственно-временная изменчивость максимального запаса влаги в снежном покрове и глубины промерзания почвы и

их влияние на минимальный сток реки Ишим / Н. П. Волковская // Современное научное знание: теория, методология, практика : сборник научных статей по материалам V международной научно-практической конференции. Смоленск, 31 января 2018 г. – Смоленск, 2018. – С.64–67.

50. Волковская Н. П. Пространственно-временная изменчивость осадков юга Западно-Сибирской равнины и её влияние на сток рек Шиш, Уй, Туй, Ишим / Н. П. Волковская, О. В. Мезенцева // Глобальные климатические изменения: региональные эффекты, модели, прогнозы : материалы международной научно-практ. конф. Воронеж, 3–5 октября 2019 г. – Воронеж, 2019. – Т. 1. – С. 263–268.

51. Галахов В. П. Средняя многолетняя сумма твердых осадков Верхней Оби / В. П. Галахов // Известия АО РГО. Раздел 3. Гидрология. Климат. – 2016. – №1 (40). – С. 27–33.

52. Гвоздецкий Н. А. Физическая география СССР. Азиатская часть / Н. А. Гвоздецкий, Н. И. Михайлов. – М.: Мысль, 1978. – С. 188–234.

53. Гельфан А. Н. Гидрологические последствия изменения климата в крупных речных бассейнах: опыт совместного использования региональной гидрологической и глобальных климатических моделей / А. Н. Гельфан, А. С. Калугин, И. Н. Крыленко, А. А. Лавренов, Ю. Г. Мотовилов // Вопросы географии. – 2018. – № 145. – С. 49–63.

54. Георгиевский Ю. М. Гидрологические прогнозы: учебник / Ю. М. Георгиевский, С. В. Шаночкин. – СПб.: Изд. РГГИК, 2007. – 436 с.

55. Гидрологический ежегодник 1936–1954, ГУГМС. – Л.: Гидрометеиздат, 1937–1955. – Т. 6, Вып. 0–9.

56. Гидрологический ежегодник 1955–2017. – Омск: ГУГМС, Обь-Ирт. УГМС, 1956–2018. – Т. 1, вып. 10–11.

57. Государственный водный кадастр Характерные уровни воды рек, озёр и водохранилищ (погодичные данные). РСФСР. Бассейны Оби (без бассейна Иртыша) Надыма, Пура, Таза. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – Т. 1, вып. 10. – С. 85–105.

58. Горошко Н. В. Ландшафтная индикация годового стока рек бассейна Верхней Оби / Н. В. Горошко, Д. А. Бураков // Вопросы географии Сибири: сборник статей. – Томск, 2006. – Вып. 26. – С. 41–48.

59. Горошков И.Ф. Гидрологические расчёты / И. Ф. Горошков. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 432 с.

60. Дистанционное зондирование Земли (ДЗЗ), космические снимки и спутниковый мониторинг, карты [Электронный ресурс] / Группа компаний «СКАНЭКС». – Москва, 2019. – URL: <http://www.scanex.ru>. (дата обращения: 01.06.2019).

61. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2017 год. – Москва, 2018. – 69 с.

62. Дубровская Л. И. Динамика снежного покрова на заболоченных водосборах подтайги и северной лесостепи Западной Сибири / Л. И. Дубровская, Н. Е. Патрушева // Географический вестник. Гидрология. – 2014. – № 4 (31). – С. 54–61.

63. Дубровицкая А. И. Анализ многолетних колебаний стока рек Обь-Иртышского междуречья / А. И. Дубровицкая, В. Р. Герасимова // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. – 2015. – Т. 17, № 6 – С. 82–86.

64. Евсеева Н. С. Пространственно-временная изменчивость залегания снежного покрова в ландшафтах южной тайги (Томская область) / Н. С. Евсеева, А. И. Петров // Вестник ТГУ. – 2001. – № 274. – С. 104–107.

65. Елисеев А. О. Оценка пополнения запаса подземных вод по разнице климатического и измеренного стока / А. О. Елисеев, С. Г. Копысов // Природопользование и охрана природы : материалы VIII всероссийской научно-практ. конф. с международным участием. Томск, 11 Апреля 2019 г. – Томск, 2019. – С. 18–21.

66. Евстигнеев В. М. Речной сток и гидрологические расчёты / В. М. Евстигнеев – М.: Издательство МГУ, 1990. – 304 с.

67. Ежегодник качества поверхностных вод суши Российской Федерации (по гидрохимическим показателям) в 2016 г. [Электронный ресурс] – URL: <http://gidrohim.com/node/60> (дата обращения 10.07.2019).

68. Ежегодник качества поверхностных вод суши Российской Федерации (по гидрохимическим показателям) в 2017 г. [Электронный ресурс] – URL: <http://gidrohim.com/node/72> (дата обращения 10.07.2019).

69. Жук В. А. Оценка синхронности многолетних колебаний годового стока на основе анализа корреляционной матрицы / В. А. Жук, В. А. Скорняков // Расчёты речного стока (методы пространственного обобщения). – М.: Изд-во МГУ, 1989. – С. 7–21.

70. Западная Сибирь / Отв. ред. тома Г. Д. Рихтер. – М.: Изд-во Академии наук СССР, 1963. – 336 с.

71. Захарова В. П. Геоэкологические исследования рек Омской и Тюменской областей – загрязнение Западносибирских рек нефтепродуктами за период 2000–2017 гг. / В. П. Захарова, О. В. Мезенцева, Н. П. Волковская, В. В. Гурьянова / Материалы международной научной конференции теоретических и прикладных разработок. Москва, 18 января 2019 г. – Москва, 2019. – С. 209–218.

72. Земцов А. А. Обзор опытов геоморфологического районирования Западной Сибири. / А. А. Земцов // Вопросы географии Сибири: сборник статей – Томск, 1974. – Вып. 8. – С. 106–119.

73. Земцов В. А. Влияние физико-географических факторов на естественную зарегулированность стока рек Западно-Сибирской равнины / В. А. Земцов // Вопросы географии Сибири: сборник статей – Томск, 1979. – Вып. 12. – С. 46–58.

74. Земцов В. А. О многолетней изменчивости речного стока в Западной Сибири / В. А. Земцов // Вест. Том. гос. ун-та. – Томск, 2003. – С. 137–139.

75. Земцов В. А. Оценка влияния климатических изменений на режим увлажненности в Западной Сибири на основе модели В. С. Мезенцева с учетом обратных связей / В. А. Земцов, С. Г. Копысов, В. В. Паромов // Отражение био-, гео- антропоферных взаимодействий в почвах и почвенном покрове : материалы

междунар. научно-практ. конф. Томск, 11–14 сентября 2016 г. – Томск, 2016. – С. 54–54.

76. Игнатов А. В. Пространственная структура взаимосвязей годовых сумм осадков на метеостанциях Сибири и Казахстане / А. В. Игнатов, О. П. Осипова, А. С. Балыбина // География и природные ресурсы. – 2018. – № 2. – С. 96–101.

77. Инженерная геодезия: курс лекций / М. М. Орехов, В. И. Зиновьев, Т. Ю. Терещенко, И. Н. Фомин; под ред. М. М. Орехова. – СПб.: СПбГАСУ. – 2016. – 236 с.

78. Инишев Н. Г. Применение вероятностной модели времени добегаания для расчёта гидрографа половодья (например р. Чулым) / Н. Г. Инишев // Метеорология и гидрология. – 1981. – № 9. – С. 94–100.

79. Калинин Г. П. Приближенный расчёт неустановившегося движения водных масс: науч.изд. / Г. П. Калинин, П. И. Милюков. – М.: Труды ЦИП, 1958. – Вып. 66. – 72 с.

80. Калюжный И.Л., Павлова, К.К. Формирование потерь талого стока. – Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 159 с.

81. Карнацевич И. В. Массовые расчеты ежесуточных сумм испарения с поверхности водосборов по данным наблюдений метеостанций // Омский научный вестник. – 2013. – № 1 (118). – С. 241–246.

82. Карнацевич И. В. Гидрометрическая рейка омского метромоста / И. В. Карнацевич, О. В. Мезенцева, Н. П. Волковская // Национальные приоритеты России. – 2019. – № 1 (32). – С. 57–61.

83. Карнацевич И. В. Изучение зависимости расходов и уровней реки Иртыш у города Омска [Электронный ресурс] / И. В. Карнацевич, О. В. Мезенцева, Н. П. Волковская // Перспективы развития науки и общества: материалы по итогам I-ой всероссийской научно-практ. конф. Москва, 20–30 января 2019 г. – Москва, 2019 г. – URL: <https://s.siteapi.org/015a6a4a47a50b3.ru/docs/1kmhrvw5n5a88wo040kcwksg8s4kow> (дата обращения 10.07.2019).

84. Карнацевич И. В. Расчеты местного элементарного стока по метеорологическим данным с суточной детальностью / И. В. Карнацевич, О. В. Мезенцева, Н. П. Волковская // Успехи современного естествознания. – 2019. – № 1. – С. 88–93.

85. Карнацевич И. В. Закономерности формирования местного элементарного стока в природных условиях омской лесостепи / И. В. Карнацевич, Н. П. Волковская, Б. В. Усович // Географические исследования Сибири и сопредельных территорий : материалы международной географической конф. Иркутск, 21–27 октября 2019. – Иркутск, 2019. – С. 284–287.

86. Карта нефтяной промышленности [Электронный ресурс] – URL: <http://mestorozhdenie-nefti.ru/wp-content/uploads/2016/09/karta-3.jpg> (дата обращения 10.07.2019).

87. Карта Уральского федерального округа [Электронный ресурс] – URL: <https://geographyofrussia.com/uralskij-federalnyj-okrug/> (дата обращения 10.07.2019).

88. Кашкин В. Б. Дистанционное зондирование Земли из космоса / В. Б. Кашкин, А. И. Сухинин // Цифровая обработка изображений: Учебное пособие. – М.: Логос, 2001. – 264 с.

89. Ковзель А. Г. Опыт проектирования гидрографа весеннего стока для малого водосбора / А. Г. Ковзель // Труды ГГИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1951. – Вып. 31 (85). – С. 54–74.

90. Ковзель А. Г. Упрощённая схема расчёта водоотдачи из снега / А. Г. Ковзель // Труды ГГИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. – Вып. 99. – С. 141–176.

91. Козин В. В. Физико-географические факторы пространственно-временной изменчивости снежного покрова нефтегазопромыслового региона: монография / В. В. Козин, Э. А. Кузнецова. – Нижневартовск: Изд-во Нижневарт. гос. ун-та, 2015. – 151 с.

92. Комаров В. Д. О точности оценки степени влагонасыщенности почвы в речных бассейнах степной и лесостепной зоны перед началом зимы при расчете

суммарного испарения различными способами / В. Д. Комаров // Труды ГМЦ СССР, 1971. – Вып. 84. – С. 3–17.

93. Комаров В. Д. Исследование влияния глубины промерзания почвы и других факторов на талый сток рек степной и лесостепной зоны / В. Д. Комаров // Метеорология и гидрология. – 1972. – № 8. – С. 67–74.

94. Комлев А. М. О показателях многолетней изменчивости годового стока рек / А. М. Комлев // География и природные ресурсы. – 1989. – № 4. – С. 112–116.

95. Комлев А. М. Закономерности формирования речного стока / А. М. Комлев. – Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1992. – 199 с.

96. Копысов С. Г. Гидролого-климатическое моделирование на локальном уровне: связь увлажненности и температуры деятельного слоя / С. Г. Копысов, Н. А. Пеньков // Двенадцатое Сибирское совещание и школа молодых ученых по климато-экологическому мониторингу: тезисы докладов российской конференции. Томск, 17–20 октября 2017 г. – Томск, 2017. – С. 140–141.

97. Копысов С. Г. Многолетний гидрологический режим западин юга таежной зоны Западной Сибири / С. Г. Копысов // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2015. – № 5. – С. 130–134.

98. Корень В. И. Математические модели гидрологических прогнозов / В. И. Корень. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 199 с.

99. Кошелева Е. Д. Анализ изменения водности рек Обь-Иртышского бассейна в условии изменения климата / Е. Д. Кошелева, А. В. Зиновьев // Известия АО РГО. – 2017. – № 3 (46) – С. 80–86.

100. Кошелева Е. Д. Изменение стока рек Обь-Иртышского бассейна на фоне климатической изменчивости / Е. Д. Кошелева // Аграрная наука – сельскому хозяйству : сборник статей XII международного научно-практической конференции. Барнаул, 7–8 февраля 2017 г. – Барнаул, 2017. – Кн. 2. – С. 359–361.

101. Кренке А. Н. Метод прогноза максимальных снегозапасов на территории России при глобальном потеплении климата в середине XXI века (с

учетом доли твердых осадков) / А. Н. Кренке, М. М. Чернавская, Е. А. Чернакова // Криосфера Земли. – 2009. – Т. 13, № 2. – С. 67–72.

102. Крицкий С. Н. Водохозяйственные расчёты. / С. Н. Крицкий, М. Ф. Менкель. – Л.: Гидрометеиздат, 1952 – 392 с.

103. Кузин П. С. Циклические колебания стока рек северного полушария / П. С. Кузин. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 180 с.

104. Кузин П. С. Географические закономерности гидрологического режима рек / П. С. Кузин, В. И. Бабкин. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – С. 120.

105. Кузин П. С. Объемы стока весеннего половодья на равнинных реках СССР / Кузин, П. С. // Труды ГГИ. – 1955. – Вып. 50. – С. 3–18.

106. Кузьмин А. И. Изменение водного режима Иртыша в черте г. Омска / А. И. Кузьмин, Е. Ф. Петров, Ж. А. Тусупбеков // Известия ОО РГО. – Омск, 2016. – С. 111–120.

107. Кучмент Л. С. Математическое моделирование речного стока / Л. С. Кучмент. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 191 с.

108. Малик Л. К. Дренирующая способность речной сети Западно-Сибирской равнины как фактор переувлажнения территории / Л. К. Малик // Труды Зап. Сиб. РНИГМИ, 1972. – Вып.8. – С. 82–95.

109. Мезенцев А. В. К методике прогноза весеннего стока / А. В. Мезенцев, О. В. Мезенцева // География и природные ресурсы. – 1984. – №4. – С. 121–125.

110. Мезенцев В. С. Естественные условия увлажнения Обского бассейна и перспективы гидромелиораций / В. С. Мезенцев, И. В. Карнацевич // Комплексное освоение водных ресурсов Обского бассейна. – Новосибирск, 1970. – С. 42–52.

111. Мезенцев В. С. Увлажненность Западно-Сибирской равнины / В. С. Мезенцев, И. В. Карнацевич. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 168 с.

112. Мезенцева О. В. Исследования пространственно-временной динамики характеристик естественной тепловлагообеспеченности Западной Сибири и вопросы устойчивости развития сельского хозяйства / О. В. Мезенцева, И. В. Карнацевич, Л. В. Березин // Вестник ТГУ. – 2010. – № 331. – С. 210–214.

113. Мезенцева О. В. Загрязнение западносибирских рек нефтепродуктами за период 2000–2017 гг. / О. В. Мезенцева, Н. П. Волковская, В. П. Захарова, В. В. Гурьянова // Успехи современного естествознания. – 2018. – № 12, ч. 1. – С. 175–181.

114. Мезенцева О. В. Расчеты параметров испарения с поверхности водосборов Омской области / О. В. Мезенцева, Н. П. Волковская / Актуальные проблемы естествознания и естественнонаучного образования: материалы VI международной заочной научно-практ. конф. Омск, 27–30 апреля 2018 г. – Омск, 2018. – С.21–26.

115. Мезенцева О. В. Расчеты ежесуточных сумм испарения с поверхности водосборов по данным наблюдений метеостанций Омской области / О. В. Мезенцева, Н. П. Волковская // Национальные приоритеты России. – 2018. – № 2 (29). – С. 71–76.

116. Мезенцева О. В. Географические закономерности зоны оптимальных гидролого-климатических условий природопользования на континентах // О. В. Мезенцева / Автореф. дисс. на соискание учен. степени док. геог. наук – Омск, 2010. – 53 с.

117. Мезенцева О. В. Пространственно-временная изменчивость гидролого-климатических факторов формирования максимальных уровней воды на реке Ишим / О. В. Мезенцева, Н. П. Волковская // Успехи современного естествознания. – 2018. – № 8 – С. 166–171.

118. Мезенцева О. В. Из истории гидрологических исследований и прогнозирования весенних половодий на реках Западно-Сибирской равнины / О. В. Мезенцева, Н. П. Волковская // Естественные науки и экология. Межвузовский сборник научных трудов. Ежегодник. – Омск, 2019. – С. 147–153.

119. Медведева Г. П. О колебаниях объемов весеннего половодья на реках Западной Сибири. / Г. П. Медведева // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1967. – № 2. – С. 91–98.

120. Медведева Г. П. Изменение весенней водности рек Западно-Сибирской равнины // Комплексное использование водных ресурсов Сибири и Дальнего Востока и их охрана. Омск. – 1969. – С. 20–23.

121. Методика прогноза максимальных уровней воды [Электронный ресурс] / Росгидромет ФБГОУ ИПКРПС – Железнодорожный. – Электрон. дан. – [Б. м.], 2012 – URL:<http://ipk.meteorf.ru> (дата обращения: 19.04.2013).

122. Метеорологический информационный сайт ФГБУ «ВНИИГМИ–МЦД» [Электронный ресурс] / ФГБУ «ВНИИГМИ–МЦД». – Электрон. дан. – Обнинск, 2012. – URL: <http://aisori.meteo.ru/ClimateR> (дата обращения: 20.09.2017).

123. Метеорологические рекомендации по оценке однородности гидрологических характеристик и определению их расчетных значений по неоднородным данным. – СПб.: ГГИ, 2010. – 162 с.

124. Мотовилов Ю. Г. Моделирование снежного покрова и снеготаяния / Ю. Г. Мотовилов // Моделирование гидрологического цикла речных водосборов / ред. Кучмент А. С., Музылев Е. Л. – Новосибирск, 1993. – С. 9–37.

125. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть 1. Прогнозы режима вод суши. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. – 193 с.

126. Научно-прикладной справочник по климату СССР. – СПб.: Гидрометеиздат, 1998. – Т. 3, ч. 1–6, вып. 17: Омская, Тюменская области. – 403 с.

127. Национальный атлас России. Том 2 [Электронный ресурс] / Федеральное агентство по геодезии и картографии «Роскартография». – Москва, 2006. – URL: <https://xn--80aaaa1bhncclcci1cl5c4ep.xn--p1ai/cd2/176-177/176-177.html> (дата обращения 10.07.2019).

128. Никитин С. П. Изменчивость полей гидрологических характеристик в Западной Сибири / С. П. Никитин, В. А. Земцов. – Новосибирск: Наука, 1986. – 202 с.

129. Обзор состояния и загрязнения окружающей среды Российской Федерации за 2017 год [Электронный ресурс] / Росгидромет. – Москва, 2018. – 206 с. – URL: <http://downloads.igce.ru/publications/reviews/review2017.pdf> / (дата обращения 10.11.2018).

130. Огиевский А. В. Бассейны-индикаторы / А. В. Огиевский // Труды НИУГУГМС. – 1947. – Вып. 26. – 283 с.

131. Ольдекоп Э. М. Зависимость режима р. Чирчик от метеорологических факторов / Э. М. Ольдекоп // Материалы по вопросу зависимости режима Туркестанских рек от метеорологических факторов. – Чирчикский отдел земельных улучшений в Туркестане. – 1918. – Вып. 1. – С. 15–27.

132. Определение основных расчётных гидрологических характеристик / СП 33–101–2003. – М.: Государственный комитет РФ по строительству и жилищно–коммунальному комплексу (Госстрой России), 2004. – 448 с.

133. Основные особенности климата на территории Российской Федерации в 2018-м году [Электронный ресурс] / Росгидромет. – Электрон.дан. – Москва, 2019. – 79 с. — URL: http://www.meteorf.ru/upload/pdf_download/o-klimat-rf-2018.pdf (дата обращения: 27.03.2019).

134. Паромов В. В. Климат Западной Сибири в фазу замедления потепления (1986–2015 гг.) и прогнозирование гидроклиматических ресурсов на 2021–2030 гг. / В. В. Паромов, В. А. Земцов, С. Г. Копысов // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2017. – Т. 328, № 1. – С. 62–74.

135. Паромов В. В. Условия формирования половодья большой водности и прогноз наводнения на реке Абакан / В. В. Паромов, К. А. Шумилова, И. Н. Гордеев // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг ресурсов. – 2016. – Т. 327, № 11. – С. 57–67.

136. Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока / Е. Г. Попов. – М.: Гидрометеиздат, 1963. – 295 с.

137. Попова В. В. Влияние Североатлантического колебания на многолетний гидрологический режим Северной Евразии I. Статистический анализ данных наблюдений / В. В. Попова, А.Б. Шмакин // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 5. – С. 62–73.

138. Практическое руководство Tour Guides Erdas Imagine [Электронный ресурс] // Leica Geosystems. – 2005. – 740 с. – URL: <http://mapgroup.com.ua/> (дата обращения 27.03.2019).

139. Прогнозирование временных рядов в пакете STATISTICA: [метод. указания] / Л. И. Дубровская. – Томск: Том. гос. ун-т, Науч. б-ка, 2005. – 30 с.

140. Разработать методы и программное обеспечение прогнозов прогноза максимальных и ежедневных уровней воды весеннего половодья для бассейна р. Иртыш: отчёт о НИР и ОКР (заключительный) / Красноярский ГАУ, Обь-Иртышское УГМС; ответств. исполн. Бураков Д. А.; исполн.: Волковская Н. П.; Космакова В. Ф., Иванова О. И., Ромасько В. Ю. – Красноярск, 2018. – 40 с.

141. Разработать методы и технологию долгосрочного и краткосрочного прогноза ежедневных и максимальных уровней воды рек бассейна Томи, Чарыша с использованием наземной и спутниковой информации: отчёт о НИР и ОКР (заключительный) / Красноярский НИЦ СУГМС; ответств. исполн. Бураков Д. А.; исполн.: Черных О. И., Косырькова (Вершишина) И. П., Богданова В. Ф., Ксмакова В. Ф. – Красноярск, 2002. – 38 с.

142. Ресурсы поверхностных вод СССР. Алтай и Западная Сибирь / под ред. Н. А. Паниной. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – Т.15, вып. 2. – С. 5–55.

143. Ресурсы поверхностных вод СССР. Алтай и Западная Сибирь/ под ред. В. Е. Водогрецкого. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – Т.15, вып. 3. – С. 8–64.

144. Ресурсы поверхностных вод СССР. Средний Урал и Приуралье / под ред. Н. М. Алюшинской. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – Т. 11. – С. 30.

145. Рождественский А. В. Оценка точности гидрологических расчётов: монография / А. В. Рождественский, А. В. Ежов, А. В. Сахаров. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 276 с.

146. Рождественский А. В. Статистические методы в гидрологии / А. В. Рождественский, А. И. Чеботарев. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 424 с.

147. Романова Ю. А. Водохозяйственный комплекс бассейна реки Иртыш в условиях перераспределения речного стока выше трансграничных створов //

Ю. А. Романова / Автореф. дис. на соискание учен. степени канд. техн. наук – М., 2013. – 25 с.

148. Ромасько В. Ю. Космический мониторинг заснеженности территории речных бассейнов / В. Ю. Ромасько, Д. А. Бураков // Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies. – 2017. – № 10 (6). – С. 704–713.

149. Ромасько В. Ю. Мониторинг снежного покрова речных бассейнов / В. Ю. Ромасько, Д. А. Бураков / Обработка пространственных данных в задачах мониторинга природных и антропогенных процессов (SDM–2017) : материалы всероссийской конф. Берск, 29–31 августа 2017 г. – Новосибирск, 2017. – С. 220–224.

150. Руководство по гидрологической практике. Сбор и обработка данных, анализ, прогнозирования и другие применения / Всемирная Метеорологическая Организация, 1994. – № 168. – 808 с.

151. Руководство по гидрологическим прогнозам. Выпуск 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – С. 108–126.

152. Румянцева Е. В. Влияние климатических изменений на водный сток арктических рек Западной и Средней Сибири / Е. В. Румянцева, Е. Н. Шестакова // Современные проблемы географии и геологии: к 100-летию открытия естественного отделения в Томском государственном университете : материалы науч.–практич. конф. с междунар. участием. Томск, 16–19 октября 2017 г. – Томск, 2017. – Т. 1. – С. 387–391.

153. Рутковская Н. В. Распределение снежного покрова в лесной зоне Западно-Сибирской низменности / Н. В. Рудковская, Л. Н. Окиншева // Вопросы географии Сибири: сборник статей. – Томск, 1966. – Вып. 6. – С. 40–49.

154. Савичев О. Г. О влиянии заболоченности и лесистости водосборов на водный сток рек таёжной зоны Западной Сибири / О. Г. Савичев, В. А. Базанов, А. А. Скугарев // Вестник Томского государственного университета. – 2011. – № 344. – С. 200–203.

155. Сикан А. В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации / А. В. Сикан. – СПб. : Изд-во РГГМУ, 2007. – 279 с.
156. Соколов А. А. Гидрография СССР / А. А. Соколов. – Л.: Гидрометеиздат, 1952. – 287 с.
157. Соколовский Д. Л. Речной сток / Д. Л. Соколовский. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 539 с.
158. Справочник по климату СССР: Температура воздуха и почвы / под ред. С. Я. Пахневина. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – Вып. 20. – 397 с.
159. Справочник по климату СССР: Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров / отв. ред. В. Л. Кухарская. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – Вып. 20. – 331 с.
160. Таблицы метеорологических наблюдений 1965–2015 ГУГМС – Омск: ОИУГМС, 1966–2017.
161. Федеральное агентство водных ресурсов. Нижне-Обское бассейновое водное управление [Электронный ресурс] / Нижне-Обское бассейновое водное управление. – Электрон. дан. – Тюмень, 2019. – URL: <http://www.nobwu.ru> (дата обращения 10.07.2019).
162. Христофоров А. В. Надёжность расчётов речного стока / А. В. Христофоров. – М.: Издво МГУ, 1993. – 166 с.
163. Шуляковский, Л. Г. К методике прогноза заторных уровней воды / Л. Г. Шуляковский, В. А. Еремина // Метеорология и гидрология. – 1952. – №1.– С. 46–51.
164. Эйрих Г. Д. Слой весеннего стока и его расчеты на территории Западно-Сибирской равнины // Труды Омской ГМО, – Омск, 1965. – Вып. 1. – С. 5–31.
165. Archeimer B. Climate impact on floods: changes in high flow in Sweden in the past and the future (1911–2100) / B. Archeimer, G. Lindström // Hydrolody and Earth System Sciences. – 2015. – Vol. 19. – P. 771–784.

166. Burakov D. A. Hydrological-mathematical model of the forecast of the spring flood of the Irtysh River / D. A. Burakov, N. P. Volkovskaya // Scientific research of the SCO countries: synergy and integration – Reports in English: Materials of the International Conference. Beijing, China, November 12, 2018. – Beijing, 2018. – P. 289–297.

167. GIS-Lab: [Электронный ресурс]. – URL: <http://gis-lab.info/qa/ndvi.html> (дата обращения: 10.10.2014).

168. Caya D. Description of the Canadian Regional / D. Caya, R. Laprise, M. Giguere, G. Bergeron, J. Blanchet, B. Stocks, G. Boer, N. McFarlane // Climate Model Water, Air and Soil Pollution. – 1995. – Vol. 82. – P. 477–482.

169. Cermak J. Characterization of low clouds with satellite and ground-based remote sensing systems / J. Cermak, M. Schneebeli, D. Nowak, L. Vuilleumier, J. Bendix // Meteorologische Zeitschrift. – 2006. – Vol. 15. – P. 65–72.

170. Chiew F. H. Hydrology / F. H. Chiew, P. H. Whetton, T. A. McMahon, A. B. Pittock // Journal of Hydrology. – 1995. – Vol. 167. – P. 121–147.

171. Ferrier B. A New grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta model, in Spring Colloquium on the Physics of Weather and Climate: Regional weather prediction modeling and predictability [Электронный ресурс] // Fall Colloquium on the Physics of Weather and Climate: Materials of the Conference Environmental Climate Modeling Center. Camp Springs MD, USA, 29 September - 10 October, 2008. – Camp Springs MD, 2008. – 94 p. – URL: <http://indico.ictp.it/event/a07175/session/40/contribution/21/material/0/0.pdf> (дата обращения: 10.10.2018).

172. Hall D. K. Algorithm The teoretical Basis Document (ATBD) for the MODIS Snowand Sea Ice – Mapping Algorithms [Электронный ресурс] / D. K. Hall, G. A. Riggs, V. V. Salomonson // MODIS and VIIRS Snow and Ice Global Mapping, NASA, 2001. – URL: <https://modis-snow-ice.gsfc.nasa.gov/?c=atbd>. (дата обращения: 10.10.2018).

173. Hall D. K. Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data / D. K. Hall, V. V. Salomonson, G. A. Riggs, // *Remote Sensing of Environment*. – 1995. – Vol.54, is 2. – P. 127–140.

174. Ignatov A. V. Patterns and stochastic models of the annual precipitation variability in Siberia [Электронный ресурс] / A. V. Ignatov, O. P. Osipova, A. Balybina // *Proceedings of SPIE – The International Society for Optical Engineering: XXIII RD international symposium on atmospheric and ocean optics: atmospheric physics*. Irkutsk, 03–07 July 2017. – Irkutsk, 2017. – URL: <https://doi.org/10.1117/12.2285015> (дата обращения 10.07.2019).

175. Mezentseva O. V. Effect of changes in precipitation on runoff formation in the South of Western Siberia / O. V. Mezentseva, A. A. Kusainova, N. P. Volkovskaya / *Scientific research of the SCO countries: synergy and integration : Materials of the International Conference – Reports in English*. Beijing, China, March 11–12, 2019. – Beijing, 2019. – P. 207–213.

176. National Weather Service River Forecast Verification Plan [Электронный ресурс] / Report of the Hydrologic Verification System Requirements Team. U.S. Department of Commerce. National Oceanic and Atmospheric Administration. – Maryland, 2006. – 44 p. - URL: https://www.nws.noaa.gov/oh/rfcdev/docs/Final_Verification_Report.pdf (дата обращения 10.07.2017).

177. Pallard B. A look at the links between drainage density and flood statistics / B. Pallard, A. Castellarin, A. Montanari // *Hydrology and Earth System Sciences Discuss.* – 2008. – Vol. 5. – P. 2899–2926.

178. Rennermalm A. K. Observed changes in pan-arctic cold-season minimum monthly river discharge / A. K. Rennermalm, E. F. Wood, T. J. Troy // *Climate Dynam.* – 2010. – Vol. 35. – P. 923–939.

179. Thaweasuk C. Flood Forecasting in River Basin // *The Chi River Study Case*. Khon Kaen University Thesis. – Khon Kaen, Thailand. – 2003 – 103 p.

180. Yoshikawa K. Spring and aufeis (icing) hydrology in Brooks Range / K. Yoshikawa, L. D. Hinzman, D. L Kane. // *Biogeosci.* – 2007. – Vol. 112. – P. 1–14.

181. Kuzmin V. Stochastic analysis of remote sensed data in flood modeling / V. Kuzmin // Proc. 5th International Workshop on Application of remote sensing in hydrology. Montpellier, France, October 2–5, 2001. – Montpellier, 2001. – p. 39.

182. Tussaporn T. Spatial Characteristics of Floods over the Sub-watershed of the Mekong River in Northeast Thailand using Multi-temporal Radarsat data / T. Tussaporn, C. Mongkolsawat // Remote Sensing: proceedings of the 30th Asian conference. Beijing, China, October 2009. – Tokyo, 2010. – P. 18–23.

Приложение А

(обязательное)

Динамика среднегодовой температуры воздуха по метеостанциям Западно-Сибирской равнины

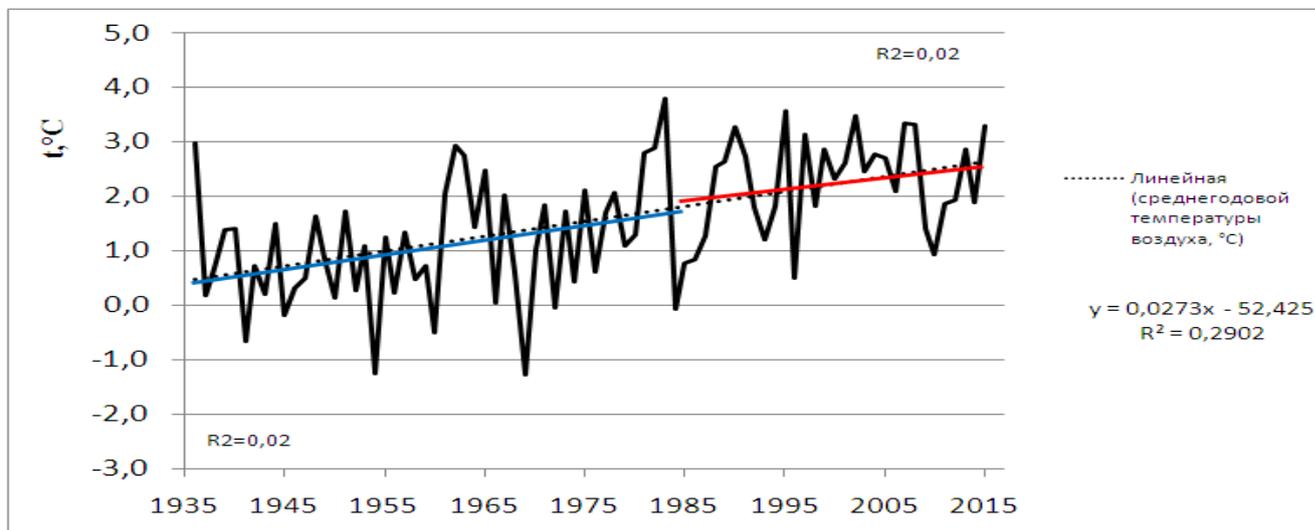


Рисунок А.1 – Изменение средней годовой температуры воздуха на метеорологической станции Черлак с линейными трендами за периоды: 1936–2015 гг., 1936–1985 гг., 1986–2015 гг.

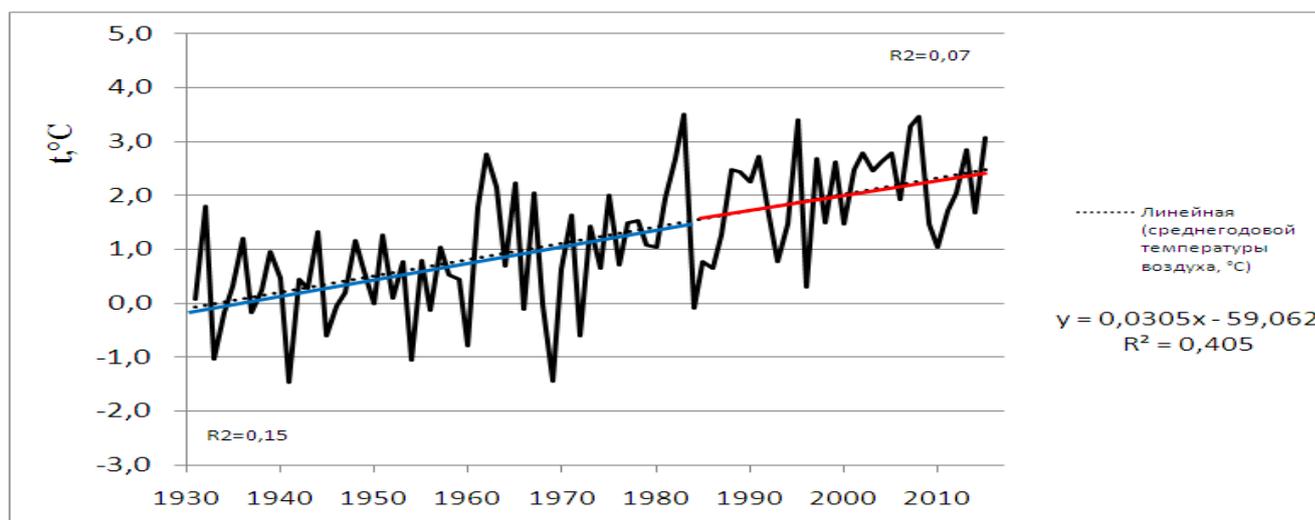


Рисунок А.2 – Изменение средней годовой температуры воздуха на метеорологической станции Омск с линейными трендами за периоды: 1931–2015 гг., 1931–1985 гг., 1986–2015 гг.

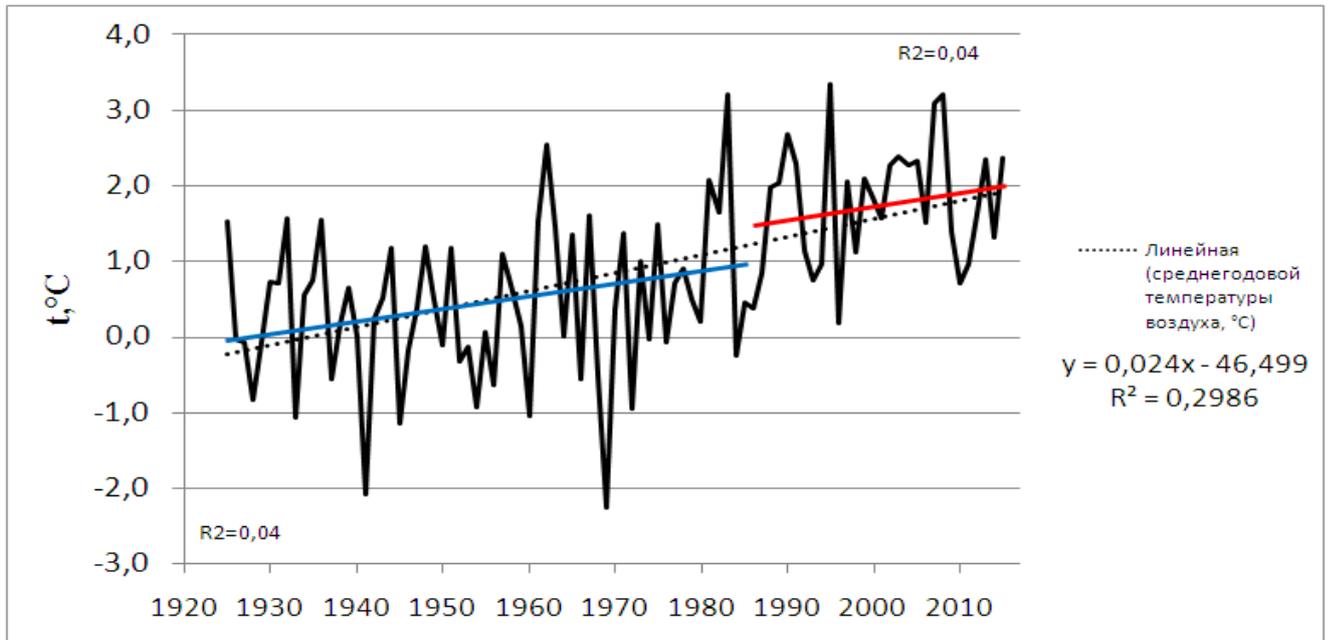


Рисунок А.3 – Изменение средней годовой температуры воздуха на метеорологической станции Ишим с линейными трендами за периоды: 1925–2015 гг., 1925–1985 гг., 1986–2015 гг.

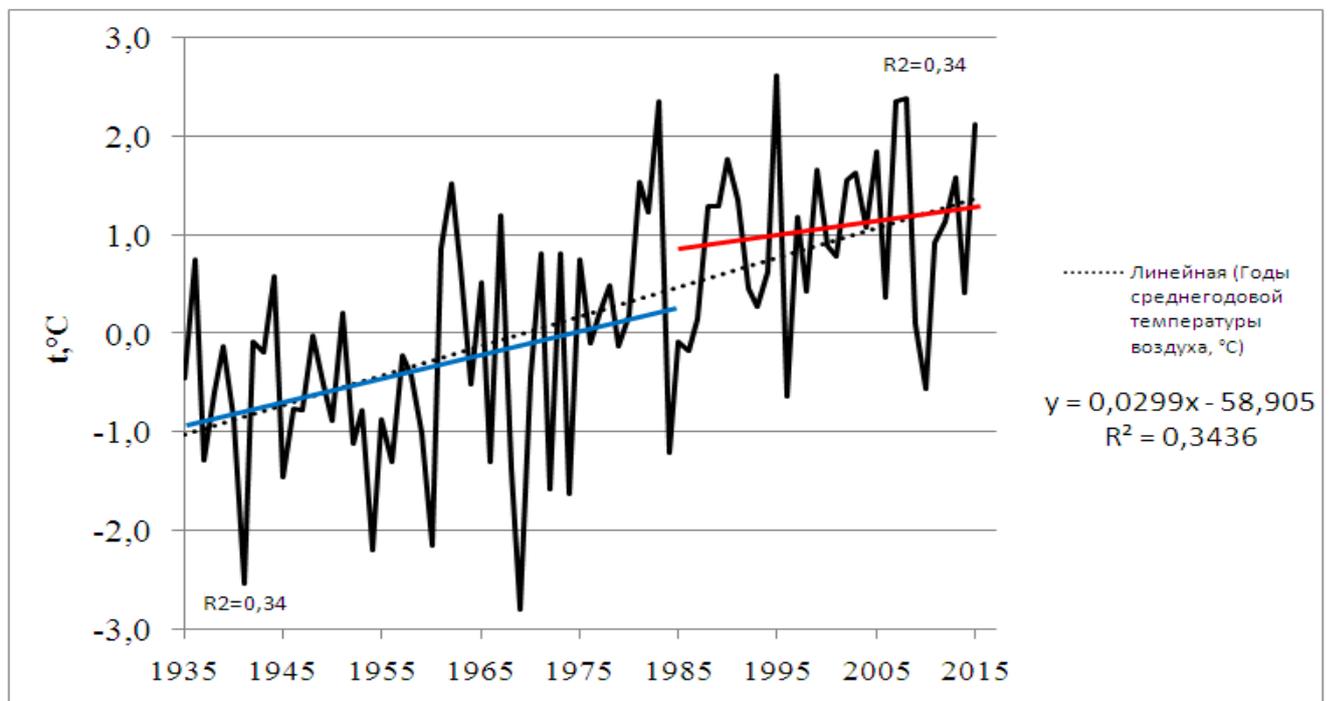


Рисунок А.4 – Изменение средней годовой температуры воздуха на метеорологической станции Тара с линейными трендами за периоды: 1935–2015 гг., 1935–1985 гг., 1986–2015 гг.

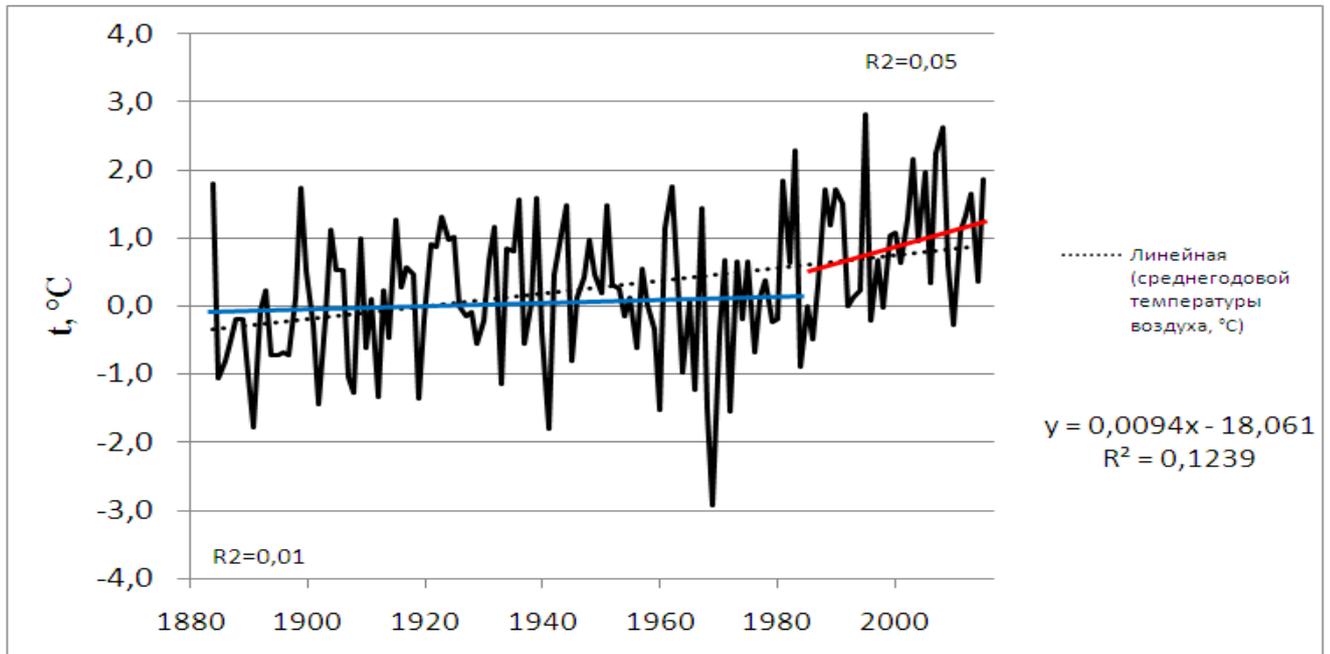


Рисунок А.5 – Изменение средней годовой температуры воздуха на метеорологической станции Тобольск с линейными трендами за периоды: 1884–2015 гг., 1884–1985 гг., 1986–2015 гг.

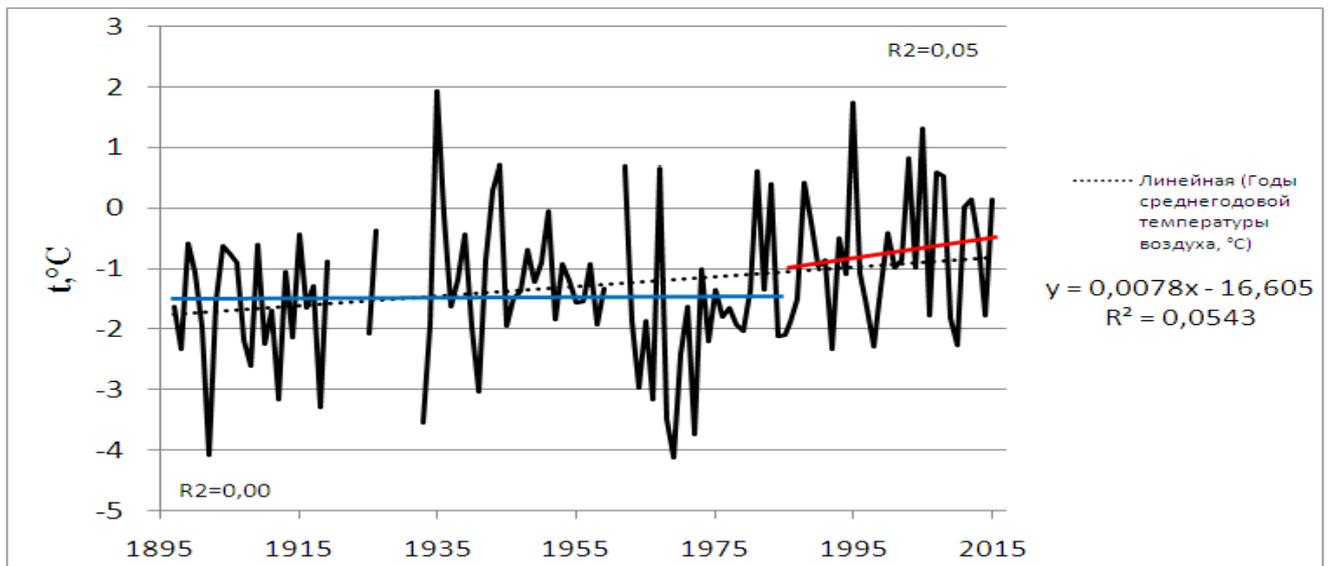


Рисунок А.6 – Изменение средней годовой температуры воздуха на метеорологической станции Ханты-Мансийск с линейными трендами за периоды (с пропусками наблюдений в отдельные годы): 1897–2015 гг., 1897–1985 гг., 1985–2015 гг.

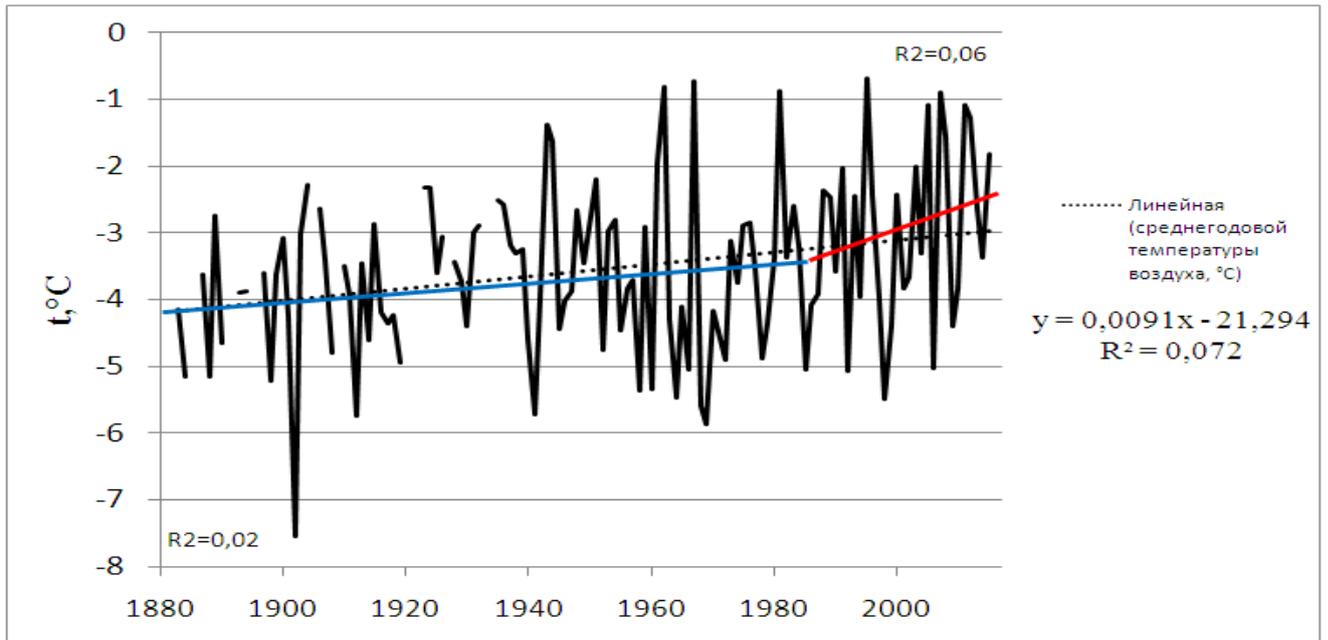


Рисунок А.7 – Изменение средней годовой температуры воздуха на метеорологической станции Берёзово с линейными трендами за периоды (с пропусками наблюдений в отдельные годы): 1883–2015 гг., 1883–1985 гг., 1985–2015 гг.

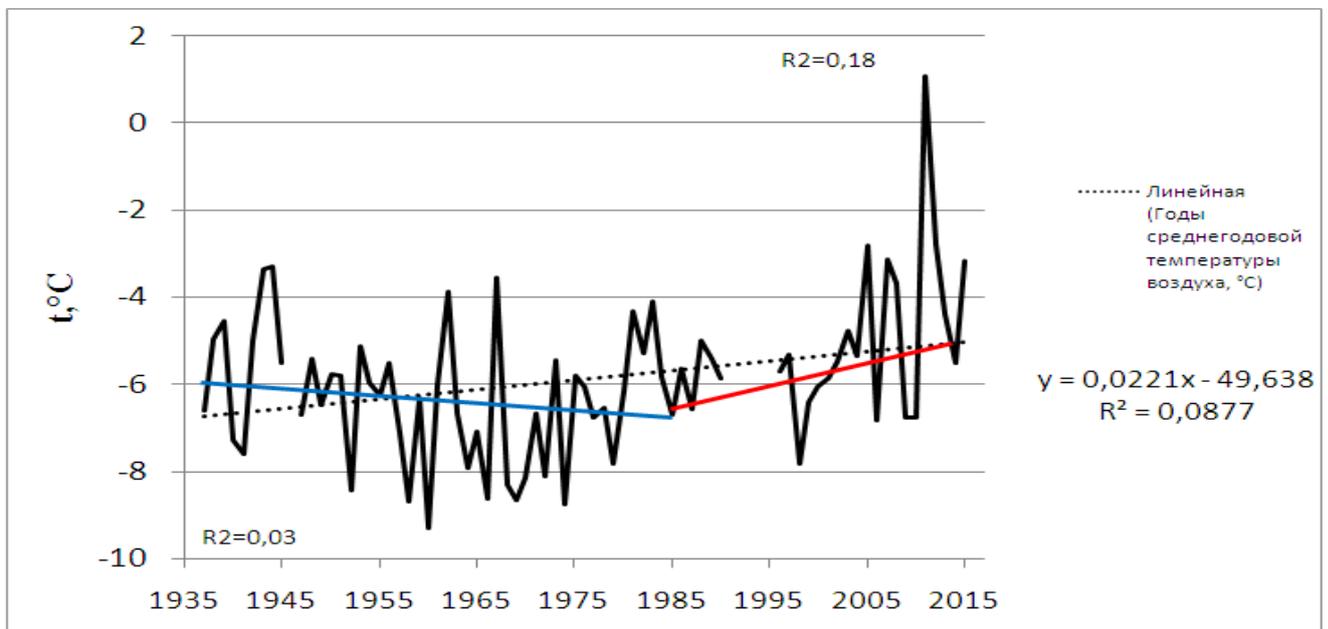


Рисунок А.8 – Изменение средней годовой температуры воздуха на метеорологической станции Тарко-Сале с линейными трендами за периоды (с пропусками наблюдений в отдельные годы): 1937–2015 гг., 1937–1985 гг., 1986–2015 гг.

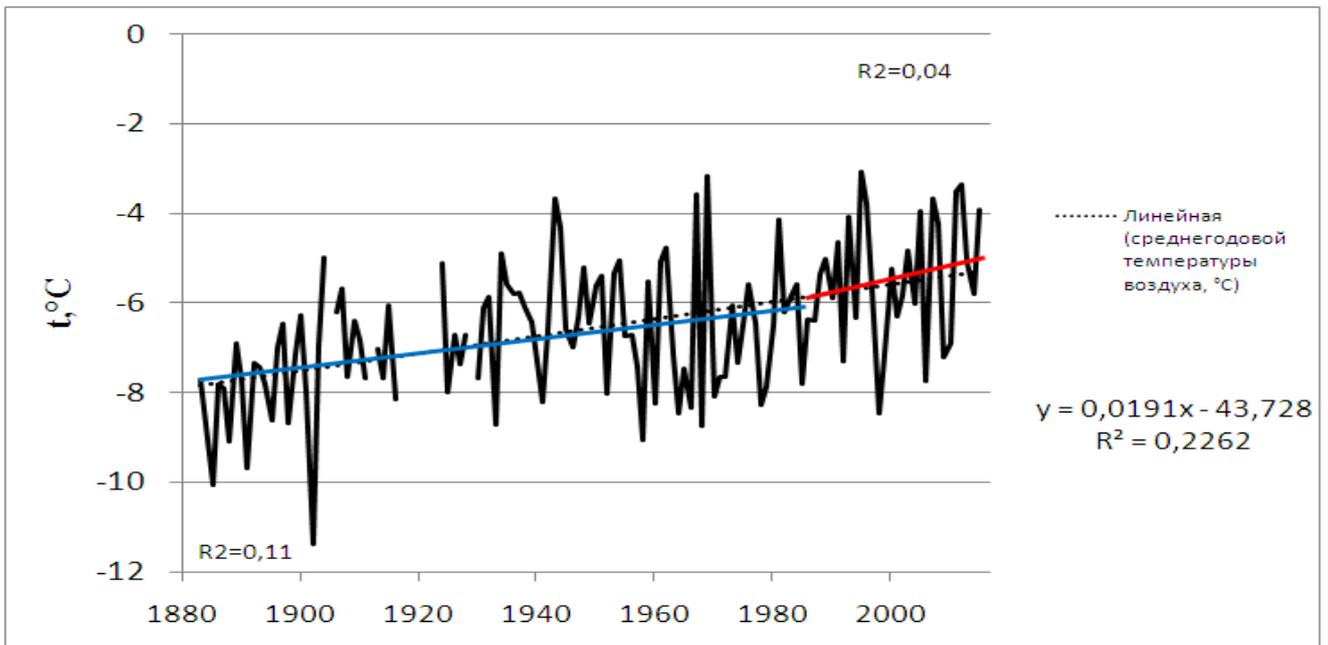


Рисунок А.9 – Изменение средней годовой температуры воздуха на метеорологической станции Салехард с линейными трендами за периоды (с пропусками наблюдений в отдельные годы): 1883–2015 гг., 1883–1985 гг., 1986–2015 гг.

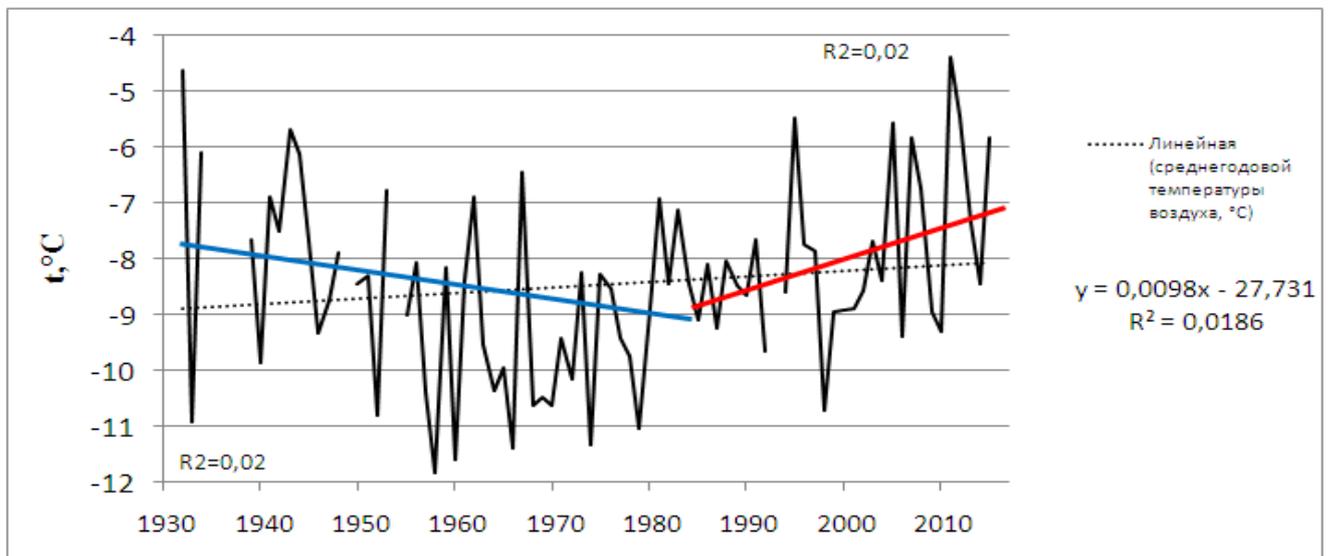


Рисунок А.10 – Изменение средней годовой температуры воздуха на метеорологической станции Тазовский с линейными трендами за периоды (с пропусками наблюдений в отдельные годы): 1932–2015 гг., 1932–1985 гг., 1986–2015 гг.

Таблица А.1 – Результаты проверки значимости линейного тренда межгодовой изменчивости средней температуры воздуха в зимний период на отдельных метеостанциях в бассейне р. Ишим, °С

Пост	Период	Коэффициент корреляции r	Стандартная ошибка коэффициента корреляции σ_r	t–статистика (отношение r/σ_r)	Коэффициент линейного тренда, а мм /год	Стандартная ошибка коэффициента линейного тренда σ_a	t–статистика (отношение a/σ_a)
Ишим	1926-2017	0,17	0,10	1,70	4,75	1,09	4,36
Ишим	1937-2017	0,18	0,11	1,64	4,14	0,99	4,18
Викулово	1937-2017	0,12	0,11	1,09	3,28	1,02	3,22
Примечание: Полужирным курсивом выделены критерии оценки значимых трендов.							

Таблица А.2 – Анализ рядов средней температуры воздуха в зимний период на однородность по среднему (критерий Стьюдента) и дисперсии (критерий Фишера).

Пункт	Среднее, N_1	Среднее, N_2	t-значение	Степень свободы	Уровень значимости p	Число наблюдений, df_1	Число наблюдений, df_2	Статистическое отклонение 1	Статистическое отклонение 2	F-отношение	Уровень значимости p
Ишим	-14,3	-12,2	-0,720	79	0,000002	41	40	2,18	2,14	1,044	0,446
Викулово	-13,5	-11,8	-0,525	79	0,000884	41	40	2,50	2,06	1,479	0,112
Примечание: Полужирным курсивом выделены статистически неоднородные ряды.											

Приложение Б

(обязательное)

Динамика среднегодовых сумм осадков по метеостанциям Западно-Сибирской равнины за период с 1966 по 2015 год

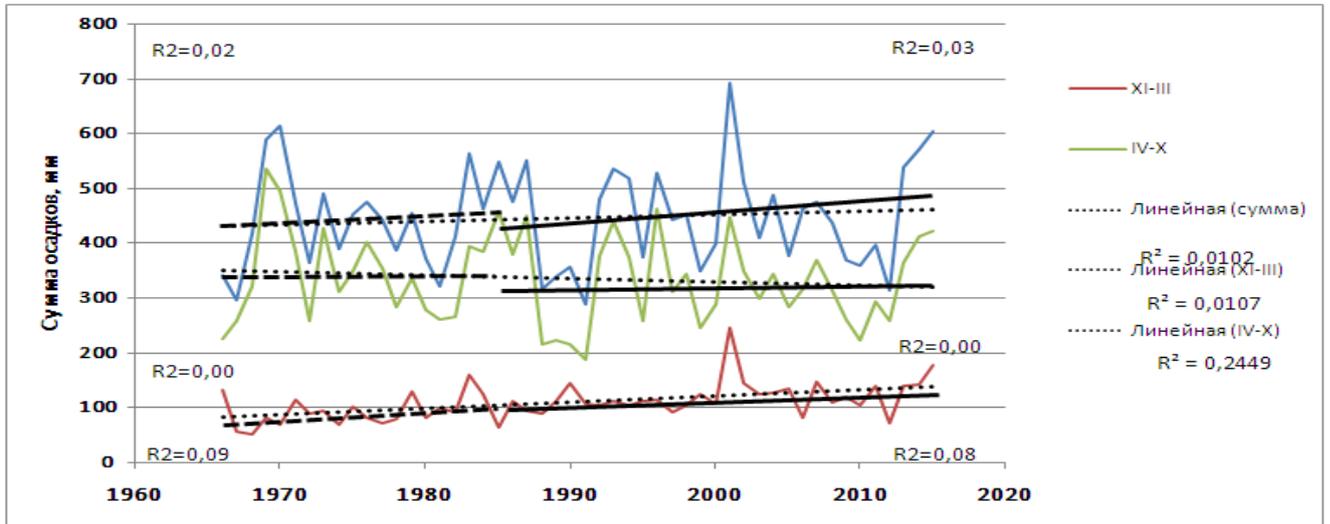


Рисунок Б.1 – Изменение сумм осадков (сумм за год, за теплый и холодный период) у метеорологической станции Тара с линейными трендами за периоды: 1966–2015 гг., 1966–1985 гг., 1986–2015 гг.

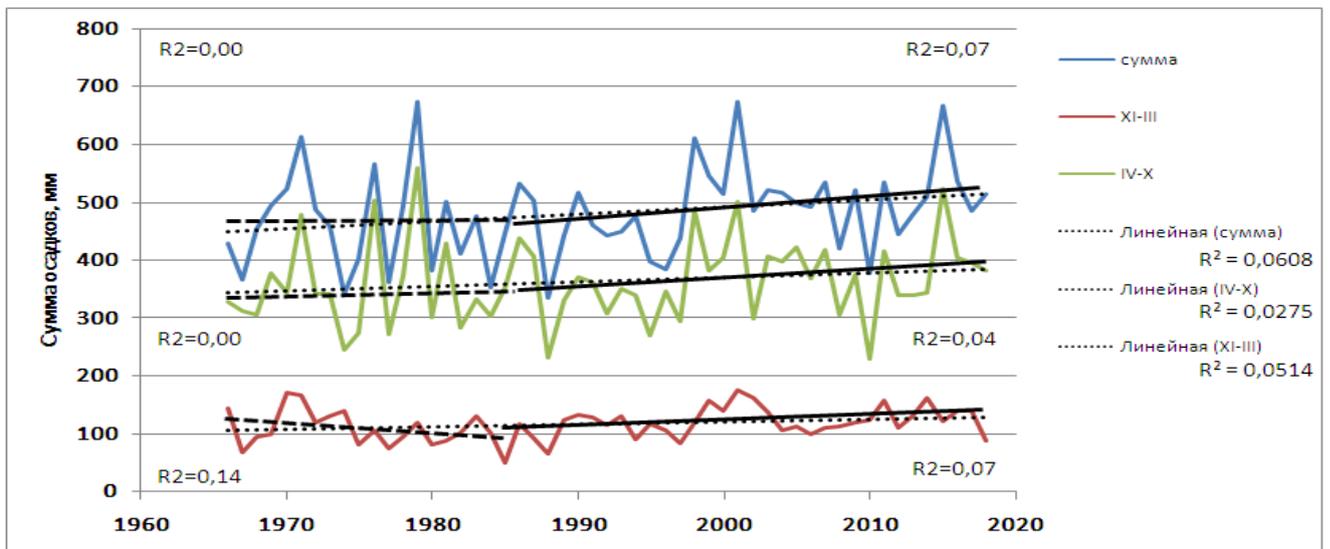


Рисунок Б.2 – Изменение сумм осадков (сумм за год, за теплый и холодный период) у метеорологической станции Тобольск линейными трендами за периоды: 1966–2015 гг., 1966–1985 гг., 1986–2015 гг.

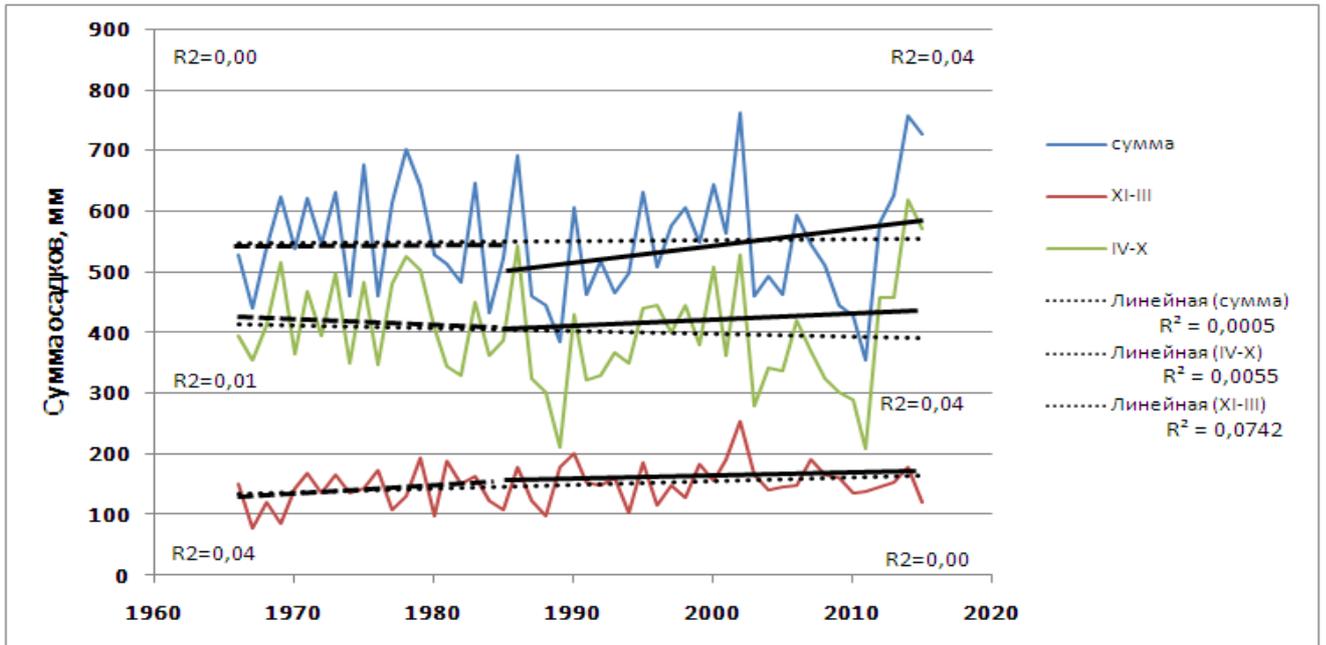


Рисунок Б.3 – Изменение сумм осадков (сумм за год, за теплый и холодный период) у метеорологической станции Ханты-Мансийск с линейными трендами за периоды: 1966–2015 гг., 1966–1985 гг., 1986–2015 гг.

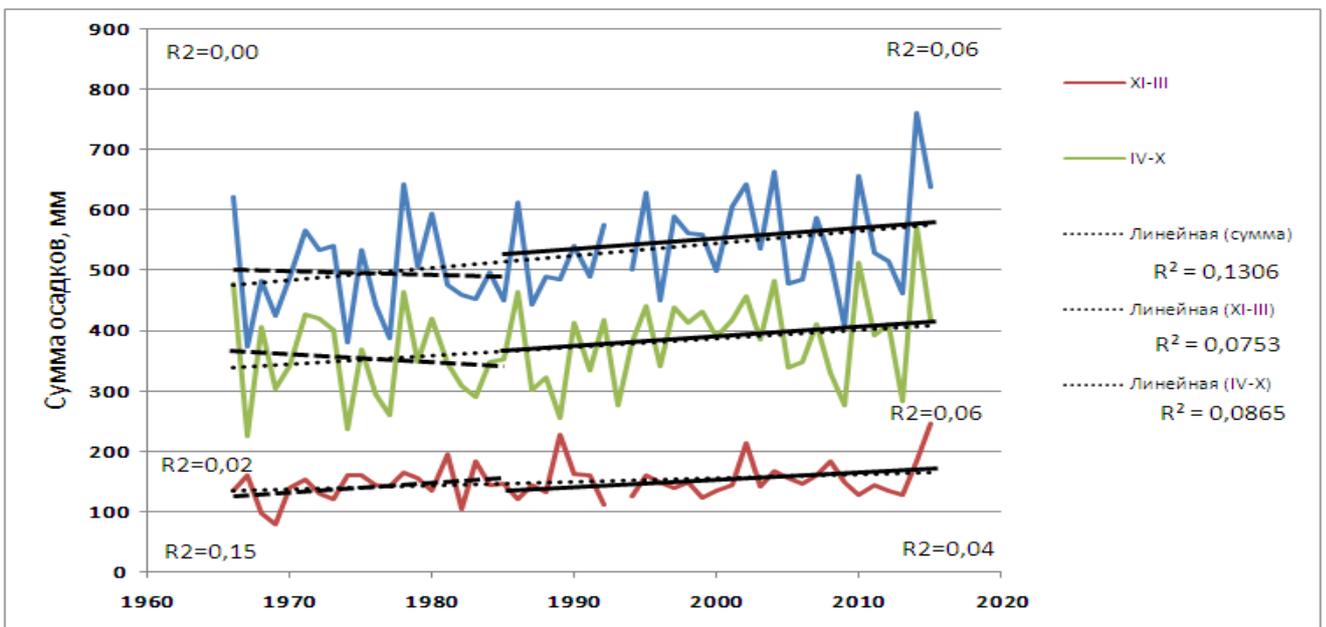


Рисунок Б.4 – Изменение сумм осадков (сумм за год, за теплый и холодный период) у метеорологической станции Тарко-Сале с линейными трендами за периоды: 1966–2015 гг., 1966–1985 гг., 1986–2015 гг.

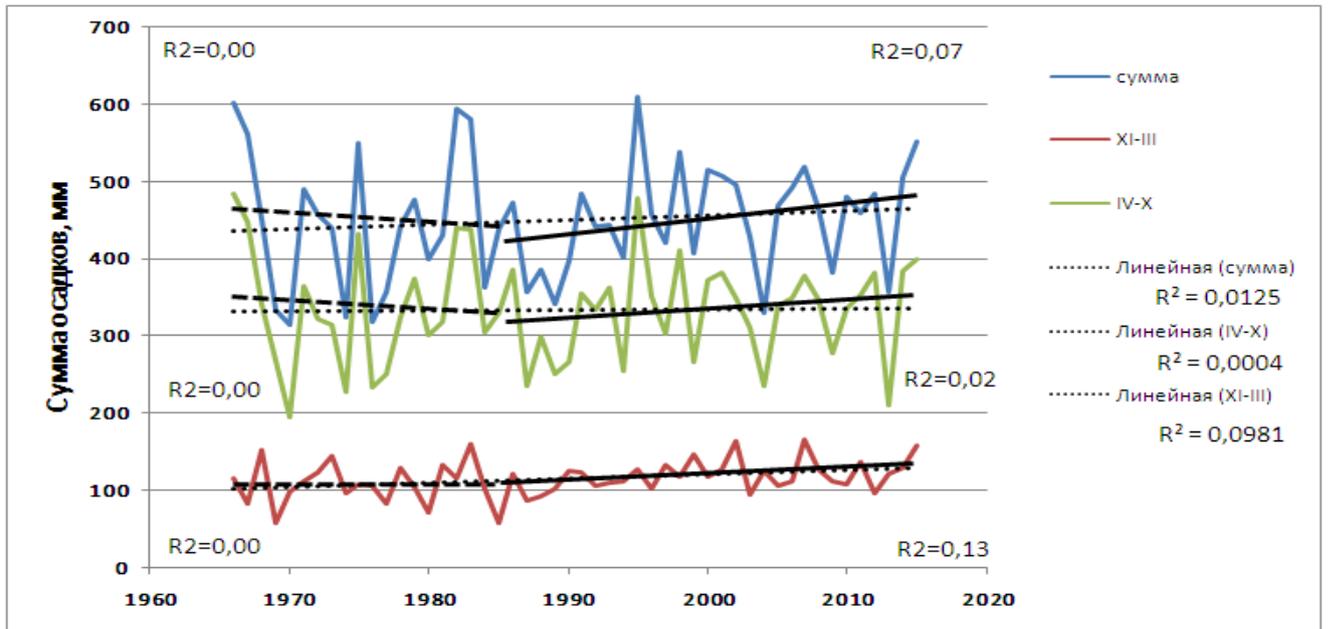


Рисунок Б.5 – Изменение сумм осадков (сумм за год, за теплый и холодный период) у метеорологической станции Салехарда с линейными трендами за периоды: 1966–2015 гг., 1966–1985 гг., 1986–2015 гг.

Таблица Б.1 – Результаты проверки значимости линейного тренда межгодовой изменчивости сумм годовых, жидких и твёрдых осадков за 1966–2015 гг. на отдельных метеостанциях в бассейне р. Иртыш, мм

Метеостанция	Период	Коэффициент корреляции r	Стандартная ошибка коэффициента корреляции σ_r	t -статистика (отношение r/σ_r)	Коэффициент линейного тренда, a мм /год	Стандартная ошибка коэффициента линейного тренда σ_a	t -статистика (отношение a/σ_a)
Сумма за год							
Омск	1965-2015	0,23	0,13	1,73	0,04	0,02	1,62
Большеречье	1965-2015	0,21	0,14	1,48	0,04	0,03	1,17
Тара	1965-2015	0,10	0,14	0,71	0,01	0,02	0,70
Тевриз	1965-2015	0,37	0,12	3,04	0,06	0,02	2,72
Тёплый период							
Омск	1965-2015	0,03	0,14	0,24	0,01	0,03	0,24
Калачинск	1965-2015	0,15	0,14	-1,04	-0,03	0,03	-1,03
Большеречье	1965-2015	0,03	0,14	0,23	0,01	0,03	0,22
Тара	1965-2015	0,10	0,14	-0,74	-0,02	0,03	-0,72
Холодный период							
Одесское	1965-2015	0,26	0,13	2,01	0,18	0,10	1,85
Омск	1965-2015	0,51	0,10	5,08	0,28	0,07	4,13
Калачинск	1965-2015	0,29	0,13	2,19	0,22	0,11	2,06
Большеречье	1965-2015	0,53	0,10	5,26	0,31	0,07	4,29
Тара	1965-2015	0,49	0,11	4,49	0,21	0,05	3,95
Тевриз	1965-2015	0,54	0,10	5,37	0,25	0,05	4,41
Примечание: Полужирным курсивом выделены критерии оценки значимых трендов, указывающие на их достоверность.							

Таблица Б.2 – Анализ рядов ежегодных сумм годовых и твёрдых осадков на однородность по среднему (критерий Стьюдента) и дисперсии (критерий Фишера)

Пункт	Среднее, N_1	Среднее, N_2	t-значение	Степень свободы	Уровень значимости p	Число наблюдений, df_1	Число наблюдений, df_2	Статистическое отклонение 1	Статистическое отклонение 2	F-отношение	Уровень значимости p
Ежегодные суммы осадков											
Омск	395	421	-0,221	49	0,275	26	25	74,8	90,9	0,677	0,169
<i>Тевриз</i>	<i>463</i>	<i>517</i>	<i>-0,424</i>	<i>49</i>	<i>0,035</i>	<i>26</i>	<i>25</i>	<i>63,2</i>	<i>110,6</i>	<i>0,363</i>	<i>0,008</i>
Ежегодные суммы твердых осадков											
<i>Омск</i>	<i>102</i>	<i>123</i>	<i>-0,578</i>	<i>49</i>	<i>0,006</i>	<i>26</i>	<i>25</i>	<i>26,6</i>	<i>24,3</i>	<i>1,141</i>	<i>0,377</i>
Калачинск	79	86	-0,269	49	0,160	26	25	19,1	17,6	1,137	0,380
<i>Большеречье</i>	<i>73</i>	<i>95</i>	<i>-0,685</i>	<i>49</i>	<i>0,001</i>	<i>26</i>	<i>25</i>	<i>23,7</i>	<i>21,7</i>	<i>1,200</i>	<i>0,332</i>
<i>Тара</i>	<i>96</i>	<i>124</i>	<i>-0,645</i>	<i>49</i>	<i>0,002</i>	<i>26</i>	<i>25</i>	<i>27,1</i>	<i>33,9</i>	<i>0,639</i>	<i>0,142</i>
<i>Тевриз</i>	<i>104</i>	<i>133</i>	<i>-0,722</i>	<i>49</i>	<i>0,007</i>	<i>26</i>	<i>25</i>	<i>29,3</i>	<i>27,5</i>	<i>1,129</i>	<i>0,385</i>
Примечание: Полужирным курсивом выделены статистически неоднородные ряды.											

Приложение В

(обязательное)

Динамика максимальных запасов воды в снежном покрове по метеостанциям Западно-Сибирской равнины за период с 1966 по 2015 год

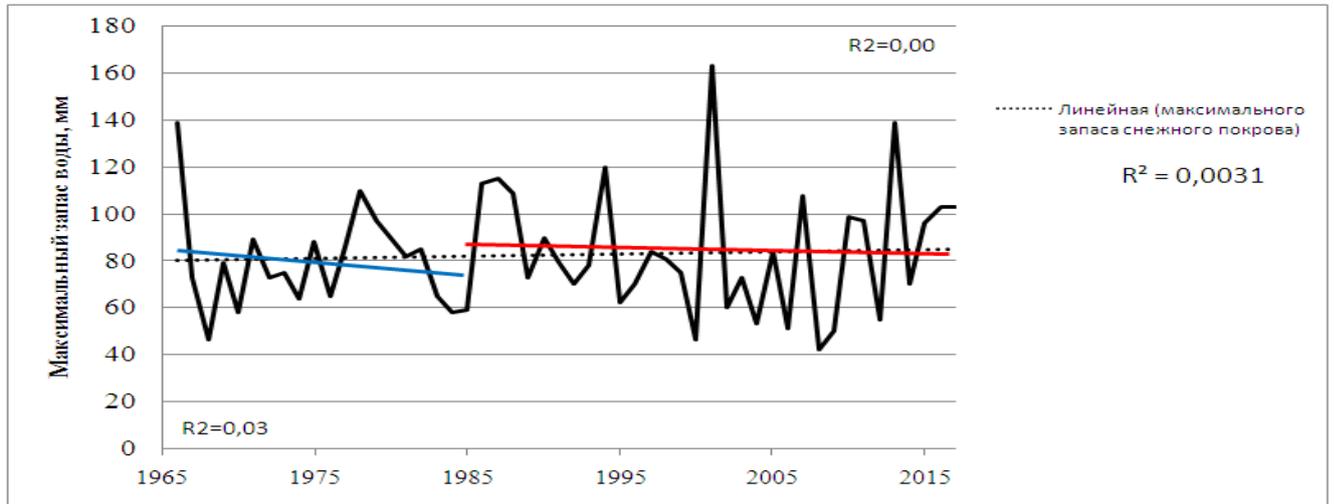


Рисунок В.1 – Изменение запаса воды в снежном покрове у метеорологической станции Ильинка с линейными трендами за периоды: 1966–2015 гг., 1966–1985 гг., 1986–2015 гг.

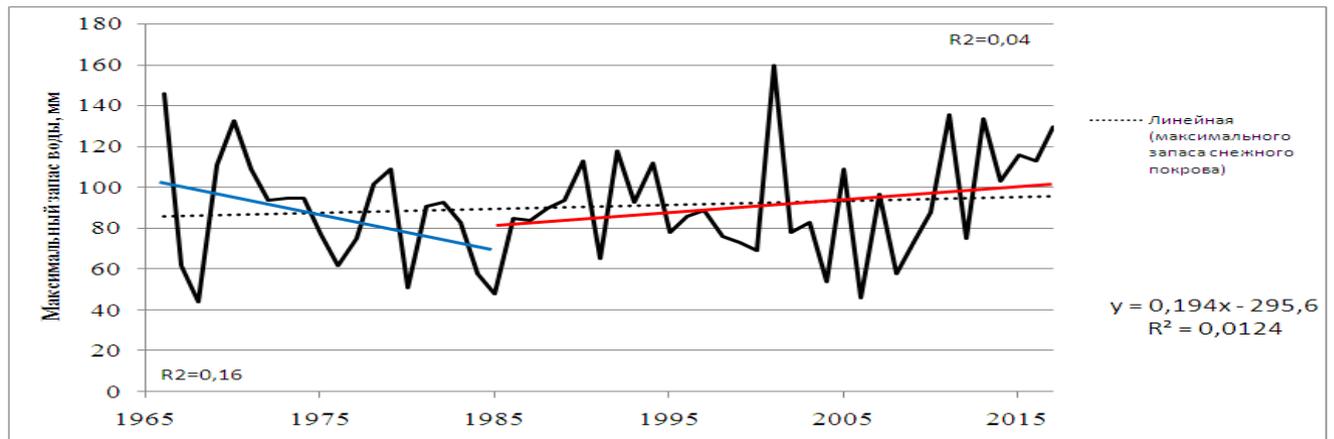


Рисунок В.2 – Изменение запаса воды в снежном покрове у метеорологической станции Ишим с линейными трендами за периоды: 1966–2015 гг., 1966–1985 гг., 1986–2015 гг.

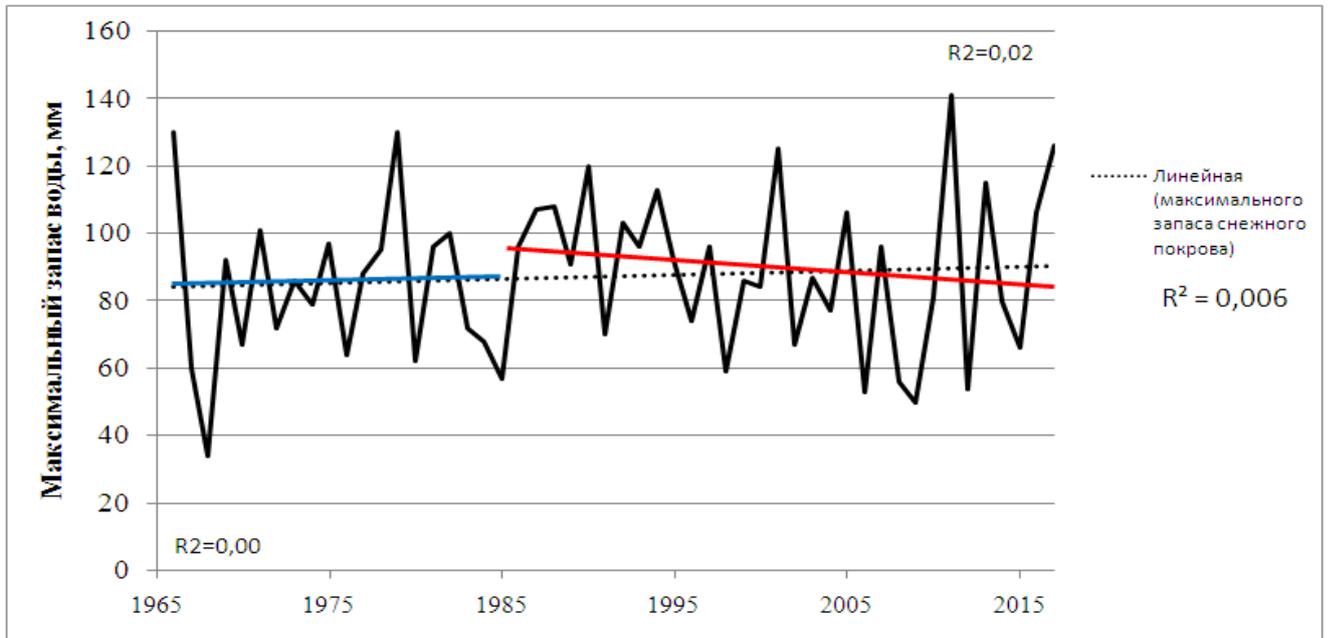


Рисунок В.3 – Изменение запаса воды в снежном покрове у метеорологической станции Абатское с линейными трендами за периоды: 1966–2015 гг., 1966–1985 гг., 1986–2015 гг.

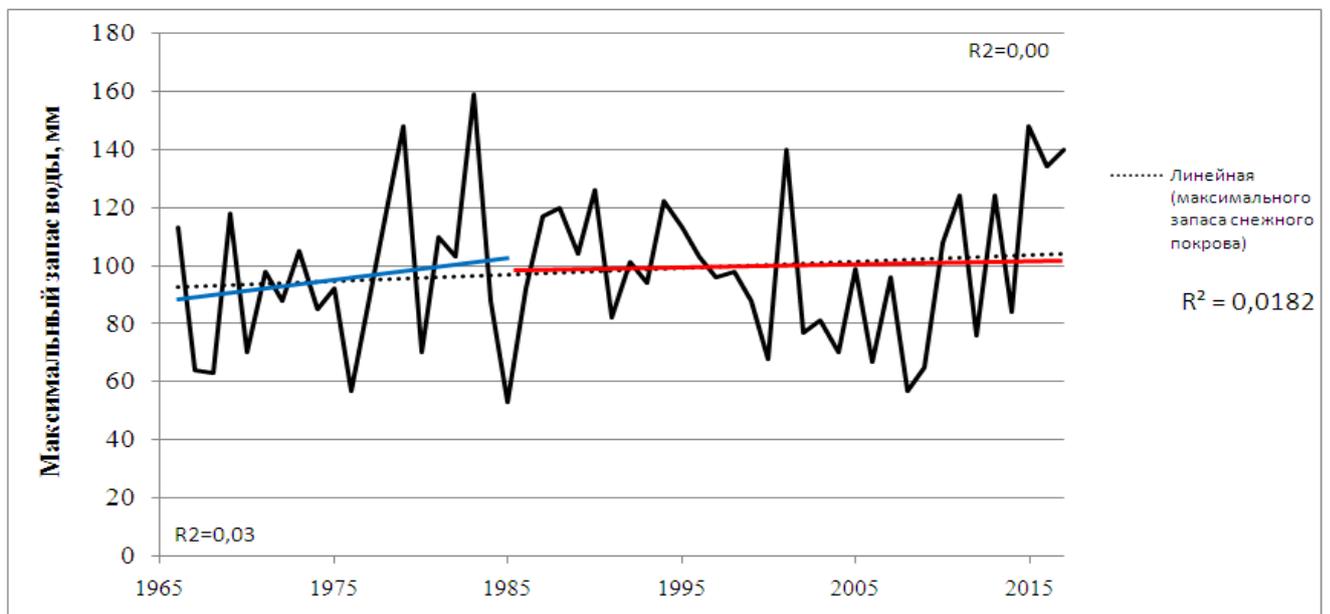


Рисунок В.4 – Изменение запаса воды в снежном покрове у метеорологической станции Викулово с линейными трендами за периоды: 1966–2015 гг., 1966–1985 гг., 1986–2015 гг.

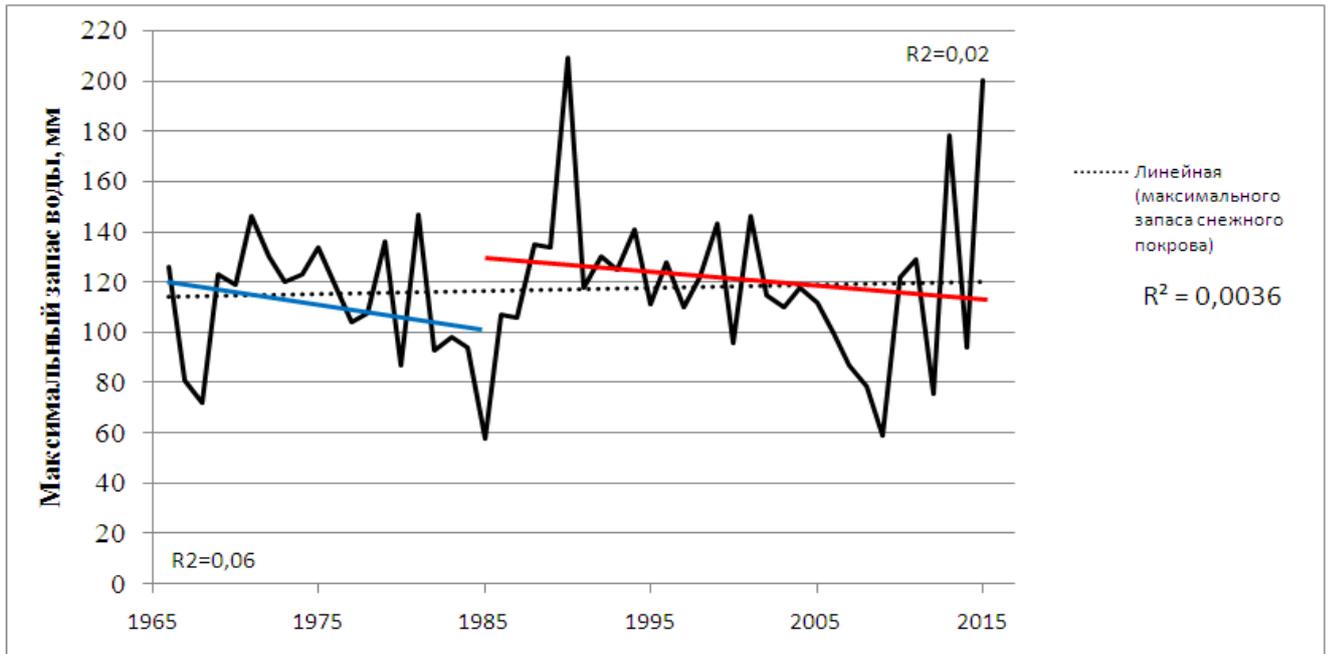


Рисунок В.5 – Изменение запаса воды в снежном покрове у метеорологической станции Орехово с линейными трендами за периоды: 1966–2015 гг., 1966–1985 гг., 1986–2015 гг.

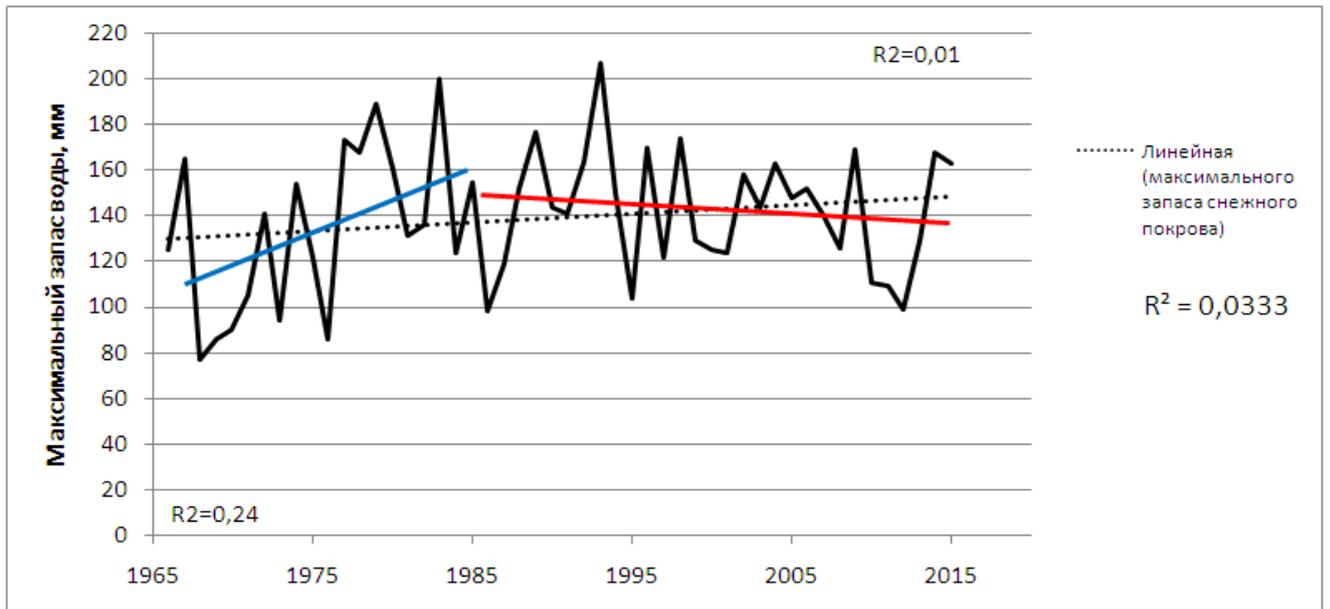


Рисунок В.6 – Изменение запаса воды в снежном покрове у метеорологической станции Ныда с линейными трендами за периоды: 1966–2015 гг., 1966–1985 гг., 1986–2015 гг.

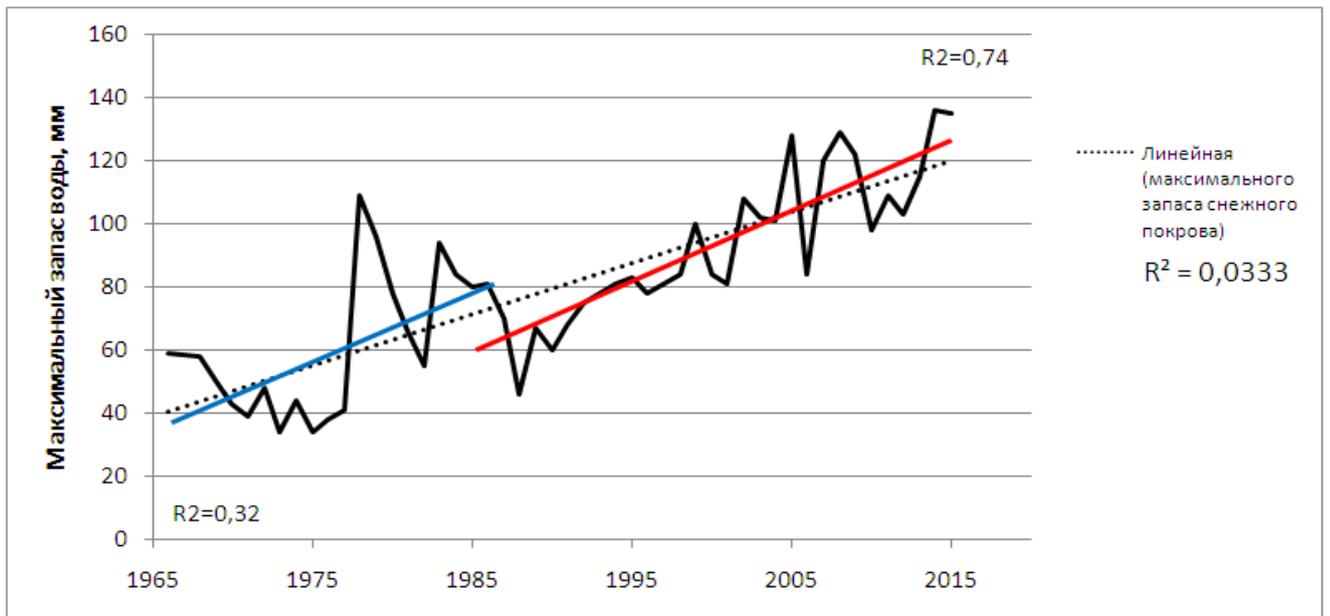


Рисунок В.7 – Изменение запаса воды в снежном покрове у метеорологической станции Тазовский с линейными трендами за периоды: 1966–2015 гг., 1966–1985 гг., 1986–2015 гг.

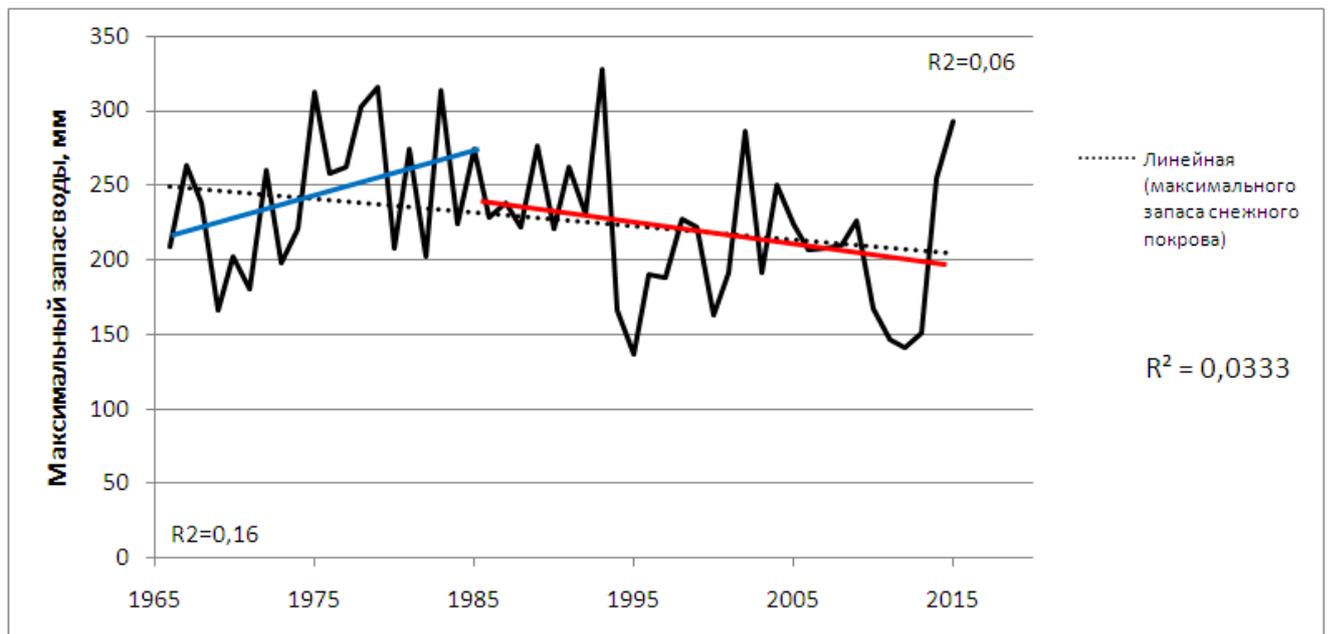


Рисунок В.8 – Изменение запаса воды в снежном покрове у метеорологической станции Уренгой с линейными трендами за периоды: 1966–2015 гг., 1966–1985 гг., 1986–2015 гг.

Таблица В.1 – Результаты проверки значимости линейного тренда межгодовой изменчивости максимального запаса воды в снежном покрове на отдельных метеостанциях в бассейне р. Ишим, мм

Пост	Период	Коэффициент корреляции r	Стандартная ошибка коэффициента корреляции σ_r	t -статистика (отношение r/σ_r)	Коэффициент линейного тренда, а мм /год	Стандартная ошибка коэффициента линейного тренда σ_a	t -статистика (отношение a/σ_a)
Ильинка	1966-2017	0,06	0,14	0,43	0,03	0,08	0,39
Ишим	1965-2017	0,14	0,14	1,00	0,08	0,08	1,03
Абатский	1965-2017	0,13	0,14	0,93	0,08	0,09	0,92
Викулово	1965-2017	0,19	0,14	1,36	0,11	0,08	1,34
Орехово	1965-2017	0,14	0,14	1,00	0,07	0,07	1,02

Таблица В.2 – Результаты проверки значимости линейного тренда межгодовой изменчивости максимального запаса воды в снежном покрове за 1966–2015 гг. по отдельным маршрутным съёмкам тундры и лесотундры, мм

Пост	Период	Коэффициент корреляции r	Стандартная ошибка коэффициента корреляции σ_r	t -статистика (отношение r/σ_r)	Коэффициент линейного тренда, а мм /год	Стандартная ошибка коэффициента линейного тренда σ_a	t -статистика (отношение a/σ_a)
Тазовский	1957-2018	0,46	0,10	4,60	0,86	0,22	3,93
Ныда	1962-2018	0,27	0,12	2,25	0,51	0,25	2,09
Салехард	1950-2018	0,47	0,09	5,22	1,04	0,24	4,32
Полуй	1954-2018	0,06	0,13	0,46	0,17	0,36	0,47
Уренгой	1949-2018	0,01	0,12	0,08	-0,03	0,30	-0,11

Примечание: Полужирным курсивом выделены критерии оценки значимых трендов.

Таблица В.3 – Анализ рядов максимальных запасов воды в снежном покрове на однородность по среднему (критерий Стьюдента) и дисперсии (критерий Фишера).

Пункт	Среднее, N_1	Среднее, N_2	t-значение	Степень свободы	Уровень значимости p	Число наблюдений, df_1	Число наблюдений, df_2	Статистическое отклонение 1	Статистическое отклонение 2	F-отношение	Уровень значимости p
Ильика	83	82	0,028	49	0,948	23	28	22,7	28,2	0,646	0,149
Ишим	86	94	-0,214	51	0,297	25	28	25,3	27,5	0,845	0,340
Абатский	84	89	-0,146	51	0,496	25	28	23,7	24,8	0,923	0,424
Викулово	95	99	-0,105	50	0,592	24	28	28,4	25,5	1,238	0,295
Орехово	111	125	-0,286	50	0,162	24	28	23,7	34,7	0,407	0,034

Таблица В.4 – Список метеостанций, данные которых использовались для построения карты максимальных запасов воды в снежном покрове Западно-Сибирской равнины

№ п/п	Метеостанция	№ п/п	Метеостанция
1	2	1	2
1	Тазовское	22	Надым
2	Ваховск	23	Уренгой
3	Абатский	24	Питляр
4	Лонг-Юган	25	Мужи
5	Супра	26	Тарко-Сале
6	Юильск	27	Толька
7	Пангоды	28	Халесовая
8	Нижневартовск	29	Саранпауль
9	Куминская	30	Берёзово
10	Воньеган	31	Казым
11	Красноселькуп	32	Сосьва
12	Кочевые	33	Игрим
13	Шаим	34	Октябрьское
14	Новый Уренгой	35	Няксимволь
15	Нефтеюганск	36	Когалым
16	Салым	37	Корлики
17	Радужный	38	Сытомино
18	Ныда	39	Ханты-Мансийск
19	Сидоровск	40	Ларьяк
20	Салехард	41	Угут
21	Полуй	42	Алтай

Окончание таблицы В.4

1	2	1	2
43	Кондинское	67	Омск
44	Леуши	68	Исилькуль
45	Демьянское	69	Полтавка
46	Таурово	70	Одесское
47	Уват	71	Черлак
48	Тобольск	72	Павлоградка
49	Вагайское	73	Седельниково
50	Ярково	74	Любимовка
51	Тюмень	75	Русская поляна
52	Викулово	76	Щербакуль
53	Ялutorовск	77	Петропавловск
54	Гольшманово	78	Атбасар
55	Ишим	79	Барнаул
56	Сладково	80	Бийск
57	Тара	81	Томск
58	Усть-Ишим	82	Тайга
59	Тевриз	83	Колпашево
60	Большие Уки	84	Александровское
61	Колосовка	85	Средний Васюган
62	Большеречье	86	Куйбышев
63	Тюкалинск	87	Тегульдет
64	Саргатское	88	Крещенка
65	Называевск	89	Максимкин Яр
66	Калачинск		

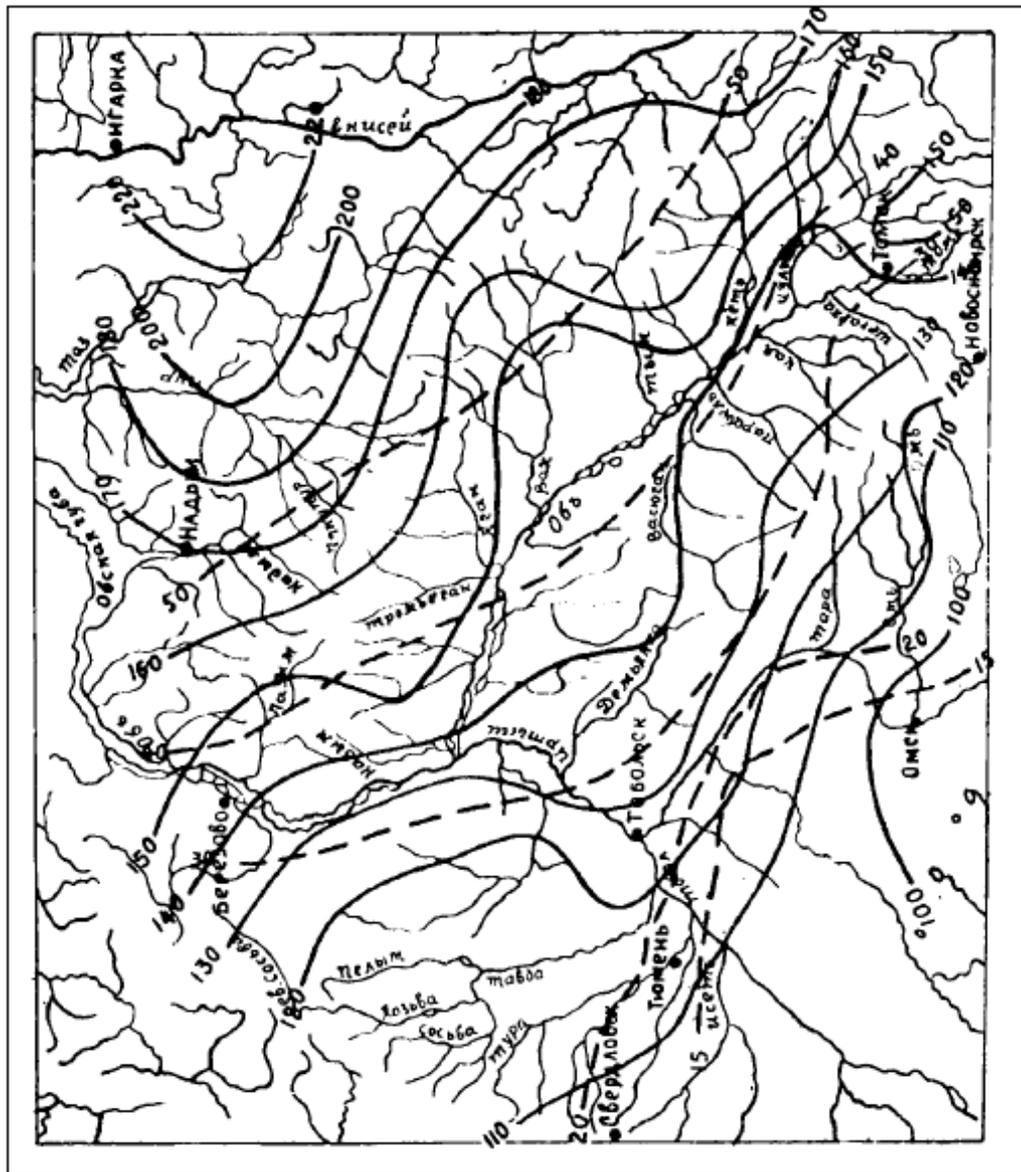


Рисунок В.9 – Запасы воды в снеге перед началом таяния и жидкие осадки периода снеготаяния (пунктир) [25]

Приложение Г

(обязательное)

Корреляционные связи максимальных уровней воды в реках с метеорологическими факторами

Таблица Г.1 – Корреляционные коэффициенты связи максимального уровня в реках от выпавших осадков на водосбор за период совместных наблюдений 1966–2015 гг.

Пост	r_1	r_2	r_3	r_4	r_5
р. Иртыш – пос. Черлак	0,22	-0,08	0,09	0,26	0,13
р. Иртыш – пос. Тевриз	0,36	0,18	0,06	0,33	0,37
р. Иртыш – г. Ханты-Мансийск	0,34	0,33	0,10	0,37	0,44
р. Омь – г. Калачинск	0,43	0,05	0,01	0,43	0,38
р. Уй – с. Седельниково	0,30	0,58	0,11	0,34	0,59
р. Ишим – г. Ишим	0,16	0,30	-0,10	0,13	0,31
р. Конда – пос. Кондинское	0,34	0,34	-0,03	0,27	0,31
р. Вах – с. Ларьяк	0,57	0,04	0,10	0,57	0,42
р. Северная Сосьва – пос. Березово	0,50	-0,03	-0,01	0,49	0,35
р. Большой Юган – с. Угут	0,69	0,20	0,22	0,70	0,42
р. Полуй – пос. Полуй	0,47	0,19	0,16	0,49	0,52
р. Ныда – с. Ныда	0,18	0,01	0,09	0,18	0,14
р. Таз – пос. Толька	0,42	0,12	-0,01	0,40	0,37

Пояснение: r_1 – от максимального запаса воды в снеге перед началом снеготаяния,
 r_2 – от сумм осадков сентября и октября,
 r_3 – от осадков апреля,
 r_4 – от суммы максимального запаса воды в снежном покрове и осадками апреля,
 r_5 – от суммы максимального запаса воды в снежном покрове и осадками апреля, сентября, октября.

Приложение Д

(обязательное)

Описание гидроло-математической модели прогноза и характеристики её отдельных параметров

Таблица Д.1 – Гипсографические данные бассейна р. Иртыша до Усть-Ишима [140]

Высота водосбора, м	Площадь на высоте, кв. км		Нарастание площади с уменьшением высоты, кв. км	
	1	2	3	4
р. Иртыш				
1365	0.0	0.00	0.0	0.00
1360	1.0	0.00	1.0	0.00
1340	1.0	0.00	2.0	0.00
1320	2.0	0.00	4.0	0.00
1300	8.0	0.00	12.0	0.00
1280	10.0	0.00	22.0	0.00
1260	8.0	0.00	30.0	0.00
1240	11.0	0.00	41.0	0.01
1220	14.0	0.00	55.0	0.01
1200	16.0	0.00	71.0	0.01
1180	30.0	0.00	101.0	0.01
1160	33.0	0.00	134.0	0.02
1140	31.0	0.00	165.0	0.02
1120	76.0	0.01	241.0	0.03
1100	77.0	0.01	318.0	0.04
1080	141.0	0.02	459.0	0.06
1060	248.0	0.03	707.0	0.10
1040	352.0	0.05	1059.0	0.14
1020	470.0	0.06	1529.0	0.21
1000	732.0	0.10	2261.0	0.31
980	1002.0	0.14	3263.0	0.44
960	1216.0	0.16	4479.0	0.61
940	1360.0	0.18	5839.0	0.79
920	1666.0	0.23	7505.0	1.02
900	1863.0	0.25	9368.0	1.27
880	2141.0	0.29	11509.0	1.56
860	2521.0	0.34	14030.0	1.90
840	2928.0	0.40	16958.0	2.30
820	2822.0	0.38	19780.0	2.68
800	2639.0	0.36	22419.0	3.04
780	3041.0	0.41	25460.0	3.45
760	3167.0	0.43	28627.0	3.88
740	3427.0	0.46	32054.0	4.34
720	3749.0	0.51	35803.0	4.85
700	4217.0	0.57	40020.0	5.42
680	4478.0	0.61	44498.0	6.03
660	4548.0	0.62	49046.0	6.65
640	4909.0	0.67	53955.0	7.31

Продолжение таблицы Д.1

1	2	3	4	5
620	5459.0	0.74	59414.0	8.05
600	5790.0	0.78	65204.0	8.84
580	6198.0	0.84	71402.0	9.68
560	6583.0	0.89	77985.0	10.57
540	6886.0	0.93	84871.0	11.50
520	7028.0	0.95	91899.0	12.46
500	7567.0	1.03	99466.0	13.48
480	8522.0	1.16	107988.0	14.64
460	8620.0	1.17	116608.0	15.80
440	9510.0	1.29	126118.0	17.09
420	11370.0	1.54	137488.0	18.64
400	12186.0	1.65	149674.0	20.29
380	16211.0	2.20	165885.0	22.48
360	19628.0	2.66	185513.0	25.14
340	22098.0	3.00	207611.0	28.14
320	22750.0	3.08	230361.0	31.22
300	22374.0	3.03	252735.0	34.26
280	22319.0	3.03	275054.0	37.28
260	18783.0	2.55	293837.0	39.83
240	16034.0	2.17	309871.0	42.00
220	14184.0	1.92	324055.0	43.92
200	15185.0	2.06	339240.0	45.98
180	16270.0	2.21	355510.0	48.19
160	17351.0	2.35	372861.0	50.54
140	36321.0	4.92	409182.0	55.46
120	128533.0	17.42	537715.0	72.88
100	131569.0	17.83	669284.0	90.71
80	42970.0	5.82	712254.0	96.54
60	19130.0	2.59	731384.0	99.13
40	5396.0	0.73	736780.0	99.86
10	208.0	0.03	737793.0	100.00
р. Иртыш (без Ишима)				
1365	0.0	0.00	0.0	0.00
1360	1.0	0.00	1.0	0.00
1340	1.0	0.00	2.0	0.00
1320	2.0	0.00	4.0	0.00
1300	8.0	0.00	12.0	0.00
1280	10.0	0.00	22.0	0.01
1260	8.0	0.00	30.0	0.01
1240	11.0	0.00	41.0	0.01
1220	12.0	0.00	53.0	0.01
1200	14.0	0.00	67.0	0.02
1180	27.0	0.01	94.0	0.02
1160	23.0	0.01	117.0	0.03
1140	24.0	0.01	141.0	0.04
1120	43.0	0.01	184.0	0.05
1100	42.0	0.01	226.0	0.06

Продолжение таблицы Д.1

1	2	3	4	5
1080	74.0	0.02	300.0	0.08
1060	133.0	0.03	433.0	0.11
1040	162.0	0.04	595.0	0.15
1020	216.0	0.06	811.0	0.21
1000	393.0	0.10	1204.0	0.31
980	538.0	0.14	1742.0	0.45
960	651.0	0.17	2393.0	0.61
940	720.0	0.18	3113.0	0.80
920	942.0	0.24	4055.0	1.04
900	1067.0	0.27	5122.0	1.31
880	1326.0	0.34	6448.0	1.65
860	1615.0	0.41	8063.0	2.06
840	1988.0	0.51	10051.0	2.57
820	1832.0	0.47	11883.0	3.04
800	1512.0	0.39	13395.0	3.42
780	1765.0	0.45	15160.0	3.88
760	1829.0	0.47	16989.0	4.34
740	1977.0	0.51	18966.0	4.85
720	2198.0	0.56	21164.0	5.41
700	2510.0	0.64	23674.0	6.05
680	2598.0	0.66	26272.0	6.72
660	2496.0	0.64	28768.0	7.35
640	2524.0	0.65	31292.0	8.00
620	2582.0	0.66	33874.0	8.66
600	2736.0	0.70	36610.0	9.36
580	3023.0	0.77	39633.0	10.13
560	3123.0	0.80	42756.0	10.93
540	2949.0	0.75	45705.0	11.68
520	2637.0	0.67	48342.0	12.36
500	2755.0	0.70	51097.0	13.06
480	2975.0	0.76	54072.0	13.82
460	3067.0	0.78	57139.0	14.61
440	3539.0	0.90	60678.0	15.51
420	3938.0	1.01	64616.0	16.52
400	3936.0	1.01	68552.0	17.52
380	4280.0	1.09	72832.0	18.62
360	4703.0	1.20	77535.0	19.82
340	4478.0	1.14	82013.0	20.97
320	4377.0	1.12	86390.0	22.08
300	4420.0	1.13	90810.0	23.21
280	4625.0	1.18	95435.0	24.40
260	5085.0	1.30	100520.0	25.70
240	5248.0	1.34	105768.0	27.04
220	5544.0	1.42	111312.0	28.45
200	5412.0	1.38	116724.0	29.84
180	6419.0	1.64	123143.0	31.48
160	7371.0	1.88	130514.0	33.36

Продолжение таблицы Д.1

1	2	3	4	5
140	20114.0	5.14	150628.0	38.51
120	89017.0	22.76	239645.0	61.26
100	111810.0	28.58	351455.0	89.84
80	27990.0	7.16	379445.0	97.00
60	9000.0	2.30	388445.0	99.30
40	2567.0	0.66	391012.0	99.96
19	1.0	0.00	391187.0	100.00
Иртыш — Усть-Ишим (Тара-Усть-Ишим)				
159	0.0	0.00	0.0	0.00
140	3316.0	6.64	3316.0	6.64
120	10167.0	20.36	13483.0	27.00
100	19293.0	38.63	32776.0	65.62
80	9307.0	18.63	42083.0	84.26
60	5488.0	10.99	47571.0	95.24
40	2274.0	4.55	49845.0	99.80
19	1.0	0.00	49946.0	100.00
Иртыш — Тара (Омск-Тара)				
553	0.0	0.00	0.0	0.00
540	4.0	0.01	4.0	0.01
520	5.0	0.01	9.0	0.01
500	30.0	0.04	39.0	0.05
480	66.0	0.08	105.0	0.13
460	124.0	0.16	229.0	0.29
440	260.0	0.33	489.0	0.62
420	363.0	0.46	852.0	1.09
400	397.0	0.51	1249.0	1.60
380	582.0	0.74	1831.0	2.34
360	772.0	0.99	2603.0	3.33
340	702.0	0.90	3305.0	4.22
320	613.0	0.78	3918.0	5.01
300	653.0	0.83	4571.0	5.84
280	722.0	0.92	5293.0	6.76
260	903.0	1.15	6196.0	7.92
240	1048.0	1.34	7244.0	9.26
220	811.0	1.04	8055.0	10.29
200	687.0	0.88	8742.0	11.17
180	742.0	0.95	9484.0	12.12
160	848.0	1.08	10332.0	13.20
140	3275.0	4.18	13607.0	17.39
120	36460.0	46.58	50067.0	63.97
100	18439.0	23.56	68506.0	87.53
80	6546.0	8.36	75052.0	95.89
60	2908.0	3.72	77960.0	99.61
37	74.0	0.09	78266.0	100.00
Иртыш — Омск (Татарка-Омск)				
162	0.0	0.00	0.0	0.00
160	6.0	0.01	6.0	0.01

Продолжение таблицы Д.1

1	2	3	4	5
140	3436.0	4.27	3442.0	4.28
120	30653.0	38.07	34095.0	42.35
100	42444.0	52.72	76539.0	95.07
60	353.0	0.44	80510.0	100.00
Иртыш — Татарка (Шульбинская ГЭС-Татарка)				
1365	0.0	0.00	0.0	0.00
1360	1.0	0.00	1.0	0.00
1340	1.0	0.00	2.0	0.00
1320	2.0	0.00	4.0	0.00
1300	8.0	0.00	12.0	0.01
1280	10.0	0.01	22.0	0.01
1260	8.0	0.00	30.0	0.02
1240	11.0	0.01	41.0	0.02
1220	12.0	0.01	53.0	0.03
1200	14.0	0.01	67.0	0.04
1180	27.0	0.01	94.0	0.05
1160	23.0	0.01	117.0	0.06
1140	24.0	0.01	141.0	0.08
1120	43.0	0.02	184.0	0.10
1100	42.0	0.02	226.0	0.12
1080	74.0	0.04	300.0	0.16
1060	133.0	0.07	433.0	0.24
1040	162.0	0.09	595.0	0.33
1020	216.0	0.12	811.0	0.44
1000	393.0	0.22	1204.0	0.66
980	538.0	0.29	1742.0	0.95
960	651.0	0.36	2393.0	1.31
940	720.0	0.39	3113.0	1.71
920	942.0	0.52	4055.0	2.22
900	1067.0	0.58	5122.0	2.81
880	1326.0	0.73	6448.0	3.53
860	1615.0	0.89	8063.0	4.42
840	1988.0	1.09	10051.0	5.51
820	1832.0	1.00	11883.0	6.51
800	1512.0	0.83	13395.0	7.34
780	1765.0	0.97	15160.0	8.31
760	1829.0	1.00	16989.0	9.31
740	1977.0	1.08	18966.0	10.39
720	2198.0	1.20	21164.0	11.60
700	2510.0	1.38	23674.0	12.97
680	2598.0	1.42	26272.0	14.40
660	2496.0	1.37	28768.0	15.77
640	2524.0	1.38	31292.0	17.15
620	2582.0	1.42	33874.0	18.56
600	2736.0	1.50	36610.0	20.06
580	3023.0	1.66	39633.0	21.72
560	3123.0	1.71	42756.0	23.43

Продолжение таблицы Д.1

1	2	3	4	5
540	2945.0	1.61	45701.0	25.05
520	2632.0	1.44	48333.0	26.49
500	2725.0	1.49	51058.0	27.98
480	2909.0	1.59	53967.0	29.58
460	2943.0	1.61	56910.0	31.19
440	3279.0	1.80	60189.0	32.99
420	3575.0	1.96	63764.0	34.95
400	3539.0	1.94	67303.0	36.89
380	3698.0	2.03	71001.0	38.91
360	3931.0	2.15	74932.0	41.07
340	3776.0	2.07	78708.0	43.14
320	3764.0	2.06	82472.0	45.20
300	3767.0	2.06	86239.0	47.26
280	3903.0	2.14	90142.0	49.40
260	4182.0	2.29	94324.0	51.69
240	4200.0	2.30	98524.0	54.00
220	4733.0	2.59	103257.0	56.59
200	4725.0	2.59	107982.0	59.18
180	5677.0	3.11	113659.0	62.29
160	6517.0	3.57	120176.0	65.86
140	10087.0	5.53	130263.0	71.39
120	11737.0	6.43	142000.0	77.82
100	31634.0	17.34	173634.0	95.16
80	8519.0	4.67	182153.0	99.83
49	61.0	0.03	182465.0	100.00
р. Ишим				
1238	0.0	0.00	0.0	0.00
1220	2.0	0.00	2.0	0.00
1200	2.0	0.00	4.0	0.00
1180	3.0	0.00	7.0	0.00
1160	10.0	0.00	17.0	0.01
1140	7.0	0.00	24.0	0.01
1120	33.0	0.01	57.0	0.02
1100	35.0	0.01	92.0	0.04
1080	67.0	0.03	159.0	0.07
1060	115.0	0.05	274.0	0.12
1040	190.0	0.08	464.0	0.20
1020	254.0	0.11	718.0	0.31
1000	339.0	0.15	1057.0	0.45
980	464.0	0.20	1521.0	0.65
960	565.0	0.24	2086.0	0.89
940	640.0	0.27	2726.0	1.17
920	724.0	0.31	3450.0	1.48
900	796.0	0.34	4246.0	1.82
880	815.0	0.35	5061.0	2.17
860	906.0	0.39	5967.0	2.55
840	940.0	0.40	6907.0	2.96

Продолжение таблицы Д.1

1	2	3	4	5
820	990.0	0.42	7897.0	3.38
800	1126.0	0.48	9023.0	3.86
780	1276.0	0.55	10299.0	4.41
760	1336.0	0.57	11635.0	4.98
740	1448.0	0.62	13083.0	5.60
720	1543.0	0.66	14626.0	6.26
700	1688.0	0.72	16314.0	6.98
680	1822.0	0.78	18136.0	7.76
660	1948.0	0.83	20084.0	8.60
640	2211.0	0.95	22295.0	9.54
620	2659.0	1.14	24954.0	10.68
600	2736.0	1.17	27690.0	11.85
580	2757.0	1.18	30447.0	13.03
560	2933.0	1.26	33380.0	14.29
540	3074.0	1.32	36454.0	15.61
520	3250.0	1.39	39704.0	17.00
500	3586.0	1.54	43290.0	18.53
480	4305.0	1.84	47595.0	20.37
460	4205.0	1.80	51800.0	22.17
440	4647.0	1.99	56447.0	24.16
420	5547.0	2.37	61994.0	26.54
400	5993.0	2.57	67987.0	29.10
380	8916.0	3.82	76903.0	32.92
360	11505.0	4.93	88408.0	37.85
340	13589.0	5.82	101997.0	43.66
320	13562.0	5.81	115559.0	49.47
300	12889.0	5.52	128448.0	54.99
280	13198.0	5.65	141646.0	60.64
260	9213.0	3.94	150859.0	64.58
240	5770.0	2.47	156629.0	67.05
220	3676.0	1.57	160305.0	68.62
200	4584.0	1.96	164889.0	70.59
180	4538.0	1.94	169427.0	72.53
160	6143.0	2.63	175570.0	75.16
140	11925.0	5.10	187495.0	80.26
120	24826.0	10.63	212321.0	90.89
100	5962.0	2.55	218283.0	93.44
80	8898.0	3.81	227181.0	97.25
42	799.0	0.34	233603.0	100.00
Ишим — Усть-Ишим (Викулово-Усть-Ишим)				
143	0.0	0.00	0.0	0.00
140	7.0	0.06	7.0	0.06
120	1363.0	11.08	1370.0	11.14
100	1306.0	10.62	2676.0	21.75
80	5587.0	45.42	8263.0	67.17
42	797.0	6.48	12301.0	100.00

Продолжение таблицы Д.1

1	2	3	4	5
Ишим — Викулово (Бессточн.обл-Викулово)				
1238	0.0	0.00	0.0	0.00
1220	2.0	0.00	2.0	0.00
1200	2.0	0.00	4.0	0.00
1180	3.0	0.00	7.0	0.00
1160	10.0	0.00	17.0	0.01
1140	7.0	0.00	24.0	0.01
1120	33.0	0.01	57.0	0.03
1100	35.0	0.02	92.0	0.04
1080	67.0	0.03	159.0	0.07
1060	115.0	0.05	274.0	0.12
1040	190.0	0.09	464.0	0.21
1020	254.0	0.11	718.0	0.32
1000	339.0	0.15	1057.0	0.48
980	464.0	0.21	1521.0	0.69
960	565.0	0.26	2086.0	0.94
940	640.0	0.29	2726.0	1.23
920	724.0	0.33	3450.0	1.56
900	796.0	0.36	4246.0	1.92
880	815.0	0.37	5061.0	2.29
860	906.0	0.41	5967.0	2.70
840	940.0	0.42	6907.0	3.12
820	990.0	0.45	7897.0	3.57
800	1126.0	0.51	9023.0	4.08
780	1276.0	0.58	10299.0	4.65
760	1336.0	0.60	11635.0	5.26
740	1448.0	0.65	13083.0	5.91
720	1543.0	0.70	14626.0	6.61
700	1688.0	0.76	16314.0	7.37
680	1822.0	0.82	18136.0	8.20
660	1948.0	0.88	20084.0	9.08
640	2211.0	1.00	22295.0	10.07
620	2659.0	1.20	24954.0	11.28
600	2736.0	1.24	27690.0	12.51
580	2757.0	1.25	30447.0	13.76
560	2933.0	1.33	33380.0	15.08
540	3074.0	1.39	36454.0	16.47
520	3250.0	1.47	39704.0	17.94
500	3586.0	1.62	43290.0	19.56
480	4305.0	1.95	47595.0	21.51
460	4205.0	1.90	51800.0	23.41
440	4647.0	2.10	56447.0	25.51
420	5547.0	2.51	61994.0	28.01
400	5993.0	2.71	67987.0	30.72
380	8916.0	4.03	76903.0	34.75
360	11505.0	5.20	88408.0	39.95
340	13589.0	6.14	101997.0	46.09

Продолжение таблицы Д.1

1	2	3	4	5
320	13562.0	6.13	115559.0	52.22
300	12889.0	5.82	128448.0	58.04
280	13198.0	5.96	141646.0	64.01
260	9213.0	4.16	150859.0	68.17
240	5770.0	2.61	156629.0	70.78
220	3676.0	1.66	160305.0	72.44
200	4584.0	2.07	164889.0	74.51
180	4538.0	2.05	169427.0	76.56
160	6143.0	2.78	175570.0	79.34
140	11918.0	5.39	187488.0	84.72
120	23463.0	10.60	210951.0	95.32
100	4656.0	2.10	215607.0	97.43
80	3311.0	1.50	218918.0	98.92
58	2.0	0.00	221302.0	100.00
Бессточная область (Исток-Бессточная обл.)				
806	0.0	0.00	0.0	0.00
800	1.0	0.00	1.0	0.00
780	0.0	0.00	1.0	0.00
760	2.0	0.00	3.0	0.00
740	2.0	0.00	5.0	0.00
720	8.0	0.01	13.0	0.01
700	19.0	0.02	32.0	0.03
680	58.0	0.05	90.0	0.08
660	104.0	0.09	194.0	0.17
640	174.0	0.15	368.0	0.33
20	218.0	0.19	586.0	0.52
600	318.0	0.28	904.0	0.80
580	418.0	0.37	1322.0	1.17
560	527.0	0.47	1849.0	1.64
540	863.0	0.76	2712.0	2.40
520	1141.0	1.01	3853.0	3.41
500	1226.0	1.08	5079.0	4.49
480	1242.0	1.10	6321.0	5.59
460	1348.0	1.19	7669.0	6.79
440	1324.0	1.17	8993.0	7.96
420	1885.0	1.67	10878.0	9.63
400	2257.0	2.00	13135.0	11.62
380	3015.0	2.67	16150.0	14.29
360	3420.0	3.03	19570.0	17.32
340	4031.0	3.57	23601.0	20.89
320	4811.0	4.26	28412.0	25.14
300	5065.0	4.48	33477.0	29.62
280	4496.0	3.98	37973.0	33.60
260	4485.0	3.97	42458.0	37.57
240	5016.0	4.44	47474.0	42.01
220	4964.0	4.39	52438.0	46.40
200	5189.0	4.59	57627.0	51.00

Окончание таблицы Д.1

1	2	3	4	5
180	5313.0	4.70	62940.0	55.70
160	3837.0	3.40	66777.0	59.09
140	4282.0	3.79	71059.0	62.88
120	14690.0	13.00	85749.0	75.88
100	13797.0	12.21	99546.0	88.09
80	6082.0	5.38	105628.0	93.47
60	4507.0	3.99	110135.0	97.46
40	2030.0	1.80	112165.0	99.26
10	207.0	0.18	113003.0	100.00

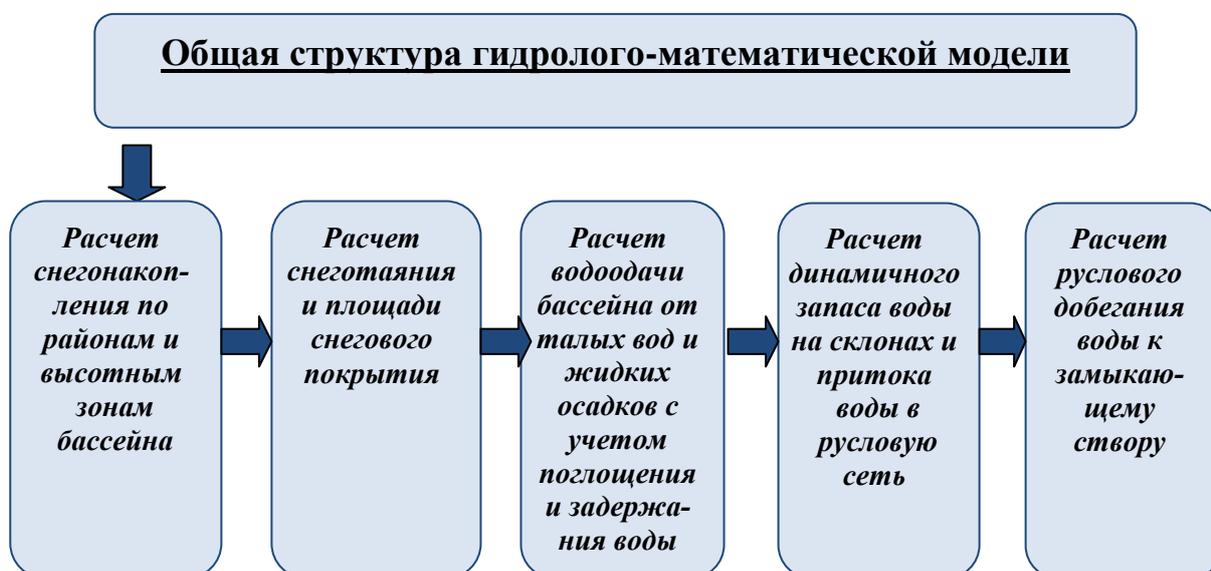


Рисунок Д.1 – Общая структура гидролого-математической модели прогноза [16, 17, 19, 24]

Описание подмодели расчёта склонового притока воды в русловую сеть обобщенное из источников [22, 24, 28-30]

Прогнозируемый расход (уровень) воды представляется в виде:

$$Q(t + \Delta t) = Q_1(t + \Delta t) + Q_w(t + \Delta t) \quad (1)$$

где Δt – заблаговременность прогноза, сут; $Q_1(t + \Delta t)$ – расход воды ($\text{м}^3/\text{с}$), обусловленный поступлением притока в русловую сеть $q(t)$ в период Δt , рассчитывается по формуле:

$$Q_1(t + \Delta t) = \int_0^{\Delta t} q(t + \Delta t - \tau) \cdot f(\tau) \cdot d\tau, \quad (2)$$

$f(\tau)$ – кривая добегания, метод количественного описания которой, основанный на вероятностных моделях, предложен Д. А. Бураковым, а формулы для оценки моментов $f(\tau)$ для различных вариантов схематизации речной сети можно найти в работах Д. А. Буракова и Н. Г. Инишева [28–30, 78] характеризует составляющую расхода воды, сформированную за счёт истощения начального запаса воды в русловой сети бассейна (рассматривается ниже).

Рассмотрим подмодель расчёта склонового притока воды в русловую сеть бассейна представленную у авторов [28–30].

Суточное таяние снега рассчитывается по средней суточной температуре воздуха (Θ) и коэффициентам стаивания в лесу (K_l) и в поле (K_n), которые назначаются различными для открытых и лесных территорий. Таяние снега в лесу рассчитывается по формуле $h_l = K_l \times \Theta$ (если $\Theta < 0^\circ\text{C}$, то принимается $h_l = 0$). Таяние в поле определяется как $h_n = K_n \times (\Theta + 2)$ (если $\Theta + 2 < 0^\circ\text{C}$, то принимается $h_n = 0$).

Учёт неравномерности распределения снега по площади водосбора выполняется по способу А. Г. Ковзеля, это позволяет отразить динамику площади

одновременного снеготаяния. С использованием коэффициента водоудерживающей способности снега рассчитывается его водоудерживающая ёмкость [89, 90, 136].

Подача воды на склон в период дождя определяется путём арифметического осреднения суточного слоя осадков в пунктах наблюдений в районе (высотной зоне).

В период снеготаяния и выпадения дождей образуется интегральный слой водоотдачи речного бассейна, который, согласно Е. Г. Попову [136], равен:

$$Y = (1 - w) \left(H - P_0 t h \frac{H}{P_0} \right) \quad (3)$$

$$H(t) = U + \sum_{i=1}^{i=t} (h_c + x - z - I) \quad (4)$$

где w – доля постоянно бессточной площади в речном бассейне; t – время от момента начала снеготаяния, сут.; P_0 – водоудерживающая ёмкость бассейна в условиях наиболее низкого предшествующего (осеннего) увлажнения; $H(t)$ – интегральный слой воды, заполняющий водоудерживающую ёмкость, определяется с учётом слоя начального заполнения ёмкости U , таяния снежного покрова и почвенной мерзлоты (h_c), осадков (x), испарения (z) и питания подземных вод (I), мм.

Перед началом снеготаяния в результате выпадения предшествующих летне-осенних дождей и миграции влаги в зимний период к фронту промерзания формируется слой заполнения ёмкости U . Вначале, перед снеготаянием слой воды U находится в замёрзшем состоянии. Его величина изменяется по годам. Слой воды U , заполняющий водоудерживающую ёмкость перед началом снеготаяния, рассчитывается по логарифмической формуле [32],

$$U = d + c \cdot \lg(m + 1) \quad (5)$$

в которой за индекс осенне-зимнего увлажнения (m) принимается косвенный показатель осенне-зимнего увлажнения водосбора. В качестве показателя осеннего увлажнения (m) используются сумма среднемесячных расходов воды за сентябрь и октябрь, характеризующая предзимнее увлажнение речных бассейнов,

эта характеристика нашла широкое применение для равнинных и горных рек Сибири [22, 27]. В бассейнах Оби и Иртыша сумма среднемесячных осенних расходов воды рассчитывалась по наблюдениям следующих пунктов:

для Нижневартовска – река Васюган у села Средний Васюган, река Тым у села Напас, река Вах у поселка Ваховск,

для Белогорья и Ханты-Мансийска – река Васюган у села Средний Васюган, река Тым у села Напас, река Вах у поселка Ваховск, река Исеть у поселка Исетское, река Назым у села Кышик,

для Омска – река Иртыш – село Татарка, город Омск,

для Тары, Тевриза и Усть-Ишима – река Иртыш – село Татарка, город Омск, село Екатеринское.

Уравнение Е. Г. Попова (3) применяется для расчёта водоотдачи речного бассейна (района, или высотной зоны), под которой понимается слой стока, образующийся на склонах за расчётную единицу времени

$$u(t + 1) = Y(H_{t+1}) - Y(H_t). \quad (6)$$

Подмодель расчёта склонового притока в русловую сеть $q(t)$ основывается на концепции динамического (гравитационного) запаса воды $W(t)$ на склонах, который рассчитывается по уравнению водного баланса. В общем случае связь между $q(t)$ и $W(t)$ нелинейная, что позволяет записать систему уравнений для непрерывного расчёта притока воды в русловую сеть

$$\begin{cases} W(t + 1) = W(t) + u(t + 1) - q(t + 1), \\ q(t + 1) = \alpha_{t+1} \left[\frac{W(t) + W(t+1)}{2} \right]^n. \end{cases} \quad (7)$$

Коэффициент α_{t+1} интегрально характеризует гидравлические условия склонового стока. Снежный покров является важным фактором, определяющим сопротивление движению воды на склонах. По этой причине в начальный период

снеготаяния значительная часть образовавшейся на поверхности склонов воды накапливается под снегом и не поступает в русловую сеть. По мере схода снега наблюдается «прорывной» механизм формирования притока воды в русловую сеть. Для определения (α) предложены следующие зависимости [33, 34]. В период снеготаяния

$$a(t+1) = a_0 \exp \left[\frac{-\beta \cdot S_0(t)}{W(t) + 1} \right] \quad (8)$$

где: α_0 – максимальные значения α , наблюдаемое при отсутствии снежного покрова на склонах; $S_0(t)$ – оставшийся снегозапас на склонах (в тёплый период года при прохождении дождевых паводков $\alpha = \alpha_0$); $W(t)$ – динамичный запас воды на склонах; β – коэффициент, учитывающий эффект снижения скоростей склонового стока вследствие сопротивления снежного покрова.

Из (8) следует, что сопротивление движению воды уменьшается при снижении оставшегося на склонах снегозапаса и при возрастании динамичного запаса воды.

Во время похолоданий, когда температура воздуха становится отрицательной, сопротивление возрастает из-за появления ледовых образований. В этом случае рекомендуется следующее приближённое соотношение:

$$a(t+1) = \frac{a(t)}{(1 + 0.33 |\theta^\circ|)} \quad (9)$$

где $|\theta^\circ|$ – абсолютное значение величины отрицательной среднесуточной температуры воздуха, °С. Коэффициент 0.33 (в знаменателе) может быть уточнён при наличии наблюдений на малых реках путём оптимизации.

При неустойчивой весенней погоде процесс формирования стока носит прерывистый характер. В периоды потеплений в ходе снеготаяния талая вода насыщает поры снега и её избыток поступает на поверхность почвы. Во время

похолоданий при отрицательной температуре снеготаяние прекращается, вода, содержащаяся в порах снега, замерзает, лужи и ручьи на свободных от снега участках покрываются льдом, а оттаявшая с поверхности почва начинает повторно промерзнуть. В итоге происходит задержка притока талой воды в русловую сеть. Последующее резкое потепление, наоборот, может существенно увеличить приток талых вод и вызвать формирование высоких «прорывных» волн. Методика приближенного учёта этих явлений представлена в [36].

При расчёте суточного поступления воды на склоны за счет таяния почвенного льда предполагается, что таяние почвенного льда начинается как только сходит снег и появляются проталины. Расчёт суточного таяния почвенного льда осуществляется по выражению, вытекающему из формулы Стефана: слой растаявшей воды пропорционален корню квадратному из суммы положительных температур воздуха за соответствующий период. Коэффициент пропорциональности (коэффициент стаивания почвенного льда) рассмотрен в [36].

Расчёт водоотдачи и притока в русловую сеть от паводкообразующих дождей после схода снежного покрова производится по следующей схеме. Отрезки времени, в течение которых суточное поступление воды на поверхность бассейна превышает суточное испарение и просачивание воды через слабоводопроницаемые иллювиальные или подпахотные горизонты почв, образуют последовательные паводкообразующие периоды.

В прогнозах стока дождевых паводков за индекс предпаводочного увлажнения почвы (m_{t_d}) на момент начала дождя (t_d) использовались следующие показатели [36]:

- уровень (расход) воды в реке перед началом паводкообразующего дождя;
- индекс предшествующих осадков (m_t), определяемый по следующей модернизированной формуле:

$$m_{t_d} = (S + U)K_0^{t_d - t_s} + \sum_{i=0}^{t_d - t_s} x_{t_d - i} K_{t_d - i}^i, \quad (10)$$

где S – запас воды в снежном покрове в конце зимы; U – слой воды, заполняющий водоудерживающую ёмкость бассейна в конце зимы, определяемый по эмпирической зависимости (4.7) от показателя осеннего увлажнения; K_0 , x_{t-i} – количество осадков за сутки ($t - i$), K_{t_d-i} – коэффициент, зависящий от среднесуточной температуры воздуха Θ ; $(t_d - t_s)$ – период суммирования осадков (начало суммирования осадков относится к моменту завершения снеготаяния (t_s)).

По расчётам оба рассмотренных показателя предпаводочного увлажнения имеют примерно одинаковую репрезентативность.

В период выпадения паводкообразующего дождя появляется интегральный слой водоотдачи речного бассейна, который, согласно Е.Г. Попову [136], равен:

$$Y(t) = (1-w) \left(H(t) - P_d t h \frac{H(t)}{P_d} \right), \quad (11)$$

где $H(t)$ – интегральный слой воды, заполняющий водоудерживающую ёмкость в момент t , мм; P_d – максимальная водоудерживающая ёмкость на водосборе перед началом паводкообразующего дождя (максимальные потери стока).

$$P_d = P_{\max d} - c_d \lg(m_{t_d} + 1), \quad (12)$$

P_{\max} и c_d – эмпирические коэффициенты.

В (11) интегральный слой воды определяется с учётом осадков (x), испарения (z) и питания подземных вод (I):

$$H(t_d) = (x - z - I)_i, \quad (13)$$

где t_d – как и прежде, момент начала паводкообразующего дождя.

Водоотдача бассейна определяется по формуле

$$u(t + 1) = Y(H_{t+1}) - Y(H_t). \quad (14)$$

В период истощения динамического запаса воды на склонах, когда суточные осадки (x) меньше суммы потерь на испарение (z) и впитывание (I), водоотдача принимает отрицательное значение и определяется по формуле

$$u(t) = g(t) \cdot (x - z - I)_t \quad (15)$$

где $(x - z - I)_t < 0$; $g(t)$ – доля площади речного бассейна, с которой формируется склоновый сток и происходят потери динамического запаса воды. В период истощения по мере уменьшения динамического запаса воды и спада склонового притока сокращаются размеры $g(t)$, что позволяет записать

$$g(t) = (1 - w) \{1 - \exp[-a_c q(t)]\}, \quad (16)$$

где: a_c – коэффициент; w – доля постоянно бессточной площади в бассейне.

Формулы (15) – (16) позволяют вести непрерывный расчёт ежедневного притока воды в русловую сеть, формирующего дождевые паводки. Для отдельных высотных районов территорий расчёты выполняются по отдельным высотным зонам бассейна.

Подмодель руслового добегания

При расчёте добегания бокового притока по русловой сети бассейна используется интеграл свёртки,

$$Q(t) = \int_0^t q(t - \tau) f(\tau) d\tau, \quad (17)$$

в котором кривая добегания $f(\tau)$ характеризует последовательность прохождения во времени через замыкающий створ объёмов воды, поступающих в русловую сеть на различном удалении от замыкающего створа. В модели Буракова Д. А. [29] использован подход, основанный на вероятностной трактовке кривой добегания, рассматривающий её как плотность распределения времени добегания

элементарных объёмов воды. Для ее аппроксимации используются двух или трехпараметрические функции плотности распределения вероятностей (гамма-распределение и другие). Для задания этих функций оцениваются моменты времени добегания.

Для определения кривой добегания речной бассейн разбивается системой эквидистант на площадки (F_i). Эквидистанты – линии, соединяющие точки, находящиеся на одинаковом расстоянии вдоль русел до замыкающего створа, по речной системе. Для каждой площадки определяются моменты кривой руслового добегания по формулам, приведенным в [29, 33]. Рассмотрим формулы моментов кривых добегания для бесприточного и приточного участка реки.

На бесприточном участке время добегания (τ) элементарного объёма воды выразится суммой:

$$\tau = \tau_1 + \tau_2 + \dots + \tau_n, \quad (18)$$

$\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n$ – соответственно время добегания элементарного объёма на первом, втором и т.д. отрезках; n – число отрезков по длине рассматриваемого бесприточного участка. В турбулентном потоке для отрезков достаточной длины формула (19) представляет сумму независимых случайных величин. Полагая, что статистические характеристики добегания на отрезках однородны, на основе свойств суммы независимых случайных величин в работе Д.А. Буракова [35] получены следующие соотношения:

$$\tau_L = \frac{L}{v}, \sigma_\tau = a\sqrt{\tau_L}, c_v = \frac{a}{\sqrt{\tau_L}}, M_3 = k \cdot a^2 \tau_L, \quad (19)$$

где τ_L – среднее время добегания на участке реки длиной (L), сут., v – средняя скорость добегания на оговорённом участке, км/сут., σ_τ – среднее квадратичное отклонение времени добегания элементарных объёмов воды, C_v – коэффициент вариации времени добегания, M_3 – третий центральный момент, a – параметр

продольного рассеяния; k – отношение коэффициента асимметрии к коэффициенту вариации времени добегания элементарных объёмов воды ($k \approx 3$).

Начальные моменты кривой добегания бокового притока (m_{rh}), поступающего на участок реки, выражаются интегралом

$$m_{rh} = \int_0^{\tau_L} m_r(\bar{\tau}) \cdot p(\bar{\tau}) \cdot d\bar{\tau}, \quad (20)$$

где m_{rh} – начальный момент r -ого порядка ($r = 1, 2, 3$) времени добегания бокового притока, $m_r(\bar{\tau})$ – то же для порций бокового притока, поступающего на расстоянии ($x = \bar{\tau} \cdot V$) от замыкающего створа (рассчитывается по формуле 20 с использованием уравнений связи начальных и центральных моментов); $p(\tau)$ – функция плотности распределения времени добегания бокового притока по длине изучаемой реки.

По известным значениям моментов (m_{rh}) для межэквидистантных площадок (F_i) оцениваются моменты m_r бассейновой (или районной) кривой добегания:

$$m_r = \sum_{i=1}^n \left[\frac{F_i \cdot M_i}{F \cdot \bar{M}} \right] \cdot (m_{rh})_i, \quad (21)$$

где M_i , \bar{M} – соответственно норма модуля (слоя) стока i -ой межэквидистантной площадки и всего бассейна (района), определяется по картам речного стока; выражение в квадратных скобках характеризует среднюю долю притока с межэквидистантной площадки F_i .

Расчётные формулы моментов кривых добегания воды с межэквидистантных площадок $(m_{rh})_i$, полученные для схемы так называемых приточно-бесприточных участков приводятся в работах [33, 35]. По известным моментам кривых добегания, можно получить аппроксимации этих кривых с использованием известных функций плотности распределения вероятностей. Так,

в работах Д. А. Буракова и Н. Г. Инишева [28, 78] использованы функции плотностей гамма-распределения и Бровковича [29].

По длине речной сети могут задаваться различными и скорость добегания (V) и параметр продольного рассеяния. Для этого речная система делится на однородные участки. Сведения о строении речной сети задаётся в отдельном файле. Степень детализации речной сети определяется с учётом физико-географических условий бассейна.

Рассмотренный метод расчёта добегания воды по русловой сети используется в краткосрочных прогнозах уровней (расходов) воды на реках Западно-Сибирской равнины и Среднесибирском плоскогорье, в том числе и в данном исследовании.

Подмодель учёта начальных запасов воды в речной системе и основное уравнение модели прогноза

В предыдущем прогнозируемый расход воды представляется в виде формул (1,2).

Расчёты расходов воды с применением интеграла свёртки выполняются для отдельных районов - небольших бассейнов, однородных в отношении ландшафта. При таком подразделении речного бассейна на отдельные ландшафтные районы, прогноз расхода воды выполняется с учётом принципа суперпозиции по выражению [34]:

$$Q(t + \Delta t) = \left[\sum_{i=1}^m \int_0^{\Delta t} q_i(t + \Delta t - \tau) f_{hi}(\tau) d\tau \right] + Q_w(t + \Delta t) + Q_{\min}, \quad (22)$$

где $Q(t + \Delta t)$ – расход воды в замыкающем створе; t – дата выпуска прогноза; Δt – заблаговременность прогноза; m – число ландшафтно-гидрологических районов, на которые разбит речной бассейн; $q_i(t)$ – суммарный приток в русловую сеть с i -го района; $f_{hi}(\tau)$ – кривая добегания бокового притока с i -ого района; $Q_w(t + \Delta t)$ – составляющая расхода воды, обусловленная истощением начального (на момент t)

запаса воды в русловой сети; Q_{min} – устойчивое подземное («базисное») питание реки.

Следуя [28], выразим запас воды в русловой сети

$$W_p(t) = \sum_{i=1}^n \omega_i(H_{it}) \cdot L_i, \quad (23)$$

где $\omega_i(H_{it})$ – площадь поперечного сечения на i -том участке, как функция уровня воды на этом участке в момент (t) , м²; L_i – длина участка, км; сумма берётся по всем (n) участкам (полагаем, что на каждом выделенном участке проводятся наблюдения за уровнями воды).

Площадь сечения в виде функции уровня воды выразим:

$$\omega_i = a_i \cdot (H_i - H_{i\min})^{Y1}, \quad (24)$$

тогда вместо выражения 4.2.25 получим уравнение:

$$W_p(t) = \sum_{i=1}^n a_i' \cdot (H(t) - H_{i\min})^{Y1}, \quad (25)$$

где a_i' – сборный коэффициент; $H_{i\min}$ – минимальный уровень воды, при котором наблюдался наименьший расход за период наблюдений (принят за «нуль отсчёта»). Для уточнения неравномерность распределения объёма воды по длине речной системы из-за ограниченного числа пунктов наблюдений за уровнями воды можно дополнительно ввести в уравнение тенденцию уровней воды $\Delta(H) = [H_i(t) - H_i(t-1)]$ в створах, где проводятся наблюдения:

$$W_p(t) = \sum_{i=1}^n [a_i' \cdot (H(t) - H_{i\min})^{Y1} + a_i'' \cdot (H_i(t) - H_i(t-1))], \quad (26)$$

Расход воды определяется через $W_p(t)$ в виде:

$$Q_w(t + \Delta t) = \sum_{i=1}^n f_i(\Delta t) \cdot [a_i' \cdot (H(t) - H_{i\min})^{Y1} + a_i'' \cdot (H_i(t) - H_i(t-1))], \quad (27)$$

где $f_i(\Delta t)$ – ордината кривой добегания объёма воды на i -ом участке русловой сети.

Связь между уровнем замыкающего створа и расходом воды выражается степенной функцией:

$$H(t) = \beta \cdot Q^{1/Y_2} + H_{\min}, \quad (28)$$

где Y_2 – показатель степени кривой расходов $Q = \frac{1}{\beta} \cdot (H(t) - H_{\min})^{Y_2}$.

С учётом (32–34), и обозначив сборные коэффициенты через c_i , получим основное уравнение комбинированной модели прогноза ежедневных уровней воды в следующем виде:

$$H(t + \Delta t) = \left[c_0 \sum_{j=1}^m \int_0^{\Delta t} q_j(t + \Delta t - \tau) \varphi_j(\tau) d\tau + \sum_{i=1}^n c_i (H_i(t) - H_{i\min})^{Y_1} + \sum_{i=1}^n c_{i+n} (H_i(t) - H_i(t-1))^{1/Y_2} \right] + H_{\min}, \quad (29)$$

где $H(t + \Delta t)$ – прогнозируемый уровень воды в замыкающем створе; c_i – сборные коэффициенты; j – номер района в бассейне; i – номер пункта наблюдений за уровнями воды; Y_1, Y_2 – показатели степени, учитывающие нелинейность зависимостей площади поперечного сечения и расхода воды от уровней воды; $H_{i\min}$ – минимальный уровень воды в i -том пункте наблюдений, принятый за условный нуль отсчёта; H_{\min} – то же в замыкающем створе; m и n – соответственно число районов в бассейне и количество пунктов наблюдений за уровнями воды в речной системе.

Для определения параметров модели Д. А. Бураковым была разработана программа для ПЭВМ, позволяющая по данным наблюдений оценить методами оптимизации неизвестные параметры, входящие в расчётные соотношения модели. Коэффициенты c_0, c_1, c_2, \dots в формуле (35) определяются методом линейной регрессии. Остальные неизвестные параметры оцениваются на основе оптимизации.

Таблица Д.2 – Рассчитанное методом ГВК среднесуточное суммарное испарение для метеорологических станций Омской области в мм за сутки [114, 115]

Станция/ период	Черлак	Омск	Тара	Усть-Ишим
21.03-24.04	0,46	0,54	0,43	0,46
25.04-31.07	1,50	2,33	2,36	2,28
01-15.08	1,27	1,80	1,87	1,80

Таблица Д.3 – Значения коэффициентов корреляции месячных сумм по метеорологическим станциям Омской области, для которых имеются ежемесячные суммы суммарного испарения, рассчитанные по суточным интервалам и измеренные почвенными испарителями ГГИ – 500 – 50 [114, 115]

Годы	Коэффициент корреляции по станциям	
	Тара	Омск
1993	0,833	0,845
1994	-	0,410
1995	0,994	-
1996	0,981	0,510
1997	0,999	0,491
1998	0,993	0,449
1999	0,750	0,692
2000	0,932	0,312
2001	0,829	0,635
2002	0,823	0,642

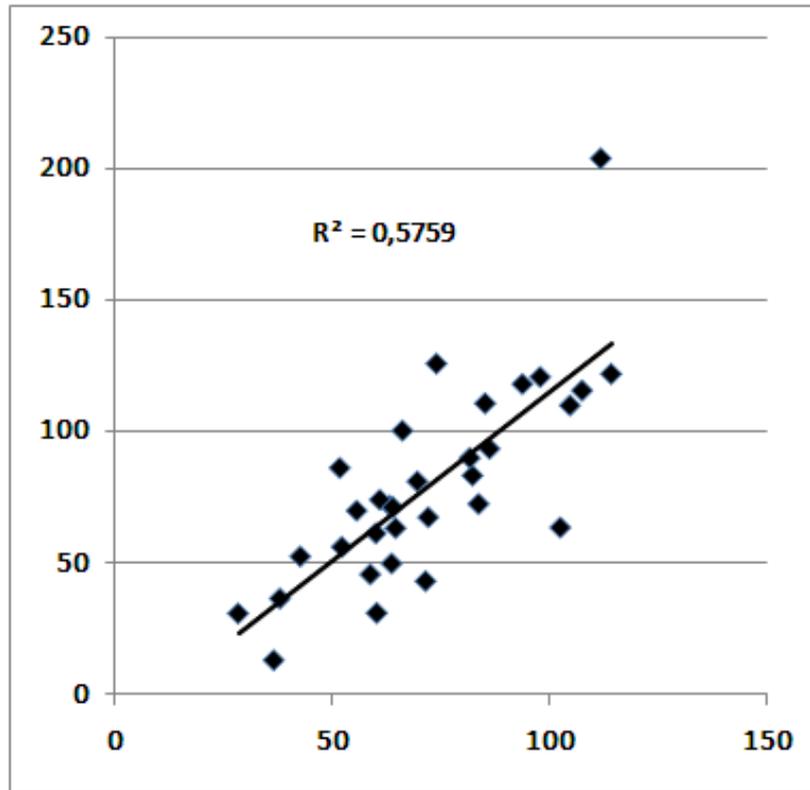


Рисунок Д.2 – График сравнения рассчитанных и измеренных ежемесячных сумм испарения в мм за период с 1993 по 2002 г. по станции Тара [114, 115]

Обозначения: R^2 – величина достоверности аппроксимации

Таблица Д.4 – Характеристики точности прогнозов ежедневных уровней воды (S – средняя квадратичная ошибка прогноза; σ_{Δ} – среднее квадратичное отклонение уровня воды за период заблаговременности прогноза; S/σ_{Δ} – критерий качества методики прогноза) [18]

Омск	$\Delta t = 1$	$\Delta t = 2$	$\Delta t = 3$	$\Delta t = 4$	$\Delta t = 5$	$\Delta t = 6$	$\Delta t = 7$
S/σ_{Δ}	0,51	0,46	0,43	0,42	0,46	0,51	0,54
S	6	10	12	16	20	24	28
σ_{Δ}	12	22	30	37	43	48	52
Тара	$\Delta t = 1$	$\Delta t = 2$	$\Delta t = 3$	$\Delta t = 4$	$\Delta t = 5$	$\Delta t = 6$	$\Delta t = 7$
S/σ_{Δ}	0,55	0,44	0,40	0,36	0,34	0,33	0,33
S	5	8	10	11	13	15	16
σ_{Δ}	9	17	20	41	38	44	50
Тевриз	$\Delta t = 1$	$\Delta t = 2$	$\Delta t = 3$	$\Delta t = 4$	$\Delta t = 5$	$\Delta t = 6$	$\Delta t = 7$
S/σ_{Δ}	0,80	0,65	0,54	0,47	0,43	0,40	0,39
S	16	17	19	20	22	23	25
σ_{Δ}	20	27	25	42	50	57	64
Усть-Ишим	$\Delta t = 1$	$\Delta t = 2$	$\Delta t = 3$	$\Delta t = 4$	$\Delta t = 5$	$\Delta t = 6$	$\Delta t = 7$
S/σ_{Δ}	0,71	0,52	0,41	0,35	0,31	0,29	0,28
S	11	13	13	15	16	18	19
σ_{Δ}	15	24	34	43	52	60	68
Ханты-Мансийск	$\Delta t = 1$	$\Delta t = 2$	$\Delta t = 3$	$\Delta t = 4$	$\Delta t = 5$	$\Delta t = 6$	$\Delta t = 7$
S/σ_{Δ}	0,63	0,60	0,57	0,51	0,49	0,47	0,45
S	6	10	13	15	17	19	21
σ_{Δ}	9	16	23	30	36	41	47
Нижевартовск	$\Delta t = 1$	$\Delta t = 2$	$\Delta t = 3$	$\Delta t = 4$	$\Delta t = 5$	$\Delta t = 6$	$\Delta t = 7$
S/σ_{Δ}	0,43	0,37	0,36	0,37	0,32	0,31	0,31
S	3	5	7	10	10	13	15
σ_{Δ}	7	14	21	28	34	41	48
Белогорье	$\Delta t = 1$	$\Delta t = 2$	$\Delta t = 3$	$\Delta t = 4$	$\Delta t = 5$	$\Delta t = 6$	$\Delta t = 7$
S/σ_{Δ}	0,62	0,54	0,50	0,49	0,48	0,46	0,46
S	6	10	13	16	19	21	23
σ_{Δ}	10	19	27	34	40	46	51