

Федеральное государственное автономное
образовательное учреждение высшего образования
«Пермский государственный национальный исследовательский университет»

На правах рукописи



Шайдулина Аделия Александровна

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
СНЕГОТАЯНИЯ НА ВОДОСБОРЕ КАМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА**

Специальность 1.6.16 – гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
доктор географических наук,
доцент В.Г. Калинин

Пермь 2023

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
ВВЕДЕНИЕ	3
1. ПРОЦЕСС СНЕГОТАЯНИЯ И МЕТОДЫ ЕГО РАСЧЕТА	12
1.1. Характеристика формирования и таяния снежного покрова.....	12
1.2. Факторы формирования весеннего снеготаяния.....	15
1.1.1. Метеорологические факторы.....	17
1.1.2. Факторы подстилающей поверхности.....	20
1.3. Методы расчета снеготаяния на водосборе в период весеннего половодья.....	25
2. РАЗРАБОТКА ГЕОИНФОРМАЦИОННОЙ МОДЕЛИ СНЕГОТАЯНИЯ И ЕЕ АДАПТАЦИЯ К ИССЛЕДУЕМЫМ ВОДОСБОРАМ	43
2.1. Природные условия исследуемой территории	43
2.2. Характеристика исходной информации	60
2.3. Расчеты снеготаяния с использованием метода температурных коэффициентов.....	64
2.4. Учет высоты места и экспозиции склонов при расчетах снеготаяния	80
3. ВЕРИФИКАЦИЯ И ВАЛИДАЦИЯ РАСЧЕТОВ СНЕГОТАЯНИЯ НА МОДЕЛЬНЫХ ВОДОСБОРАХ	97
3.1. Верификация результатов моделирования пространственного распределения снежного покрова на водосборе в период снеготаяния.....	97
3.2. Валидация геоинформационной модели весеннего снеготаяния за разные годы и для разных по размеру водосборов Камского водохранилища.....	102
4. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СНЕГОТАЯНИЯ	108
4.1. Оценка продолжительности процесса снеготаяния.....	108
4.2. Пространственно-временная динамика процесса снеготаяния на исследуемых водосборах.....	113
5. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССА СНЕГОТАЯНИЯ НА ВОДОСБОРЕ КАМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА	129
5.1. Оценка точности моделирования за период 2010–2020 гг.....	129
5.2. Расчет снеготаяния на примере аномального 2020 г.....	142
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	150
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК	153
ПРИЛОЖЕНИЕ	175

ВВЕДЕНИЕ

Расчеты снеготаяния на речных водосборах лежат в основе практически всех моделей формирования стока весеннего половодья. Методы расчета интенсивности снеготаяния для прогноза талого стока рек разрабатываются с середины XX века (Комаров, 1947, 1959; Кузьмин, 1947, 1961; Лебедева, 1959; Делеур, 1974; Шутов, 1993, Галахов, 2003; Коронкевич, Ясинский, Кашутина, 2007, 2020, 2022). Основными методами расчета снеготаяния являются метод водного баланса, заключающийся в расчете слоя воды, образовавшейся за период между снегосъемками и метод теплового баланса, в основе которого лежит расчет общего притока тепла на водосбор в период снеготаяния от солнечной радиации, теплообмена с атмосферой и подстилающей поверхностью и др. Поскольку расчет теплового баланса снежного покрова весьма требователен к исходным метеорологическим данным, в практике гидрологических расчетов и прогнозов широко применяются его модификации. К их числу относится метод температурных коэффициентов, основанный на предположении о линейной связи между количеством стаявшего снега и приземной температурой воздуха. Достоинством последнего является минимальная требовательность к исходным данным и возможность применения на разных водосборах независимо от их размера и положения.

Расчеты снеготаяния являются частью физически обоснованных моделей формирования речного стока: Е.А. Anderson (1976), Л.С. Кучмент, А.Н. Гельфан (2000, 2004, 2010). Применение в таких расчетах ГИС-технологий отражено в работах С.Г. Яковченко (2006), Д.А. Буракова и О.И. Ивановой (2010), С.В. Пьянкова и А.Н. Шихова (2014, 2018, 2019, 2021). Современные методы реализованы в виде технологий и программных комплексов: *ECOMAG* (Motovilov et al., 1999; Мотовилов, Гельфан, 2018); «Гидрограф» (Виноградов, 1988; Виноградов, Виноградова, 2010), *HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning model)*; *SRM (Snowmelt Runoff Model)*, *JULES* и

рассмотрены в работах Bergström et al. (1992), Yang J et al. (2006), J. Parajka (2010), Abudu S et al. (2012).

Однако все перечисленные модели и методы редко находят применение в работе региональных подразделений Росгидромета (в том числе в Пермском ЦГМС). Расчеты снеготаяния и притока воды в водохранилища выполняются с использованием методов, разработанных еще в середине XX в., которые с тех пор не совершенствовались. Поэтому достаточно **актуальным является** поиск новых методов и технологий, позволяющих повысить качество расчетов. Это особенно важно для территории Пермского края, где насчитывается более 29000 рек, имеющих преимущественно снеговое питание (доля талого стока составляет 55-70% от годового). На их берегах расположено множество населенных пунктов, десятки из которых регулярно подвергаются затоплению в период весеннего половодья. Кроме того, расчет интенсивности снеготаяния и притока талых вод имеет большое значение для специалистов ПАО «РусГидро» – «Камская ГЭС» при определении режима использования водных ресурсов в периоды предполоводной сработки и наполнения водохранилища.

Важнейшее направление совершенствования методов расчета снеготаяния основано на применении ГИС-технологий. В частности, ГИС-технологии позволяют более детально учитывать свойства подстилающей поверхности на водосборах, а также рассчитывать пространственно-временную динамику снежного покрова и запаса воды в нем с различным пространственным разрешением и шагом по времени.

Цель работы состоит в выявлении пространственно-временных закономерностей процесса снеготаяния на водосборе Камского водохранилища с использованием геоинформационного моделирования.

Объект исследования – процесс снеготаяния на речных водосборах.

Предмет исследования – пространственно-временные закономерности снеготаяния на водосборе Камского водохранилища.

Для реализации поставленной цели в работе решаются следующие **задачи**:

1. На основе метода температурных коэффициентов разработать геоинформационную модель снеготаяния, учитывающую пространственно распределенную метеорологическую информацию и особенности подстилающей поверхности водосбора.

2. Выполнить посуточный расчет значений слоя стаявшего снега и снегозапаса за период снеготаяния с оценкой погрешностей моделирования.

3. Разработать метод верификации результатов моделирования процесса снеготаяния по космическим снимкам.

4. Провести валидацию разработанной модели снеготаяния за разные годы и на разных по размеру водосборах рек.

5. Выявить пространственно-временные закономерности снеготаяния на исследуемых водосборах.

Информационной базой исследования послужили:

1. Картографические данные – электронные топографические карты Роскартографии масштабов 1:100000 и 1:200000, представленные в виде отдельных слоев точечных, линейных и полигональных объектов (водные объекты, леса, отметки характерных точек рельефа и урезов воды, горизонтали), а также тематические карты (метеостанции (МС) и гидрологические посты (г/п) с точной географической привязкой, границы водосборов, карты почвенно-растительного покрова). Для расчетов снеготаяния на весь водосбор Камского водохранилища использована информация о рельефе по глобальной модели *GEBCO_2022 Grid*.

2. Исходная метеорологическая информация – данные о максимальных снегозапасах (мм слоя воды) и датах их наступления на полевых и лесных снегомерных маршрутах, данные снегосьемок в период таяния, ежедневные значения температуры воздуха (°C) и осадков (мм) в период таяния снежного покрова. Для выполнения расчетов и верификации модели собраны материалы ежедневных наблюдений по 46 метеостанциям, метео- и гидрологическим постам за период весеннего снеготаяния 2002–2020 гг.

3. В работе использованы космические снимки исследуемой территории со спутника *Terra* полученные спектрорадиометром среднего разрешения *MODIS*, дешифрованные в программном пакете *ScanEx Image Processor* для периода весеннего снеготаяния 2002–2020 гг.

В ходе разработки модели проведено ее тестирование на примере речных водосборов, отличающихся по размерам, особенностям рельефа и относящихся к равнинной – г/п Коса-Коса ($A=6221 \text{ км}^2$, разрешение ЦМР 0,1 км), г/п Кама-Гайны ($A=27822 \text{ км}^2$, разрешение ЦМР 0,3 км), г/п Сылва-Подкаменное ($A=19543 \text{ км}^2$, разрешение ЦМР 0,25 км) и горной – г/п Вишера-Рябинино ($A=31083 \text{ км}^2$, разрешение ЦМР 0,3 км) частям водосбора Камского водохранилища. Валидация геоинформационной модели для всего водосбора Камского водохранилища ($A=168000 \text{ км}^2$, разрешение ЦМР 0,25 км) выполнена за период 2010–2020 гг.

Для решения поставленных задач в работе применялся ряд **методов**. Основой разработанной модели снеготаяния является метод температурных коэффициентов, разработанный В.Д. Комаровым (1947) и адаптированный Н.Д. Лебедевой (1959) для условий Камского бассейна. Данный метод был усовершенствован с применением ГИС-технологий. Также в работе использованы географо-гидрологический и аналитический методы, метод аналогий, статистические методы (при верификации и валидации результатов), геоинформационное моделирование и картографирование, дешифрирование спутниковых снимков.

Научная новизна проведенного исследования заключается в следующем:

1. Разработана и реализована средствами ГИС модель для посуточного расчета снеготаяния на основе метода температурных коэффициентов, учитывающая неравномерность пространственного распределения метеорологической информации и особенности подстилающей поверхности. В частности для учета влияния рельефа выявлены и введены в качестве параметров модели зависимости максимального снегозапаса от высоты и экспозиции склонов.

2. Предложен новый подход к использованию данных метеорологических наблюдений и снегомерных съемок в модели снеготаяния, и выполнена его программная реализация.

3. На основе спектральных индексов, рассчитанных по снимкам со спутника Terra (сенсор *MODIS*), выполнена верификация результатов расчетов пространственного распределения снежного покрова, и показано существенное преимущество индекса *NDFSI* в сравнении с традиционно используемым *NDSI* при проведении расчетов для залесенных водосборов.

4. Выявлены пространственно-временные закономерности снеготаяния на склонах разной экспозиции с учетом влияния широтной и высотной зональности для разных по размеру речных водосборов.

5. Выполнена оценка эффективности разработанной геоинформационной модели и проведена ее валидация на водосборе Камского водохранилища для выявления пространственно-временной динамики снеготаяния за годы с разными метеорологическими условиями, которая показала отсутствие систематического завышения или занижения расчетного снегозапаса.

Положения, выносимые на защиту:

1. Использование метода температурных коэффициентов, реализованного в ГИС, совместно с цифровыми моделями рельефа и тематическими картами, содержащими большой объем качественной и количественной информации о подстилающей поверхности, дает возможность предложить геоинформационную модель для посуточного расчета пространственно-временных изменений залегания снега на водосборе и запаса воды в нем.

2. При расчетах снеготаяния в речном бассейне необходим учет свойств подстилающей поверхности: высоты, уклона и экспозиции склонов, а также наличия древесной растительности в виде коэффициентов, критерием оценки которых является минимальная относительная погрешность моделирования снегозапаса и слоя стаявшего снега, полученная в результате сравнения расчетных и фактических данных.

3. Предложенный метод верификации результатов расчетов снеготаяния дает возможность выполнять качественную и количественную оценку результатов моделирования для разных по размеру водосборов на любую дату весеннего периода, на основе их сравнения со спутниковыми данными о площади снегового покрытия.

4. Выполненные ежесуточные расчеты стаявшего и оставшегося снежного покрова по разработанной модели позволили выявить пространственно-временные закономерности снеготаяния на водосборах бассейна Камского водохранилища.

5. Проведенная оценка эффективности геоинформационной модели для всего водосбора Камского водохранилища подтвердила, что разработанная модель обеспечивает достоверные результаты расчетов площади снегового покрытия и запаса воды в снеге за годы, существенно различающиеся по величине накопленного снегозапаса и метеорологическим условиям весеннего периода.

Теоретическая и практическая значимость работы. Методические разработки диссертации могут найти применение в работе научных и проектных организаций. Получен акт о внедрении результатов диссертационного исследования в работу отдела гидрологии Пермского ЦГМС. Результаты исследований будут востребованы: специалистами ПАО «РусГидро» – «Камская ГЭС» при прогнозах весеннего половодья и расчетах притока к створу Камской ГЭС; органами МЧС для оценки затопления и подтопления территорий.

Результаты диссертационного исследования используются при проведении занятий по курсам: «Гидрологические прогнозы», «Гидрофизика» в Пермском государственном национальном исследовательском университете.

Личный вклад автора состоит в постановке цели и задач исследования, сборе и обработке исходных материалов, выполнении расчетов и анализе их результатов.

Степень достоверности и апробация работы. Достоверность полученных результатов обеспечивается верификацией по спутниковым данным и данным снегомерных съемок, которая выполнена для бассейнов с разными физико-географическими условиями и использованием надежной исходной информации, полученной по методикам, принятым на сети наблюдений.

Основные положения работы докладывались и обсуждались на кафедре гидрологии и охраны водных ресурсов, расширенном заседании кафедр гидрологии и охраны водных ресурсов, картографии и геоинформатики, метеорологии и охраны атмосферы Пермского государственного национального исследовательского университета, а также совместном заседании лабораторий гидрологии, климатологии и отдела гляциологии ИГ РАН.

Результаты исследований докладывались и обсуждались на региональных, всероссийских и международных научных конференциях, съездах и семинарах, в том числе: **2019, 2021, 2023 г. Пермь:** Всероссийская научно-практическая конференция «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов»; **2020 г. Санкт-Петербург:** Международная научно-практическая конференция «Четвертые Виноградовские чтения. Гидрология от познания к мировоззрению»; **2021 г. Республика Беларусь, Минск:** Международная научно-практическая очно-заочная конференция «Развитие географических исследований в Беларуси в XX–XXI веках»; **2021, 2022 г. Пермь:** XV Всероссийская научно-исследовательская конференция студентов, аспирантов и молодых учёных «Географическое изучение территориальных систем»; **2021 г. Уфа:** XIV Фестиваль наук о Земле и туризма. Всероссийская научно-практическая конференция «Современные проблемы естественных наук» с международным участием; **2022 г. Пермь:** Международный научный форум «Наука и глобальные вызовы XXI века»; **2022 г. Нижний Новгород:** Всероссийская научная конференция «Проблемы экологии волжского бассейна (ВОЛГА-2022)».

Публикации. По теме диссертации имеется 13 публикаций, из них: в журналах из списка ВАК – 3 работы, в изданиях, индексируемых в *Scopus* – 4 статьи. Подготовлено к регистрации 2 РИД (база данных и модель снеготаяния).

Объем и структура диссертации. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения, списка использованной литературы и приложения. В работе 178 страниц, 47 рисунков и 17 таблиц. Библиографический список насчитывает 228 источников, из них 46 на иностранном языке.

В первой главе приведен обзор научной литературы по теме исследования, рассмотрены факторы формирования весеннего снеготаяния и методы его расчета.

Вторая глава посвящена геоинформационному моделированию процесса снеготаяния: рассмотрены природные условия исследуемой территории; дана характеристика исходных данных; приведена методика расчета снеготаяния с использованием метода температурных коэффициентов и ее уточнение с использованием ГИС-технологий. Особое внимание уделено вопросу учета высоты места и экспозиции склонов при расчетах снеготаяния. Выполнен сравнительный анализ фактических и модельных значений снегозапаса в точках снегомерных маршрутов с данными метеорологических станций.

В третьей главе представлены результаты верификации и валидации расчетов снеготаяния на модельных водосборах с фактическими данными пространственного распределения снежного покрова по материалам дешифрированных космических снимков. Предложен и обоснован методический подход для количественной оценки оставшегося снега на водосборе на любую дату периода снеготаяния. Выполнена оценка влияния наличия облачности на результаты валидации.

В четвертой главе рассматриваются пространственно-временные закономерности снеготаяния на речных водосборах. Определена интенсивность и длительность процессов снеготаяния, а также динамика схода снежного покрова со склонов разной экспозиции. Дана оценка влияния пространственно-временных закономерностей снеготаяния на поступление талого стока в речную сеть.

В пятой главе выполнены расчеты снеготаяния для всего водосбора Камского водохранилища за период 2010-2020 гг. Проведена оценка их достоверности путем сравнения рассчитанных значений оставшегося снегозапаса в местах наблюдений на метеостанциях, расположенных в разных частях водосбора, с их фактическими значениями. Выполнена оценка эффективности предложенной модели снеготаяния с использованием показателя Нэша-Сатклиффа (NSE) и величины S/σ . Подробно рассмотрен период весеннего снеготаяния в аномальный 2020 г., когда на ряде гидрологических постов были зафиксированы исторические максимумы весеннего половодья.

В заключении приведены основные результаты исследования.

1. ПРОЦЕСС СНЕГОТАЯНИЯ И МЕТОДЫ ЕГО РАСЧЕТА

1.1. Характеристика формирования и таяния снежного покрова

Снежный покров – это лежащий на поверхности земли слой снега, образованный в результате снегопадов. По внешнему виду и условиям образования различают свежавыпавший (новый), уплотненный (лежалый), старый (фирнизованный). Снеготаяние представляет из себя процесс превращения снега и льда, заключенного в снежном покрове, в воду (Чеботарев, 1978).

Снежный покров образуется при условии сохранения в течение некоторого достаточно продолжительного времени температуры приземных слоев воздуха ниже 0°C . Выделяют области с постоянным, временным и отсутствующим снежным покровом в течение года. Так, в приполярных районах и на вершинах высоких гор снег, выпадающий в холодный период, не успевает растаять за лето, и снежный покров держится постоянно. В тех местах, где температура нижних слоев воздуха постоянно превышает 0°C , снежный покров образоваться не может. К таким областям, лишенным снежного покрова, относятся приэкваториальный и тропические пояса Земли, за исключением высоких гор. Умеренные широты относятся к областям с временным снежным покровом, снег выпадает лишь в холодное время года и ежегодно стаивает летом, а продолжительность его залегания здесь зависит от климатических условий (Рихтер, 1945). Снежный покров подразделяют на временный и устойчивый (Наставление..., 1985). Продолжительность образования, залегания и стаивания первого составляет от нескольких часов до нескольких дней, а второй залегает на определенной территории непрерывно в течение 30 дней и более.

Поскольку снежный покров формируется в результате снегопадов, которые отдалены друг от друга некоторыми временными промежутками, то он характеризуется слоистой структурой. В течение времени непрерывно меняются

как высота, так и физико-механические свойства снега. Сухой снежный покров представляет собой двухфазную, а влажный – трехфазную систему, состоящую из кристаллов льда, воды и воздуха, содержащего водяной пар (Беховых и др., 2008). Снег можно рассматривать как природное минеральное образование, отличающееся от других минералов тем, что его существование протекает вблизи тройной точки воды. Поэтому процессы образования снега содержат неопределенность, а изменения происходят значительно быстрее, чем у других минералов. Под влиянием постоянно идущих в толще снежного покрова процессов режеляции, сублимации, возгонки, рекристаллизации, фирнизации происходит процесс перекристаллизации, и снег приобретает зернистую структуру (Узлов и др., 2014). Колебания температуры воздуха около 0°C приводят к таянию и смерзанию снега, что ускоряет фирнизацию и укрупнение снежных зерен. Таким образом, с наступлением периода снеготаяния снег успевает перекристаллизоваться по всей толще. Изменение высоты снежного покрова в течение холодного периода года зависит от многих факторов, основными из которых являются количество и продолжительность осадков, выпавших в зимний период, а также степень плотности снега. Плотность снега зависит от продолжительности и глубины залегания снежного покрова, поэтому имеет значительную неоднородность и является осредненной величиной. Согласно исследованиям В.Д. Комарова, средняя плотность снежного покрова в европейской части России в конце зимы на севере находится в пределах 220-280 кг/м³; в средней полосе – 240-320 кг/м³; на юге – 220-360 кг/м³, что объясняется перемежающимися оттепелями (Беховых и др., 2008). Плотность тающего снега имеет большое значение для прогноза весеннего половодья. Наличие влаги в снежном покрове существенно увеличивает его плотность. Наблюдения показывают, что в большинстве случаев она изменяется в начале таяния от 180 до 350 кг/м³, в разгар таяния – от 350 до 450 кг/м³, а в конце периода снеготаяния доходит до 600 кг/м³. Значительное влияние на плотность снега оказывает наличие растительного покрова: плотность снега в лесу меньше, чем

на открытой местности, что объясняется уменьшением скорости ветра и меньшей интенсивностью зимних оттепелей (Беховых и др., 2008).

Увеличение высоты снежного покрова зависит также от климатических особенностей территории. Так, в условиях морского мягкого климата, когда в холодный период наблюдаются частые оттепели, снежный покров часто нарастает неравномерно и скачкообразно. На территории Российской Федерации преобладает континентальный климат, степень континентальности которого заметно возрастает в направлении с запада на восток (в Западной Сибири с севера на юг) по мере ослабления влияния Атлантического океана ([URL: bigenc.ru/physics/text/5556638](http://bigenc.ru/physics/text/5556638)). Для него характерно увеличение снежного покрова с момента установления и до декабря-января. В середине зимнего периода осадки могут практически отсутствовать из-за влияния антициклонической деятельности. Основные осадки приносят циклоны, способствующие дальнейшему увеличению толщины снежного покрова. Его максимальные величины приурочены к концу февраля, началу марта. В марте, с увеличением поступления солнечной радиации высота снежного покрова начинает уменьшаться, происходит оседание и перекристаллизация снега, начинается период весеннего снеготаяния. Обычная скорость оседания в тающем снеге – около 1% за сутки (Козин, Кузнецова, 2015). Однако при уменьшении высоты снежного покрова снегозапас может сохраняться на прежнем уровне или увеличиваться.

Снегозапасом (запасом воды в снежном покрове) называется общее количество воды, в твердом и жидком виде, содержащееся в рассматриваемый момент времени в снежном покрове. Он равен произведению высоты снега на его плотность и выражается эквивалентным слоем воды (мм) либо удельной массой снега (г/см^2) (Чеботарев, 1978; Котляков, 1984). В зарубежной практике можно встретить также обозначение «водный эквивалент снега» (*SWE* – snow water equivalent) (Руководство..., 2014). Величина максимального снегозапаса используется в большинстве расчетов снеготаяния и определяет объем весеннего половодья. Интенсивность и продолжительность снеготаяния, в свою

очередь, зависят от температуры воздуха и выпадения жидких осадков (Нежиховский, 1988). На большей части территории страны снег исчезает в конце апреля, начале мае.

Вывод:

В распределении снега по территории также наблюдается значительная пространственная неоднородность. Она зависит от физико-географических условий, особенностей рельефа (высоты, экспозиции, крутизны и формы склонов), характера растительности, а также хозяйственной деятельности человека. При отсутствии ветра выпадающий снег покрывает земную поверхность ровным, примерно одинаковым по высоте слоем. В дальнейшем под действием ветра и метелевого переноса снежный покров перераспределяется по территории. Преграды и углубления на поверхности земли создают зоны длительного снижения скоростей ветра и соответственно участки преимущественной аккумуляции метелевого снега при его выпадении из снеговетрового потока (URL: gufo.me/dict/glaciology). Поэтому снег накапливается в оврагах и балках, а открытые для воздействия ветра участки могут быть лишены снежного покрова.

1.2. Факторы формирования весеннего снеготаяния

Территорию водосбора можно рассматривать как уникальный комплекс природных условий, которые формируют речной сток. Элементы этого комплекса принято называть факторами формирования речного стока. Для большей части территории России выделяют три основных однородных сезона, принципиально отличающихся по комплексу стокоформирующих факторов: сезон весеннего половодья, определяющийся *комплексом факторов снеготаяния*, сезон летне-осенних паводков (выпадение осадков и испарение), сезон зимней межени (истощение стока в зависимости от предзимнего увлажнения и зимней температуры воздуха) (Методические..., 2009).

Существует множество классификаций факторов формирования стока. В работе С.Н. Крицкого и М.Ф. Менкеля (1934) предложено выделять две генетически взаимосвязанные группы факторов – климат и ландшафт. Б.В. Поляков (1946) выделил основные (атмосферные осадки и испарение) и дополнительные (все остальные) факторы стока. А.В. Огиевский (1951) также придерживался разделения факторов на две группы: климатические (факторы суммарного стока) и факторы процессов стока. Похожая классификация предложена и Д.Л. Соколовским (1968): климатические факторы и местные (факторы подстилающей поверхности), включающие все факторы кроме климата. При рассмотрении режима речного стока А.И. Чеботарев (1975) разделил все физико-географические факторы на метеорологические, определяющие «режим вод суши», и факторы подстилающей поверхности, определяющие «процессы взаимодействия поверхностных и подземных вод». Детальная классификация факторов предложена А.М. Владимировым (1990). Он выделил стокообразующие факторы (осадки, подземные воды), косвенные (испарение, дефицит влажности, температура воздуха и почвы, озерность, заболоченность, лесистость, наличие ледников и наледей, рельеф, геолого-почвенные условия) и условные (площадь водосбора, глубина эрозионного вреза, уклоны, средняя высота водосбора). А.М. Комлев в своих исследованиях (2002) также выделял три группы природных факторов: климатические (определяют норму различных характеристик стока и тип водного режима реки); метеорологические (определяют многолетнюю изменчивость характеристик стока и водного режима); факторы речного бассейна (осуществляют естественное регулирование стока, могут обуславливать отклонения характеристик стока).

Таким образом, стокоформирующие факторы в период снеготаяния можно объединить в две группы:

- Метеорологические (климатические) – определяют сроки и интенсивность таяния снежного покрова, потери на испарение в период снеготаяния;

– факторы подстилающей поверхности – определяют пространственное распределение снежного покрова по водосбору, процессы стекания талых вод по склонам и в руслах рек, потери на инфильтрацию в период снеготаяния и аккумуляцию талых вод на поверхности бассейна.

В отдельную категорию можно выделить антропогенные факторы, оказывающие особенно сильное влияние на сток рек тех территорий, где окружающая среда постоянно активно преобразуется в ходе человеческой деятельности. Их принято делить на прямые (регулирование стока, строительство разного рода гидротехнических сооружений, деятельность в руслах рек и т.д.) и косвенные (активная вырубка лесов, распашка полей, осушение болот и др.).

Таким образом, к важнейшим факторам весеннего снеготаяния относятся метеорологические условия и физико-географические особенности водосбора (залесенность, высотное положение, экспозиция склонов, почвенно-растительный покров, гидрографическая сеть и др.), детальный учет которых дает возможность существенно увеличить точность оценки объема весеннего половодья в пределах речного бассейна.

1.2.1. Метеорологические факторы

К основным метеорологическим факторам весеннего снеготаяния относятся атмосферные осадки и температура воздуха. Также важное влияние на процессы стекания талых вод в речную сеть и величину половодья оказывает осеннее увлажнение почвенных горизонтов и испарение со снежного покрова.

Атмосферные осадки. В распределении твердых осадков по территории достаточно четко прослеживаются широтная зональность и высотная поясность. При расчетах процесса снеготаяния важное значение имеет пространственное распределение осадков, выпадающих на территорию водосбора по сезонам, а также их разделение на жидкие и твердые. В условиях холодного и умеренного климата в зимний период происходит накопление твердых атмосферных

осадков и формирование снегозапаса, который стаивает с наступлением тепла и формирует весеннее половодье. Большое влияние на величину снегозапаса оказывает продолжительность холодного периода. На Европейской территории России продолжительность залегания снежного покрова колеблется в широких пределах, составляя от 50 дней на юго-западе, и достигая 250 на северо-востоке. Устойчивый снежный покров образуется примерно через месяц после его появления, постепенно распространяясь с северо-востока на юго-запад. Средняя дата его образования на северо-востоке Европейской части России приходится на 20-30 октября, в центральных районах – на 30 ноября-10 декабря, а на юге это 20-30 декабря. Стаивание снега начинается в третьей декаде марта на юге и заканчивается во второй декаде мая на севере. Поэтому наибольшее число дней со снежным покровом наблюдается в северных и, особенно, в северо-восточных районах, достигая на северном Урале 250 дней ([URL: geographyofrussia.com/snezhnyj-pokrov-2/](http://geographyofrussia.com/snezhnyj-pokrov-2/)). Также на величину стаявшего снежного покрова в период снеготаяния оказывают влияние и процессы испарения.

Испарение. В Российской Федерации наблюдения за испарением со снега до 1963 г. носили эпизодический характер, а с 1963 г. стали проводиться по единой программе с применением стандартных приборов и методов наблюдений на выборочной сети гидрометеостанций, расположенных в различных природных зонах (Методы..., 1981). Информация об испарении со снега используется при проведении воднобалансовых исследований и расчетов, а также позволяет полнее представить структуру внутригодового испарения с поверхности некоторого речного бассейна или конкретной территории (Постников, 2016). Испарение уменьшает запасы воды в снеге в период весеннего таяния.

Широкую известность получили две карты испарения с поверхности снежного покрова, построенные по измеренным значениям: для Европейской территории бывшего СССР (Алпатов, Перченков, 1963); для всей территории

бывшего СССР (Кузнецов, 1964). При этом (Постников, 2016) первая из них дает завышенные, а вторая – заниженные значения испарения.

Расчеты испарения со снежного покрова для Европейской территории России (Постников, 2016) показали, что его значения составляют от 15 до 40 мм, а каждые 10 мм слоя испарения в среднем уменьшают высоту снега (при средней плотности $0,25 \text{ г/см}^3$) на 4 см.

Температура воздуха. Внутригодовой ход температуры воздуха определяется широтной и высотной зональностью, и обуславливает сроки наступления и окончания, а также продолжительность холодного и теплого периодов, а следовательно продолжительность и интенсивность процесса снеготаяния. Температурный режим в этот период во многом определяет форму гидрографа половодья и величину максимального стока (Комлев, 2002). Температура воздуха (дата устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C) является главным фактором, определяющим изменчивость сроков начала и окончания климатических сезонов, а также определяет глубину сезонного промерзания почвы. Промерзание почвогрунтов существенно сказывается на их фильтрационных способностях в период весеннего снеготаяния и условиях поступления талого стока в речную сеть. Осеннее увлажнение почвы, происходящее в сентябре-октябре предыдущего года, во многом обуславливает характер и величину стока весеннего половодья. Осенью могут сформироваться предпосылки для повышенного стока весеннего половодья при условии раннего стабильного перехода температуры воздуха через 0°C , большом количестве осадков и, как следствие, раннем промерзании почвогрунтов (до появления устойчивого снежного покрова), которое сочетается с многоснежной зимой. При этом атмосферные осадки, выпадающие в период снеготаяния, часто не являются существенным дополнением к общему стоку, а большее влияние на характер весеннего половодья может оказывать степень промерзания почвогрунтов которые, медленно оттаивая, долго сохраняют свои водоупорные свойства.

Как отмечает Н.П. Чеботарев (1962), метеорологические факторы оказывают косвенное влияние на формирование весеннего снеготаяния и объема половодья. От них зависит водонепроницаемость поверхностного слоя почвы, и, как следствие, размер потерь талой воды на просачивание в почвогрунты. Высокая влажность почвогрунтов в начале холодного периода ускоряет процесс их промерзания. В период снеготаяния значительная мощность промерзшего слоя способствует уменьшению инфильтрации, и тем большее количество талой воды уйдет на поверхностный сток.

Таким образом, ход температуры воздуха и атмосферных осадков в течение зимы определяют высоту снежного покрова, а также степень промерзания, оттаивания и увлажнения почвы. С устойчивым переходом среднесуточной температуры воздуха через 0°C к положительным значениям весной связаны начало снеготаяния и весеннего половодья. На величину и продолжительность этих процессов также влияет максимальный снегозапас к моменту начала таяния снега, величина и вид выпадающих атмосферных осадков в период снеготаяния, тип весны (солярный, адвективный), характеризующийся определенным режимом температуры воздуха, и облачность.

1.2.2. Факторы подстилающей поверхности

К природным факторам, характеризующим подстилающую поверхность речных бассейнов, относятся рельеф, лесистость, механический состав почв и состав горных пород, а также наличие на водосборе озер, заболоченность и др. (Комлев, 2002). Комплексное сочетание этих факторов определяет величину, накопление и распределение снежного покрова и процесс снеготаяния, что в свою очередь влияет на весеннее половодье.

Географическое положение определяет преобладающее направление движения воздушных масс, климатические особенности, расположение бассейна и его отдельных частей по отношению к характеру рельефа прилегающей

территории. Все эти особенности положения речного бассейна формируют степень и режим его увлажнения, характер накопления и разрушения снежного покрова. Значительное влияние на процесс весеннего снеготаяния и формирование половодья оказывает *размер* речного бассейна. Чем больше величина бассейна, тем больше проявляется его роль как регулятора стока. Как указывает А.М. Комлев (2002) увеличением размеров бассейна возрастает длина путей движения воды по русловой сети, увеличивается разнообразие скоростей движения и времени добегания воды через толщу почв и горных пород, возрастают глубина вреза речного русла и относительный объем подземного стока в общей его величине, возрастает, при прочих равных условиях, расход воды в реке. *Форма* водосбора оказывает влияние на время бассейнового добегания, в частности стекания талых вод в речную сеть по склонам (Комлев, 2002). При его увеличении возрастают потери на инфильтрацию и испарение в процессе снеготаяния.

Одним из самых важных факторов подстилающей поверхности, оказывающих влияние на процесс снеготаяния, являются особенности рельефа. Выделяют макро-, мезо- и микроформы. К макрорельефу относятся крупные формы, определяющие общий облик большого участка земной поверхности, такие как горные хребты, плоскогорья, равнины, низменности ([URL: dic.academic.ru/dic.nsf/mas/27063](http://dic.academic.ru/dic.nsf/mas/27063)). Они определяют процессы атмосферной циркуляции на территории, изменяя и влияя на ее характеристики. С атмосферной циркуляцией неразрывно связано понятие воздушных течений, играющих основную роль в переносе тепла и влаги. Так, горные системы перехватывают и перераспределяют атмосферные осадки, создавая препятствия для атмосферной циркуляции, и тем самым оказывают влияние на речной сток. Формы мезорельефа, такие как небольшие долины, балки, отроги хребтов оказывают локальное влияние на климатические особенности отдельных водосборов, режим осадков и температуры воздуха на их территории, а следовательно формирование, накопление и таяние снежного покрова. Формы микрорельефа определяют особенности микроклимата отдельных участков

речных водосборов, учет которых позволяет с большей точностью выполнять расчеты процесса снеготаяния, а следовательно, и формирования весеннего половодья.

Рельеф определяет контуры водораздельных линий, размеры и форму речного бассейна, его экспозицию и средний уклон. Как указывал М.И. Львович (1963), с возрастанием уклона склонов бассейна уменьшается количество расположенных на них замкнутых микропонижений, в которых аккумулируется, а затем и расходуется на инфильтрацию и испарение часть поступившей на поверхность бассейна воды в период снеготаяния. Расчлененность рельефа определяет глубину залегания и динамику подземных вод, крутизну склонов водосбора, влияет на ветровое перераспределение снежного покрова: снеготаяния в овражно-балочной сети к концу зимы превышают средние по бассейну в несколько раз. Рельеф (общая экспозиция склонов) определяет пространственное распределение освещенности, а следовательно, величину приходящего с солнечной радиацией количества тепла на склоны водосбора, что оказывает влияние на интенсивность и продолжительность снеготаяния.

Растительность, произрастающая на поверхности речных бассейнов, оказывает влияние на процессы накопления и таяния снежного покрова. Заросли кустарников и лесополосы зимой перехватывают снег, сдуваемый с полей, поэтому снеготаяние здесь более растянуто по времени (Комлев, 2002). Растительный покров определяет шероховатость поверхности склонов водосбора, что влияет на скорость движения талых вод и их поступлении в речную сеть.

Влияние *почв и горных пород* на процесс снеготаяния определяются через их водопроницаемую и водоудерживающую способности. Так, слабая водопроницаемость почвогрунтов увеличивает поверхностный сток в период снеготаяния, а высокая водоудерживающая способность увеличивает потери на испарение (Комлев, 2002).

Наличие на водосборе *озер и болот* определяет естественную зарегулированность стока. Особенно важно это влияние в период весеннего снеготаяния, когда часть талых вод аккумулируется в данных водных объектах, что сказывается на объеме весеннего половодья.

Таким образом, факторы подстилающей поверхности, а именно: рельеф, растительный покров, характер почвогрунтов, наравне с климатическими факторами оказывают значительное влияние на процесс снеготаяния, определяя аккумуляцию и перераспределение талой воды как внутри снежного покрова, так и на поверхности бассейна и в почвогрунтах. Это подтверждают многолетние наблюдения В.А. Шутова (1998) на экспериментальных водосборах Валдайского филиала ГГИ. Им сделаны следующие выводы:

- снегозапасы на полевых маршрутах зависят от высоты местности, причем была обнаружена линейная зависимость;
- снегозапасы в лесу превышают таковые в поле;
- в еловых древостоях накапливается существенно меньше снега, чем в поле, а в лиственничном лесу снегозапасы повышены.

Склоны водосбора также оказывают влияние на формирование стока талых вод: с увеличением длины склона величина поверхностного стока уменьшается. Максимальные модули стока и время их наступления, слои стока за половодье существенно различаются на склонах с различной экспозицией. Для супесчаных мерзлых почв эти характеристики на склонах северной экспозиции значительно выше, чем на склонах южной экспозиции. Данные различия вызваны повышенными снегозапасами и большим промерзанием почвы на северных склонах, а также следствием того, что таяние основной массы снега на северных склонах происходит позднее. На сток талых вод оказывают влияние и типы почвогрунтов. Наибольшие потери на инфильтрацию имеют место на песчаных почвах; на суглинистых почвогрунтах сток выше, чем на супесчаных. Для супесчаных и суглинистых почвогрунтов важными являются факторы увлажненность и промерзаемость. При высокой

увлажненности и большой глубине промерзания коэффициенты стока увеличиваются (Корзун, 1968).

Вышеперечисленные факторы подстилающей поверхности оказывают влияние на потери стока весеннего половодья в период снеготаяния. К таким потерям относят инфильтрацию, аккумуляцию вод и испарение с поверхности талых вод и снега. Инфильтрация зависит от структуры почвогрунтов, степени промерзания почвы и увлажнения почвы в осенний период. Потери на испарение обычно не превышают 10% запасов воды в снеге (Железняков и др., 1984). Аккумуляция талых вод на поверхности водосбора формирует бассейново-русловое регулирование в период снеготаяния. Д.Л. Соколовский (1968) различал следующие виды аккумуляции и регулирования талых вод: а) внутриснежная аккумуляция, б) аккумуляция на поверхности бассейна, в) аккумуляция в почвогрунтах, г) русловое регулирование в тальвежной и речной сети бассейна.

Особенности подстилающей поверхности определяют скорости стекания талых вод по склонам. Скорость движения талых вод под снегом в начале периода снеготаяния составляет $0,001 \div 0,005$ м/сек. После частичного стаивания снежного покрова и образования на склонах ручейков она увеличивается до $0,1 \div 0,2$ м/сек, а далее до $0,5$ м/сек (Соколовский, 1968).

Вывод:

Таким образом, факторы снеготаяния определяют условия формирования весеннего стока. А процесс снеготаяния влияет на объем и продолжительность половодья.

Метеорологические факторы определяют время начала и конца весеннего половодья, а также интенсивность снеготаяния, которая может быть рассчитана различными методами. Факторы подстилающей поверхности: орография, почвогрунты, растительность оказывают прямое влияние на аккумуляцию снега, интенсивность таяния, потери на просачивание, скорость стекания и время добегания талых вод как по склону, так и в речной системе.

1.3. Методы расчета снеготаяния на водосборе в период весеннего половодья

Методы расчета снеготаяния на водосборах рек. Все методы расчета снеготаяния базируются на метеорологических данных, которые могут быть получены как в результате измерений, так и с применением математических моделей. Последние позволяют выполнять не только расчеты, но и давать прогнозы и оценку возможного изменения стока рек во все фазы водного режима. В современных моделях формирования талого стока получили развитие и продолжают использоваться формулы, зависимости и предположения, впервые полученные еще в начале XX века. Так, работы Г.Ф. Абельса (1893) о физико-механических свойствах снежного покрова позволили получить зависимость теплопроводности снега от его плотности. Исследования А.И. Воейкова и С.И. Савинова (Беспалов, Плешкова, 2008), посвященные оценке влияния солнечной радиации на таяние снежного покрова, работы А.А. Шалабанова (1903), в которых рассматривались вопросы водопроницаемости и впитывания воды мерзлыми грунтами, предположения о линейной зависимости интенсивности снеготаяния от температуры воздуха (Finsterwalder, Schunk, 1887; Clyde, 1931) послужили основой для формулировки основных методов расчета снеготаяния, которые входят во многие модели формирования речного стока. К основным теоретическим методам расчета снеготаяния относятся:

1) метод водного баланса, заключающийся в расчёте слоя воды, образовавшейся за период между снегомерными съемками:

$$h_{\text{т}} = h_{\text{с},1} + x + z - h_{\text{с},2} \quad (1.1)$$

где $h_{\text{т}}$ – слой талой воды, образовавшейся между двумя снегомерными съемками (мм); $h_{\text{с},1}$ – запас воды в снежном покрове по данным первой снегомерной съемки (мм); $h_{\text{с},2}$ – то же по данным второй снегомерной съемки (мм); x – осадки, выпавшие в период между двумя снегомерными съемками (мм); z – испарение со снежного покрова с учетом конденсации за этот период (мм).

К недостаткам данного метода относятся его трудоёмкость и невозможность применения к малым промежуткам времени (Соколовский, 1968);

2) метод теплового баланса, в основе которого лежит расчёт общего притока тепла на водосбор в период снеготаяния за счёт солнечной радиации, теплообмена с атмосферой и почвой, процессов испарения и конденсации. Уравнение теплового баланса, предложенное П.П. Кузьминым (1961), имеет следующий вид:

$$W_B = \int_0^t (W_p - W_k - W_n - W_{\Pi} - W_H) dt \quad (1.2)$$

где W_B – фактический расход тепла на таяние снега («энергия снеготаяния»), W_p – радиационный баланс, W_k – турбулентный поток тепла, W_n – поток тепла на испарение снега, W_{Π} – теплообмен с почвой, W_H – поток тепла на нагревание снежной толщи. Штрихами обозначены производные по времени;

Существуют различные модификации метода теплового баланса, связанные с частым отсутствием необходимого набора исходных данных, и направленные на упрощение расчетов снеготаяния.

Метод Е.Г. Попова (1956), основанный на применении интегральных предикторов интенсивности снеготаяния (температура воздуха и скорость ветра), с учетом разделения на дневные и ночные часы (в последние таяние снега резко ослабевает или прекращается). Для расчета слоя стаявшего снега (h , мм) на открытой местности Е.Г. Поповым (1968) было предложено использовать формулы:

для дневной части суток

$$h_d = 6,2(1 - \beta)\theta_{\max} + 0,65v_d(t_d - 0,5) - 1,4\theta_{\min} \quad (1.3)$$

для ночной части суток

$$h_n = 0,65v_n(t_n - 0,5) - 1,4\theta_{\min}, \quad (1.4)$$

где v_d и v_n – средняя скорость ветра в м/сек соответственно за дневные и ночные часы суток; t_d и t_n – средние значения температуры воздуха; β – альbedo снежного покрова; θ_{\max} – разность между максимальной и средней суточной температурой воздуха, которая косвенно характеризует приток лучистой энергии; θ_{\min} – разность между средней суточной и минимальной температурой воздуха, характеризующая излучение. Данный метод расчета снеготаяния дает хорошие результаты в северных районах при пасмурной погоде, температуре воздуха выше 0°C и отсутствии прямой солнечной радиации. Однако плохо применим при расчётах снеготаяния на малых водосборах (Попов, 1968).

Метод температурных коэффициентов (Комаров, 1947), отражающих физико-географические условия речных бассейнов, основан на предположении о линейной связи между количеством стаявшей воды и приземной температурой воздуха. Слой снеготаяния может быть определен из следующего соотношения:

$$h_c = K_T (\Sigma T) \quad (1.5)$$

где h_c – слой воды, образовавшийся от таяния снега (мм); ΣT – сумма положительных температур воздуха за период снеготаяния ($^{\circ}\text{C}$); K_T – коэффициент пропорциональности (температурный коэффициент) составляет в среднем $5,0\text{-}5,2$ мм/ $^{\circ}\text{C}$ для открытых бассейнов и $1,7\text{-}2,3$ мм/ $^{\circ}\text{C}$ – для облесенных.

Данное соотношение справедливо для районов, лежащих к северу от 55° с.ш., и основано на предположении линейной связи между количеством талой воды и температурой воздуха. Согласно (Георгиевский, Третьякова, 2020), в большинстве моделей применяется именно этот метод, так как в нём используются материалы сетевых наблюдений. Величины температурных коэффициентов зависят от атмосферных и географических условий, времени года, типа растительности, физических свойств снега.

Методы расчета снеготаяния неоднократно уточнялись и дорабатывались многими исследователями с учетом зональных особенностей территории. В.Н. Паршин в исследованиях точности учета снеготаяния бассейна р. Дон в зависимости от густоты пунктов снегосъемок, площади бассейна и степени

расчлененности рельефа водосбора (1953) отмечает, что низкая в весеннего стока связана в первую очередь, с низкой точность исходных данных, в первую очередь, данных о максимальном снегозапасе. Фундаментальные исследования П.П. Кузьмина (1957, 1960, 1961) по изучению физических свойств снежного покрова и факторов его формирования в различных физико-географических условиях, а также предложенный им теплофизический метод расчета снеготаяния лежат в основе физически обоснованных моделей снежного покрова, созданных впоследствии отечественными, канадскими и американскими гидрологами (Мотовилов, Гельфан, 2018). Е.Г. Поповым (1963, 1968) в расчетах снеготаяния предложено использовать рассмотренную выше упрощенную методику, опирающуюся на данные стандартной наблюдательной сети (суточный ход температуры воздуха, точка росы и скорость ветра). Развитие метода температурных коэффициентов продолжено в работах В.Д. Комарова (1947, 1959), которым введены постоянные значения коэффициентов стаивания, зависящие только от температуры воздуха. При прогнозе продолжительности снеготаяния и даты схода снежного покрова с полей при исследовании водосбора р.Дон М.С Делеур, В.А. Румянцевым (1974) предложено использовать температурный коэффициент стаивания $4 \text{ мм}/(^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут})$. Его расчеты выполнены с учетом средневзвешенных запасов воды в снеге и ледяной корке к началу снеготаяния и количества дней с эффективным таянием снега (выше $5 \text{ мм}/\text{сут}$). Для долгосрочного прогноза объема весеннего притока с заблаговременностью от 5 до 25 суток Н.Д. Лебедевой (1967) предложена зависимость слоя стока от максимальных снегозапасов, осадков и удвоенной характеристики увлажненности бассейна. Слой стока рассчитывается по схеме с применением температурных коэффициентов, предложенной автором (Лебедева, 1959) для условий рек водосбора Камского водохранилища с учетом фактических данных о максимальном снегозапасе и температуре воздуха. Однако в данном методе расчета Н.Д. Лебедевой мало внимания уделяется условиям подстилающей поверхности. Так, коэффициенты лесистости учитываются в виде одной цифры для водосбора.

Учет зональных особенностей снеготаяния в поле и в лесу позволяет существенно уточнить расчеты половодья. В исследованиях В.И. Сапожникова (1956) талый сток рассчитывался с учетом ландшафтных характеристик водосбора для полевых и залесенных участков. Автор составил гидрографы притока талых вод в речную сеть с учетом потерь в поле и в лесу и добегаания воды по склонам и руслам рек. Большое внимание влиянию лесистости и почвенного состава на сток талых вод отводится в работах А.И. Субботина (1966). Так, им установлено, что рыхлые лесные почвы весной поглощают и удерживают гораздо больше талых вод, чем мерзлые почвы на открытых участках, поэтому сток в лесу бывает меньше, чем в поле. Исследования А.П. Жидикова и др. (1977) легли в основу комбинированной модели краткосрочного прогноза расходов воды в период весеннего половодья для Горьковского водохранилища с заблаговременностью 5 сут. Авторы предлагали вести расчет снеготаяния по метеоданным при заданных кривых распределения запасов воды в снежном покрове в поле и в лесу. В работах В.А. Шутова (1993, 1996, 1998, 1993; Шутов, Калюжный, 1997) приведены результаты исследований пространственного распределения снежного покрова на основе материалов наблюдений на экспериментальных водосборах Валдайского филиала ГГИ. В методе расчета снеготаяния, предложенном В.А. Шутовым, используются данные стандартных метеонаблюдений, суточный ход интенсивности водоотдачи описывается параметрически на основе классификации наблюденных гидрографов. В.А. Шутов разработал метод информационно-картографического анализа, который дает возможность моделировать наблюдаемую картину распределения снегозапасов по данным о рельефе и подстилающей поверхности. Он установил: 1) снегозапасы на полевых маршрутах существенно зависят от высоты местности (предложил линейную зависимость снегозапасов от высоты $H = f(z)$ метод построения карт снегозапасов с учетом этой зависимости); 2) снегозапасы в лесу превышают запасы воды в поле. Для интерполяции данных измерений и картирования снегозапасов и осадков в крупных речных бассейнах В.А. Шутовым (1998)

использован метод кригинга. В.П. Галахов (2003) исследовал процессы снегонакопления и таяния в зависимости от особенностей растительного покрова и абсолютной высоты места. Он установил, что при ровном и слабо расчлененном рельефе формирование и таяние снежного покрова происходит достаточно равномерно. Зависимости увеличения снеготаяния от высоты локальны, а на их количество влияет подробность снегомерных работ.

Широкое применение в расчетах снеготаяния нашли данные дистанционного зондирования земной поверхности. Началу применения спутниковых данных о пространственном распределении снежного покрова в задачах гидрологических прогнозов положили работы Г.П. Калинина (1974). Он предложил рассчитывать средний запас воды в снежном покрове и закономерности его таяния на основе данных наземных измерений снеготаяния с учетом дистанционных измерений доли площади бассейна, покрытой снегом. Также Г.П. Калинин (1977) исследовал возможность оценки снеготаяния и долгосрочных прогнозов весеннего половодья по данным естественного гамма-излучения на основе работ (Дмитриев и др., 1970; 1971). М.С. Делеур (1980) использовался комплекс наземной информации и данных космических снимков для расчета объема и продолжительности весеннего половодья на равнинной и горной местности. Для долгосрочного прогноза притока воды в водохранилища Енисейских ГЭС А.Д. Бураковым (Бураков, Иванова, 2010) разработана математическая модель формирования речного стока, в которой выполняется оценка снеготаяния по материалам космических снимков. Данные дистанционного зондирования позволяют выполнять оценку пространственной изменчивости снеготаяния в разных природных зонах. Ошибки таких оценок составляют 14-29% с максимальными значениями в лесостепной и степной зонах (Китаев, Титкова, 2020). Оценка максимального стока чрезвычайно важна при прогнозировании параметров катастрофических наводнений (Щеглов и др., 2023).

В настоящее время для расчетов снеготаяния и стока в период весеннего половодья применяют как модели прогноза погоды, так и гидрологические

модели, в которые данные моделей климата закладываются как исходная информация (Гельфан и др., 2022), наряду с данными ЦГМС.

Численные модели снежного покрова, относящиеся к первой группе, позволяют получить характеристики водного эквивалента снега, альbedo поверхности, площади снежного покрова с высоким пространственным и временным разрешением, с привлечением данных спутникового зондирования Земли (Турков, Сократов, 2016). При этом в большинстве современных моделей климата используются упрощённые схемы расчёта характеристик снежного покрова; набор исследуемых процессов и подробность их описания диктуются поставленными задачами (Володина и др., 2000; Гусев, Насонова, 2010; Гельфан, Морейдо, 2014; Гусев и др., 2015; Essery, 1997; Shmakin, 1998; Slater et al., 2001, Brun et al., 2013). Подробный обзор и сравнение моделей снежного покрова (как автономных, так и интегрированных в модели климата) приведены в работе (Armstrong, Brun, 2008). Проведение Международного эксперимента по сравнению моделей снежного покрова *SnowMIP* (Essery, 1997; Rutter, Essery et al., 2009) показало, что при наличии входных метеоданных высокого качества многие современные модели снежного покрова способны удовлетворительно воспроизвести характеристики снега (прежде всего его толщину и водный эквивалент) в разных природных зонах (Турков, Сократов, 2016). Популярность в мире набирает прогнозирование гидрометеорологических характеристик с использованием нейронных сетей (Сумачев, Баньщикова, 2019).

В Российской Федерации широкое распространение получила модель *SnoWE*, разработанная и внедренная в практику расчетов Гидрометцентра России. При совместном использовании с численной моделью атмосферы *COSMO-ru* она позволяет получать оперативную информацию о влагозапасах в снежном покрове путем оценки метеорологических условий на метеостанциях (Казакова, 2015). Однако модель *SnoWE* имеет ряд недостатков, к которым относятся неучет изменения запаса воды в снеге (*SWE*), обусловленного рельефом, поскольку модель не предназначена для расчета характеристик снежного покрова в горной местности. Модель позволяет рассчитать

характеристики снежного покрова в конкретной точке, но при этом интерполяция полученных значений может быть некорректной. В качестве входных данных в *SnoWE* используются сведения о фактической высоте снежного покрова, что обуславливает точность расчетов. Однако (Шихов, 2021) в текущей версии модели *SnoWE* не учитывается в явном виде влияние лесной растительности на процесс формирования и таяния снежного покрова, в частности замедление процесса снеготаяния в лесу в сравнении с открытой местностью, а также перехват осадков древесной растительностью с последующим испарением. И хотя работы по устранению этих недостатков ведутся, они требуют дополнительного тестирования и проверки результатов.

Моделирование снежного покрова часто является составляющим блоком при моделировании процессов тепло- и влагообмена суши с атмосферой. Так, одномерная модель, разработанная в Институте водных проблем РАН позволяет описывать аккумуляцию снега и его таяние в результате избытка тепла на поверхности, изменения альбедо и параметра аэродинамической шероховатости при наличии снега (Кучмент и др., 1986).

За рубежом также активно применяют численное моделирование снежного покрова. При анализе снежного покрова в Канаде, как официальный источник данных, используется модель *Crocus*, которая внедрена в практику прогнозов характеристик снежного покрова для территории Северной Америки (Canadian Environmental Sustainability Indicators, 2020; Winkler, Spittlehouse et al., 2005).

Моделирование величины водного эквивалента снежного покрова, высоты снега и его плотности на основе данных о суточных значениях температуры воздуха и осадков, и создание ежедневных карт распределения снежного покрова позволяет выполнять модель *seNorge*. Она имеет пространственное разрешение $1,0 \times 1,0$ км, и с 2004 г. используется в Норвегии (Чурюлин, Копейкин, 2018).

Отдельно оценивается чувствительность моделей снежного покрова к разным условиям подстилающей поверхности. Наибольшую сложность представляет моделирование снежного покрова на залесенных территориях, а

также для неустойчивого температурного режима (Schellander, Hell, 2018; Rutter et al., 2009).

Методы верификации расчетов снеготаяния. Дистанционное зондирование Земли (космические снимки, радарные и лидарные наблюдения, аэрофотосъемка) позволяет получать информацию о пространственном распределении снежного покрова, которая в дальнейшем часто используется для верификации моделей снеготаяния и определения площади, занятой снегом (Brun et al., 2013; Ермакова, 2015; Estilow, Young, and Robinson, 2015; Пьянков, Шихов, 2017; Титкова, Виноградова, 2017; Чурюлин, Копейкин, 2018; Евсенкин, Ильинский, 2020).

Все большее распространение получают работы, в которых источником метеоданных для получения информации о распределении снежного покрова по территории является реанализ. Помимо сведений о снежном покрове, он позволяет получать данные о характеристиках атмосферы. Как указывают (Турков, Сократов, 2016), преимуществами реанализа являются полнота и однородность предоставляемых данных (включая солнечную и длинноволновую радиацию) в глобальном охвате, включая области с недостаточной регулярной сетью метеостанций. Последним версиям свойственно высокое пространственное (до $0,75^\circ$ по широте и долготе) и временное (до шести часов) разрешение. При этом полученные данные также содержат определённые ошибки, а их качество требует специальной оценки. Так, в работах (Рубинштейн и др., 2005; Хан и др., 2007; Brown, Derksen, 2013; Brun, Peings, 2013; Khan et al., 2008) проведено сравнение характеристик снежного покрова, полученных с применением различных видов реанализа.

Применение реанализа *ERA5-Land* для оценки межгодовой изменчивости снежного покрова для Пермского края показало, что в целом исследуемые характеристики воспроизводятся адекватно. Однако для большей части метеорологических станций Пермского края установлено, что реанализ завышает значения высоты снежного покрова по отношению к наблюдениям, а для некоторых (Оса и Ножовка) – систематически занижает. Исследование

сезонной изменчивости показывает смещение в сторону более раннего наступления максимумов высоты снежного покрова в реанализе *ERA5-Land* по отношению к фактическим значениям (Крючков, Калинин, 2021).

Таким образом, при восстановлении данных о высоте снега и *SWE* наблюдаются существенные расхождения с наземными данными (Носенко, 2006). Поэтому, несмотря на широкое развитие современных методов оценки характеристик снежного покрова, актуальным остается получение данных о высоте и плотности снега с метеорологических и гидрологических станций и постов, что позволяет избежать дополнительных ошибок при моделировании снеготаяния.

Ежедневные наблюдения за высотой снега производятся на метеорологических станциях и постах. Также наблюдения за снежным покровом осуществляются во время снегомерных съемок по полевым и лесным маршрутам. Порядок их назначения описан в рекомендациях: «Наставление...» (1985) и «Руководство...» (2014). При проведении снегомерных съемок определяется высота снежного покрова, плотность снега, толщина ледяной корки и слоя снега.

Анализ данных маршрутных снегомерных съемок, выполненный Н.И. Осокиным и А.В. Сосновским (2014) для территории России показал, что максимальная толщина снежного покрова в 2001–2010 гг. по сравнению с 1966–2000 гг. увеличилась на 40% на севере Тюменской области и в ряде районов юга Европейской территории и Западной Сибири. На севере Якутии, в районах восточнее р. Лены, а также в центральных районах Западной Сибири максимальная толщина снега снизилась почти на 15%. Для Европейской равнины выявлен положительный тренд толщины снежного покрова за 1986–1995 гг., который составил 0,4 см/год для (Кренке, 2000). Было определено, что тенденция увеличения снеготолщин на Восточно-Европейской равнине связана с увеличением снеготолщин в январе (Китаев, 2008). В Прикамье до 2000 г. наблюдался рост средней высоты снежного покрова. В период с 2000–2020 гг. зафиксировано некоторое уменьшение этой характеристики по сравнению с

предыдущим периодом. При этом на протяжении 1970–2020 гг. ни в одном из 25 пунктов наблюдений не зафиксировано ни постоянного роста, ни падения высоты снежного покрова (Крючков, 2021).

Реализация расчетов снеготаяния в моделях формирования речного стока. Детальный обзор гидрологических моделей проведен Ю.Г. Мотовиловым и А.Н. Гельфаном (2018). Они разделяют модели на классы в зависимости от учета и соотношения в структуре и параметрах того или иного вида информации: детерминистические, стохастические и динамико-стохастические модели, эмпирические («черный ящик»), концептуальные и физико-математические модели, модели с сосредоточенными, полураспределенными и распределенными параметрами, точечные, региональные и глобальные модели (Кучмент и др., 1983). Наибольшее распространение получили детерминированные модели, которые разделяют на концептуальные и физико-математические, и эмпирические – «черный ящик».

Концептуальные модели. Создание первых численных («концептуальных» – термин, предложенный Л.С. Кучментом в 1971 г. (1971)) и ставший общепринятым (Grayson, Blöschl, 2000; Todini, 2007) моделей формирования речного стока происходило в 1950-1960 гг. XX века, тогда же велась разработка первых физико-математических моделей гидрологических процессов. Концептуальные модели учитывают теоретические представления о совокупности и взаимосвязи процессов гидрологического цикла в речном бассейне. Для математического описания отдельных процессов используются эмпирические или полуэмпирические соотношения, параметры которых подбираются по имеющимся наблюдениям методами оптимизации. Речной водосбор представляется в концептуальных моделях в виде однородной поверхности с постоянными по площади параметрами (модель с сосредоточенными параметрами) или в виде набора крупных территорий, например, бассейнов притоков основной реки, которые также представляются однородными (модель с полураспределенными параметрами) (Мотовилов, Гельфан, 2018).

Первая концептуальная модель формирования речного стока с сосредоточенными параметрами (Стенфордская модель – *HSPF*) создана в 1962 г. Р. Линсли, Н. Кроуфордом (1962). В ней в параметрической форме описываются процессы перехвата осадков растительным покровом, суммарное испарение, инфильтрация воды в почву и изменение влагосодержания ее верхнего слоя, поверхностный, подповерхностный и грунтовый сток, стекание воды в русле с учетом влияния водохранилищ. Позднее появилось большое число концептуальных моделей схожей структуры (*ESMA*-модели, *Explicit Soil Moisture Accounting* (O’Connell, 1991): *SSARR*, *TANK*, *HEC-1* и мн. др. (Мотовилов, Гельфан, 2018). Они показали свою достаточную успешность в задачах гидрологического прогнозирования. Дальнейшее развитие концептуальных моделей происходило с учетом пространственного распределения гидрологических процессов при помощи описания априорных представлений о распределении вероятности или моментах распределения параметров модели и/или входных величин. Это модель В.И. Корня и Л.С. Кучмента (1971), учитывающая в параметрической форме пространственное распределение характеристик водосбора. Созданные в 1970–1980 гг., до сих пор широко используются модели *Xnanjiang*, *PDM*, *TOPMODEL*. Последняя получила широкое распространение в 1990-х гг. с появлением цифровых моделей рельефа, поскольку в ней используется топографический индекс, зависящий от особенностей орографии водосбора. Однако, как показали исследования (Franchini, Helmlinger, Foufoula-Georgiou, Todini, 1996) ее применение достаточно ограничено (Мотовилов, Гельфан, 2018).

В скандинавских странах широкое распространение получила модель *HBV*, и сейчас широко применяемая для решения исследовательских и инженерных задач во всем мире. В ней процессы накопления и таяния снега, поступления дождевых и талых вод на поверхность бассейна, инфильтрации и пополнения подземных емкостей описываются с помощью распределенных по пространству подмоделей, а бассейновая трансформация стока – подмоделью с сосредоточенными параметрами (Мотовилов, Гельфан, 2018). Схожий по

исходной концепции подход был применен в первой отечественной полураспределенной модели – модели Гидрометцентра СССР (Бельчиков, Корень, 1979; Корень, 1991), но для описания основных процессов формирования речного стока в этой модели применены уравнения с физически обоснованными параметрами, что отличает ее от большинства чисто концептуальных моделей того времени. Широкую известность получила разработанная в 1975 г. (Martinez, 1975) модель *SRM (Snowmelt Runoff Model)*, которая представляет собой достаточно простую модель с температурными коэффициентами, и использует данные дистанционного зондирования в виде площади водосбора, занятой снежным покровом. Модель была успешно протестирована на более чем 60 бассейнах по всему миру в режимах моделирования и прогнозирования. Переменные модели получены из фактических наблюдений за температурой, осадками и заснеженной площадью. В середине 1980-х годов Ю.Б. Виноградовым создана модель «Гидрограф» (Виноградов, 1988; Виноградов, Виноградова, 2010), которая является одной наиболее физически обоснованных гидрологических моделей с полураспределенными параметрами из известных российских моделей этого класса и получила широкое применение в гидрологических исследованиях. Важную роль для оценки эффективности инженерных решений по предотвращению затопления территорий населенных пунктов играет компьютерное моделирование гидродинамических процессов (Зиновьев и др., 2018), которые ведутся и на территории Пермского края (Rusakov et al., 2023).

Авторы отмечают (Мотовилов, Гельфан, 2018), что появление концептуальных моделей, описывающих весь гидрологический цикл, стало важнейшим этапом развития математического моделирования в гидрологии речных бассейнов. Сейчас на основе некоторых из этих моделей созданы современные программные продукты, которые используются для решения инженерных задач (*USGS Precipitation Runoff Modelling System (PMRS)*, *Imperial College Rainfall – Runoff Modelling Toolbox*, *FLEX* (Мотовилов, Гельфан, 2018).

Физико-математические гидрологические модели опираются на современные представления о гидрологических процессах, базовые уравнения массо- и энергопереноса в различных средах, достижения математической физики и вычислительной математики. Значения большинства параметров физико-математических моделей могут быть либо заданы из физических соображений, либо найдены с помощью эмпирически установленных зависимостей от измеряемых характеристик рельефа, почв, растительности и других. Из-за сложности установления зависимостей иногда часть параметров подбирается (например, методами оптимизации) по имеющимся измерениям за гидрологическими переменными (Мотовилов, Гельфан, 2018).

Появление физико-математических моделей гидрологических процессов относят к 1960-м гг. Развитие получили физико-математические модели неустановившегося движения воды в речных руслах, основанные на решении системы одномерных уравнений Сен-Венана (Калинин, Кучмент, 1963; Васильев и др., 1963; Воеводин и др., 1965; Корень, Кучмент, 1967; Картвелишвили, 1968; Грушевский, 1969), работы по определению морфометрических характеристик русла путем решения обратных задач для этих уравнений (Корень, Кучмент, 1971), а также модели поверхностного склонового стока, основанные на решении уравнения кинематической волны (Мотовилов, Гельфан, 2018). Первые исследования по созданию физически обоснованной модели формирования дождевого стока в горах и распространения селевого потока выполнены Ю.Б. Виноградовым (1967). При разработке большинства этих моделей авторы учитывали ограничения численных схем, быстродействие существующих компьютеров, поэтому часто использовали упрощения и допущения в расчетах. Большое количество работ посвящено физико-математическому описанию отдельных процессов гидрологического цикла речного бассейна (Мотовилов, Гельфан, 2018). В этот период формировались основные положения физико-математического моделирования гидрологических процессов в области изучения процессов формирования талого стока. При разработке этих блоков учитывались

результаты, накопленные в течение предыдущих лет. Первые детальные физико-математические модели созданы для описания процессов тепло- и влагопереноса в снежном покрове во время его формирования и снеготаяния (Anderson, 1976; Morris, 1983; Motovilov, 1986), в мерзлой почве при инфильтрации в нее талой воды (Мотовилов, 1977; Зарецкий, Лавров, 1986), а также процессов промерзания и оттаивания почвы с учетом миграции влаги к фронту промерзания (Жмаева, Кучмент, 1979; Гельфан, 1989) и др. Как указывают (Мотовилов, Гельфан, 2018) научное содержание этих моделей, объем накопленных в их структуре и параметрах физических представлений и экспериментальной информации делают их и сейчас основой теоретических знаний о гидрологических процессах в речных бассейнах с преимущественно снеговым питанием.

На основе накопленных знаний созданы физико-математические модели основных процессов формирования речного стока с распределенными параметрами и их распространенные коммерческие версии – датская *MIKE-SHE*, английская *SHETRAN*, американская *HEC-RAS* (Hydrologic Engineering Center River Analysis System) и др. (Мотовилов, Гельфан, 2018). В России это первая отечественная физико-математическая модель взаимодействия поверхности суши с атмосферой *SWAP* (Gusev, Nasonova, 2002; Гусев, Насонова, 2010) (в англоязычной литературе *LSM – Land Surface Models*), применяемая для описания формирования речного стока на водосборах разных размеров, расположенных в разных климатических условиях, а также Система моделей Института водных проблем РАН (Kuchment, Demidov, Motovilov, 1986). На базе идей, реализованных в структуре этой системы была создана физико-математическая модель с полураспределенными параметрами *ECOMAG* (*ECOLOGICAL Model for Applied Geophysics*), разработанная Ю.Г. Мотовиловым, (Motovilov, Gottschalk, Engeland and Rodhe, 1999; Мотовилов, Гельфан, 2018), открывшая перспективу применения физико-математических моделей для крупнейших речных бассейнов как в России, так и за рубежом (Krylenko, 2014; Gelfan, 2015; Gelfan, 2017; Борщ, 2017; Motovilov, 2019; Григорьев, 2020).

Комплекс *ECOMAG* включает в себя математическую модель формирования речного стока, географическую информационную систему, базы данных с информацией о характеристиках территории и управляющую оболочку (Сазонов, 2021). *ECOMAG* описывает все основные процессы формирования стока на территории водосбора: поступление воды на поверхность, поверхностное задержание, испарение и транспирацию, инфильтрацию в грунты, промерзание и оттаивание почв, их водный режим, динамику накопления снежного покрова и его таяние, формирование склонового грунтового и подземного стока, а также закономерности стекания воды по речной сети. Исходными данными являются среднесуточные значения температуры воздуха, дефицита влажности воздуха и суммы осадков, а основой для схематизации бассейна – цифровая модель рельефа *GLOBE* с пространственным разрешением 1 км или 90 м, а также тематические почвенная и ландшафтная карты масштаба 1:2 500 000. Принцип работы и исходная информация детально описаны в (Мотовилов, Гельфан, 2018). Авторы указывают, что имеющиеся информационные ресурсы, привлекаемые для проведения расчетов по модели *ECOMAG*, по объему и пространственному покрытию территории России достаточны для проведения расчетов для любых крупных речных бассейнов РФ.

Эмпирические модели («черный ящик»). При всей универсальности разработанных как в России, так и за рубежом концептуальных и физико-математических гидрологических моделей и входящих в них блоков по расчету процесса снеготаяния для средних и небольших по размеру водосборов хорошие результаты показывают эмпирические модели. Они позволяют учитывать региональную неоднородность в накоплении и таянии снежного покрова, используя при расчетах метеорологическую информацию и особенности постилающей поверхности. С одной стороны, это делает модель более субъективной и ориентированной на локальные физико-географические условия исследуемой территории. А с другой – это в разы увеличивает точность

расчетов по ней, при условии правильного подбора и детального учета всей имеющейся метеорологической и картографической информации.

Одним из примеров такого подхода может служить работа А.Н. Шихова и др. (2021), где выполнено сравнение расчета *SWE* для Пермского края по модели *SnoWE* и альтернативной эмпирической методике на основе краткосрочных прогнозов осадков по мезомасштабной модели атмосферы *WRF* и общедоступных данных глобальных моделей численного прогноза погоды *GFS* (США), *GEM* (Канада), *ICON* (Германия) и *SL-AV* (Россия) совместно с данными метеостанций для зимнего периода 2018/2019 и 2019/2020 гг. Результаты расчета *SWE* по моделям существенно различаются. Так, по модели *SnoWE* более достоверно воспроизводится *SWE* в равнинной части бассейна р. Камы, в том числе в период снеготаяния, в отличие от северной части бассейна и на востоке, где *SWE* существенно занижается. Эмпирическая методика, основанная на использовании данных моделей *ICON* и *GFS*, дает более неоднородную и реалистичную оценку распределения *SWE* по площади бассейна, в том числе по его северной части. В целом, полученные оценки точности расчетов сами авторы считают удовлетворительными.

Еще одним примером применения региональных эмпирических зависимостей для расчетов снеготаяния служит геоинформационная модель на основе метода температурных коэффициентов, предложенная В.Г. Калинин и др. (2019), в комплексе учитывающая пространственно распределенную метеорологическую информацию и особенности подстилающей поверхности водосбора. В настоящей работе она является основной и подробно рассмотрена в главе 2. Сравнение данной модели с другими моделями, применяемыми при расчетах снеготаяния, представлено в ПРИЛОЖЕНИИ. Анализ прил. показал, что существующее разнообразие подходов позволяет проводить моделирование снеготаяния в соответствии с имеющимися данными, при этом для увеличения точности расчетов сами модели постоянно совершенствуются. Применение метеорологической информации для расчета снеготаяния, полученной на основе численных моделей прогноза погоды и данных реанализа, становится

перспективным направлением, но в настоящий момент их точность является удовлетворительной, особенно для горных и предгорных территорий (Эмпирическая методика С.В. Пьянкова и А.Н. Шихова, 2019, модель *COSMO-Ru*). Применение информации с метеорологических станций и постов в качестве входных данных при исследовании процесса снеготаяния позволяет избежать дополнительных ошибок в расчетах. Большинство климатических и гидрологических моделей по расчету стока, в том числе весеннего половодья, имеют в своей структуре блок, посвященный оценке снеготаяния (*ECOMAG*). Часто, из-за глобальности модели и решаемых с ее помощью задач, пространственное распределение процесса снеготаяния может быть учтено в недостаточной степени, что особенно важно на малых и средних водосборах.

Вывод:

В большинстве моделей, применяемых для расчетов снеготаяния, используется метод температурных коэффициентов, главным достоинством которого является минимальный набор необходимой исходной информации – температура воздуха и величина атмосферных осадков. Разработка модели пространственного распределения снежного покрова на основе использования температурных коэффициентов в соответствии с лесистостью, высотой местности и орографией бассейна (Калинин и др., 2019, 2022) дает возможность учитывать региональные особенности исследуемой территории и усовершенствовать расчёты снеготаяния, и, как следствие, формирования и прохождения весеннего половодья.

2. РАЗРАБОТКА ГЕОИНФОРМАЦИОННОЙ МОДЕЛИ СНЕГОТАЯНИЯ И ЕЕ АДАПТАЦИЯ К ИССЛЕДУЕМЫМ ВОДОСБОРАМ

2.1. Природные условия исследуемой территории

Физико-географическая характеристика. Водосбор Камского водохранилища располагается на западном склоне Уральских гор, и занимает обширную площадь (168000 км²) северо-востока Европейской части России, охватывая бассейны Верхней и Средней Камы. Протяженность водосбора с севера на юг составляет 640 км (от 61°57'с.ш. до 56°05'с.ш.), а с запада на восток – 530 км (от 51°35'в.д. до 60°27'в.д.) (Калинин, 2014). Акватория Камского водохранилища находится в пределах Пермского края, а водосбор расположен на территории Пермского края, Кировской, Свердловской и Челябинской областей, Удмуртской республики и республики Коми (Правила использования...2016).

Рельеф. Территория водосбора Камского водохранилища представляет собой всхолмленную равнину, плавно повышающуюся с запада на восток, где характерной особенностью рельефа являются западные хребты Урала (рис. 2.1). Долина р. Камы делит ее на 2 части, различающиеся своими геолого-геоморфологическими условиями: правобережную, расположенную на Русской равнине, и левобережную – в предгорьях и на западном склоне Уральских гор. Горная часть занимает порядка 30% общей площади, с наибольшими высотами 1000-1500 м БС, а равнинная – около 70% территории водосбора с наибольшими высотами 300-340 м БС (Гвоздецкий, 1968). Водораздельная линия на севере проходит по Северным Увалам, на востоке по Уральскому хребту, на западе по Верхнекамской и Оханской возвышенностям, а на юге по границе между бассейнами рек Камы и Белой (Ресурсы..., 1973).

На пути движения циклонов идущих с запада, юго-запада и северо-запада Европейской территории России располагаются Уральские горы, которые обуславливают выпадение атмосферных осадков на территории водосбора

Камского водохранилища, и обостряют климатические различия между Предуральем и Зауральем. Сложный, сильно расчленённый рельеф с перепадами высот от 80 до 1469 м над уровнем моря, значительная залесенность и развитая речная сеть создают условия для неоднородности пространственного распределения и накопления снежного покрова на данной территории.

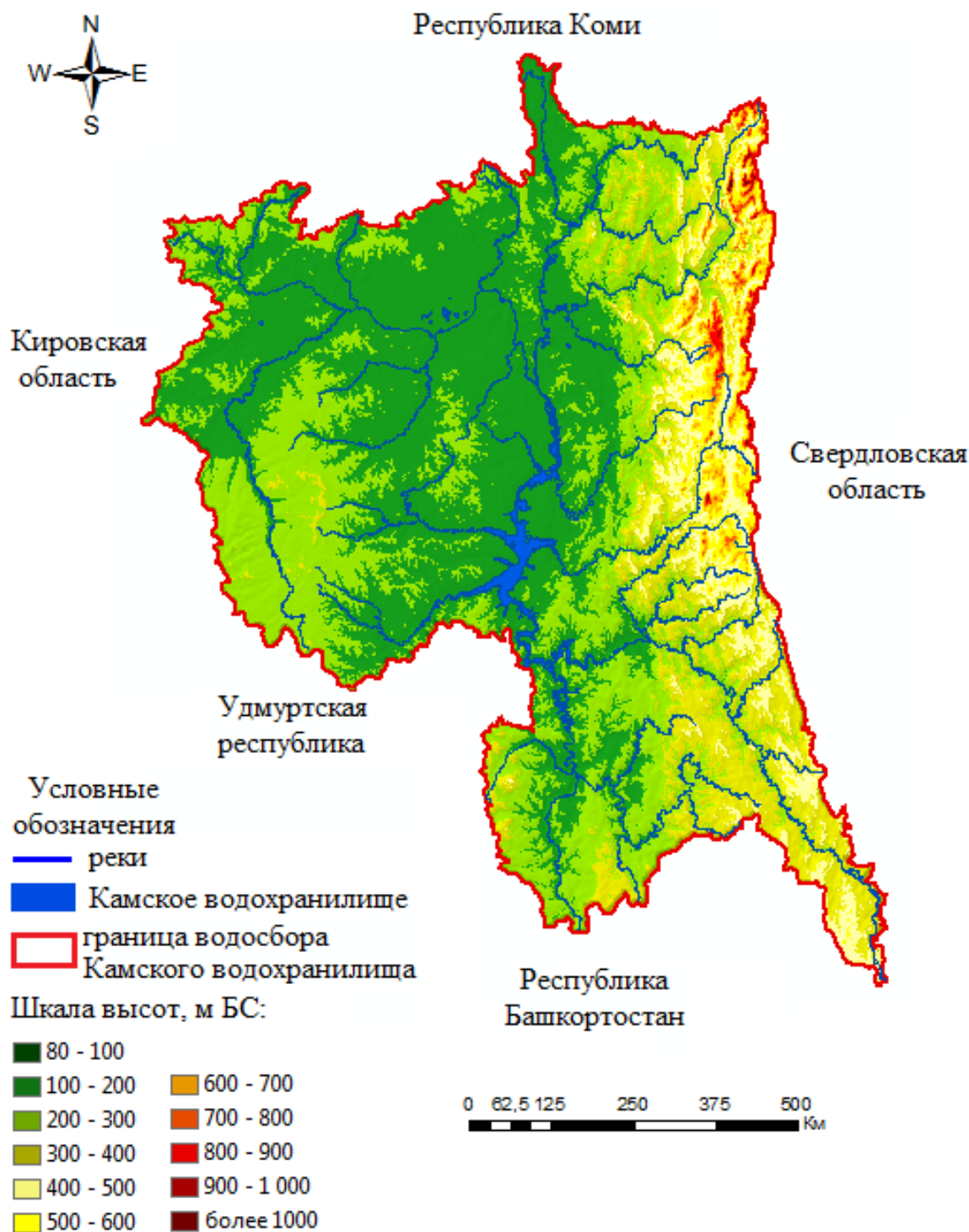


Рис. 2.1. Водосбор Камского водохранилища

Геологическое строение. На водосборе преобладают осадочные породы, и лишь на востоке присутствуют магматические. Все они прикрыты слоем рыхлых пород кайнозойской группы. Для равнинной территории бассейна Верхней Камы основными являются полигенетические отложения, представленные отложениями в виде галечника, песков разной степени крупности, суглинков и глин, иногда с прослоями погребённых почв, а на севере равнинной и горной частей водосбора присутствуют остатки ледниковых отложений, представленные валунами, галечниками, гравием, щебнем и супесями. Также здесь встречаются комковатые суглинки с переотложенным материалом различного происхождения. На остальной территории распространены делювиальные и элювиально-делювиальные отложения, представленные глинами и суглинками с дресвой, щебнем и глыбами подстилающих пород. По берегам рек распространены аллювиальные отложения. По Уральскому хребту развит карст. Его влияние испытывают реки, относящиеся к водосборам Вишеры, Колвы, Яйвы, Косьвы, Усьвы, Чусовой, Сылвы, Ирени и некоторые их притоки (Ресурсы..., 1973; Комлев, 2002).

Влияние геологического строения на процесс снеготаяния проявляется косвенно, после преобразования талого стока на поверхностную и подземную составляющую и времени его добегания до замыкающего створа.

Климат. Территория водосбора Камского водохранилища относится к зоне умеренных широт и входит в состав Атлантико-континентальной области. Значительное влияние на распределение температуры воздуха, атмосферных осадков и других метеорологических элементов оказывают Уральские горы. Поскольку они являются естественным барьером, над данной территорией происходит смешение Атлантических и континентальных Сибирских воздушных масс (Шкляев, Балков, 1963).

Атмосферная циркуляция играет основную роль в переносе тепла и влаги. Чередование циклонов и антициклонов обуславливает смену погодных условий. Зимой с развитием антициклонической деятельности чаще всего связана ясная морозная погода, летом – жаркая и сухая. Погода во время циклонической

циркуляции сменяется на облачную и дождливую в теплую часть года, и теплую со снегопадами, иногда с сильными ветрами и метелями зимой. Как в теплую, так и в холодную часть года наблюдается преобладание антициклонов. Вытянутость Урала в меридиональном направлении определяет также различие в циркуляции атмосферы над его отдельными частями. В южной части Урала (от 48° до 56°с.ш.) преобладает антициклонический тип циркуляции, обусловленный влиянием азиатского антициклона (с максимальным значением в январе и декабре). Петренко Н.В. (1948) указывал, что расположение Урала поперек пути основных переносов воздушных масс вызывает деформацию потоков, и частности, такое интересное явление, как раздваивание циклонов, способствующее увеличению их числа к востоку от Уральских гор.

Солнечная радиация. Количество солнечной энергии, поступающей на земную поверхность неодинаково, и зависит от географической широты места. Протяженность бассейна Камского водохранилища с севера на юг более 600 км определяет разницу в поступлении солнечной радиации к его частям. В течение года север территории получает на 14% меньше солнечной энергии, чем юг (Шкляев, Балков, 1963).

Климат исследуемого водосбора умеренно-континентальный, что приводит к значительным годовым и суточным колебаниям почти всех метеорологических элементов. Особенно резким изменениям подвержена температура воздуха. Ее абсолютные амплитуды колебаний достигают 87,6°C на севере (МС Ныроб), для Перми составляют 84,3°C, а на юге 91,6°C (МС Чернушка) ([URL: meteo.perm.ru/meteostantsii-permskogo-kraya](http://meteo.perm.ru/meteostantsii-permskogo-kraya)). Для территории бассейна Камского водохранилища характерны холодная продолжительная зима, короткое теплое лето, ранние осенние и поздние весенние заморозки. Среднегодовая температура воздуха колеблется в пределах 1,4-1,9°C (рис. 2.2).

Период с температурой воздуха ниже 0°C, в который происходит формирование и накопление снегозапаса, длится 167-170 дней, с ноября по март. Устойчивый переход температуры воздуха через 0°C осенью приурочен к октябрю, а весной – к апрелю (Научно-прикладной..., 1990).

Влияние на температуру воздуха оказывает также р. Кама, ее притоки и созданные на ней водохранилища. Наличие больших водных масс осенью действует отепляюще на климат прилегающих территорий, поскольку медленно охлаждающаяся вода нагревает воздух. Зимой в речных долинах холодный воздух застаивается, а весной значительная часть тепла затрачивается на таяние льда, что приводит к понижению температуры воздуха и туманам.

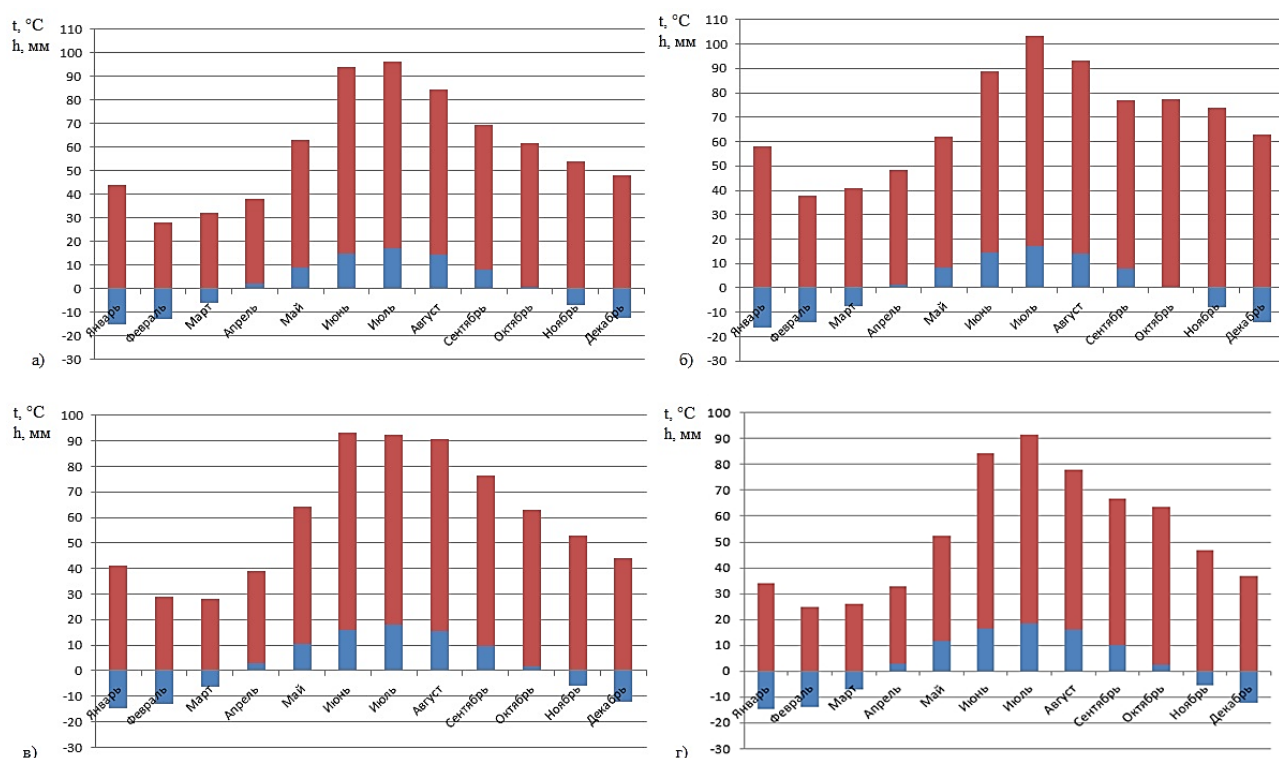


Рис. 2.2. Среднемесячные характеристики осадков (красный цвет, мм) и температуры воздуха (синий цвет, °С) по МС Коса (а), МС Чердынь (б), МС Пермь (в) и МС Чернушка (г) за 1966-2020 гг. (по данным URL: meteo.perm.ru/meteostantsii-permskogo-kрая)

Годовая сумма атмосферных осадков возрастает от 450 мм на равнинной юго-западной территории водосбора до 1000 мм на горной северо-восточной (рис. 2.2). На территории преобладают ветры юго-западного и западного направлений. Наибольшая повторяемость приходится на ветры со скоростью 1-6 м/с, их доля составляет 85,1% (Научно-прикладной..., 1990; Калинин, 2014).

Особый интерес в рамках данной работы представляют процессы формирования, распределения и таяния снежного покрова.

Похолодание осенью происходит почти равномерно по всей территории, причем для северной части водосбора значения температуры на 2-3°C ниже, чем для центральной и южной. Для сентября наиболее характерны температуры 8,5-10,5°C, в октябре 0,0-2,0°C. Циклоны, приходящие со стороны Атлантики приносят много влаги, вследствие чего осенью выпадает значительное количество осадков. Так, в среднем, на севере равнинной части водосбора за осень выпадает 185 мм, на севере горной – 225 мм, в центральной части – 190 мм, а на юге – 180 мм осадков (рис. 2.2). Уменьшение количества осадков в ноябре связано с усилением влияния сибирского антициклона, и ослаблением непродолжительной циклонической деятельности над территорией Прикамья. Таким образом, за три осенних месяца выпадает около 25% годового количества осадков, причем часть в твердом виде. Первый выпавший снег обычно стаивает. Впервые он появляется в сентябре – на севере горных районов, в середине октября – в предгорьях, к концу октября – на остальной территории. Устойчивый снежный покров и его накопление на севере горных районов начинается с октября, а в центральной и южной части водосбора – с ноября, после перехода температуры воздуха через 0°C к отрицательным значениям. Сроки этого перехода находятся в пределах от 1 до 1,5 месяцев (с 26 сентября по 13 ноября). Среднемноголетние даты переходы (за 40-летний период, до 1995 г.) в пределах водосбора Камского водохранилища изменяются с 15 октября на севере до 26 октября на юге (Калинин, 2014). Средняя дата образования устойчивого снежного покрова варьируется (Крючков, 2018; Шкляев, Шкляева, 2010) от 24 октября до 4 ноября. В последние годы (1990–2019 гг.) установлено смещение даты образования устойчивого снежного покрова в сторону более поздних значений в среднем на 6 дней (Крючков, Истомина, 2019).

Зимой наличие устойчивого снежного покрова по всей территории водосбора Камского водохранилища способствует интенсивному выхолаживанию приземных слоев воздуха. В некоторые периоды усиление морозов обусловлено также притоком холодных воздушных масс из Сибири и с севера – со стороны Баренцева и Карского морей. Наиболее сильные морозы

обычно наблюдаются в январе. Средняя температура января на северо-востоке региона $-18,5^{\circ}\text{C}$, а на юго-западе $-13,3^{\circ}\text{C}$. Согласно многолетним наблюдениям наиболее теплым зимним месяцем является декабрь со средней температурой $-11,4^{\circ}\text{C}$. Средняя температура воздуха в зимний период колеблется в пределах $-12,0\div-17,0^{\circ}\text{C}$. Осадки выпадают в виде снега, и только в период редких и кратковременных оттепелей возможны дожди. За холодный период может выпадать более 200 мм осадков. Их наибольшее количество приходится на декабрь и сопровождается интенсивным ростом снежного покрова. В этот период в горной части водосбора выпадает в среднем 62 мм, а на остальной территории 42-45 мм. С течение зимы количество осадков постепенно уменьшается, составляя в январе 40-58 мм, а в феврале 28-38 мм (рис. 2.2). Высота снежного покрова на защищенных равнинных участках увеличивается с юга на север от 50 до 80 см, в горных районах она изменяется от 120-150 см (Северный Урал) до 70-80 см (Южный Урал). Высота снежного покрова на открытых участках значительно меньше, чем в лесу или в защищенных от ветра местах (Ресурсы..., 1973).

Значительное влияние на сток весеннего половодья оказывает величина промерзания почвы в зимний период. По территории водосбора ее значения увеличиваются с севера на юг от 50 до 100 см (Ресурсы..., 1973). Наибольшая глубина промерзания почвы составляет от 60 до 150 см, местами на открытых оголенных участках может достигать 2-3 м, а наименьшая – 10 см. Полное оттаивание почвы раньше всего происходит в южной части водосбора – в третьей декаде апреля, а в целом по территории – в первой декаде мая (Ресурсы..., 1973; Калинин, 2014).

С приходом весны увеличивается поступление солнечной радиации и повышается температура воздуха. Весенний период в Прикамье характеризуется неустойчивой погодой с резкими колебаниями температуры воздуха. В марте она еще отрицательна, и составляет в среднем $-6,0^{\circ}\text{C}$. В апреле температура воздуха приобретает четкий положительный характер. Средняя

температура апреля $1,7^{\circ}\text{C}$, максимум приходится на южные территории $4,0^{\circ}\text{C}$, а минимум на северную горную часть $1,0^{\circ}\text{C}$. Средняя температура мая $10,0^{\circ}\text{C}$, максимум на юге составляет 12°C , а минимум на севере 8°C . К весеннему периоду (вторая половина марта) часто приурочены максимальные значения снеготаяния. Их пространственное распределение по территории схоже с распределением высоты снега, и возрастает с юга на север. Средняя величина запаса воды в снежном покрове составляет 190 мм, превышая на горных участках водосбора 500 мм. Таяние снега происходит при установлении положительных температур воздуха в дневное время, еще до устойчивого перехода средних суточных значений через 0°C . Снеготаяние начинается обычно в третьей декаде марта – первой декаде апреля, продолжаясь 15-20 дней на равнинной части территории и более 25 дней в горных районах (Ресурсы..., 1973). Разрушение происходит по направлению с юго-запада на северо-восток в среднем с 6 апреля по 6 мая (Крючков, 2018; Крючков, Истомина, 2019). В среднем, устойчивый снежный покров на юге равнинной части сходит в первой половине, а на северной части территории – во второй половине апреля. В горной части устойчивый снежный покров сходит в начале мая. Полностью снежный покров сходит примерно через 15-20 дней после установления стабильных положительных среднесуточных температур воздуха. На открытых пространствах снежный покров разрушается в среднем на 7-10 дней раньше, чем на залесенных территориях. В среднем, разрушение устойчивого снежного покрова происходит 19 апреля. Разброс дат по разным метеостанциям составляет порядка 22 дней – с 10 апреля по 2 мая. Дольше всего устойчивый снежный покров сохраняется на склонах Уральских гор, там отклонение от средней даты составляет более 14 дней (Шкляев, Шкляева, 2010; Крючков, 2018). Осадки весной выпадают в виде снега и дождя. В течение весеннего периода их количество по всей территории плавно увеличивается. Так, в марте наибольшая величина в 41 мм приурочена к северной горной области, а на остальной части водосбора колеблется у значений $28\div 31$ мм. В апреле наблюдается аналогичная ситуация, на севере горной части выпадает порядка

48÷50 мм, а на остальной территории в среднем на 10 мм меньше. Наибольшее количество осадков приходится на май, где на метеостанциях северной и центральной части выпадает 62÷65 мм, а на южной – 55 мм (рис. 2.2).

Таким образом, особенности климатических условий и базовых характеристик подстилающей поверхности, таких как геологическое строение и рельеф определяют почвенно-растительный покров, а также развитие гидрографической сети и водный режим водных объектов исследуемой территории.

Гидрография. Гидрографическая сеть водосбора Камского водохранилища представлена постоянно действующими реками (рис. 2.3), временными водотоками, а также озерами, болотами, водохранилищами и прудами. В среднем на 1 км² площади приходится около 250-250 м речных русел длиной более 10 км. Коэффициенты густоты речной сети изменяются с севера на юг от 0,7-0,8 до 0,4-0,5 км/км² (Островский, 1966).

Основным водотоком на исследуемой территории является р. Кама, на которой расположен каскад Камских водохранилищ. Ее исток располагается на Верхнекамской возвышенности (58°11'42" с. ш. 53°45'15" в. д., село Кулига, Удмуртской Республики), далее река протекает по территории Кировской области, а затем заходит на территорию Пермского края. Здесь, от слияния с р. Вишерой образует первое в каскаде Камское водохранилище (напор 21 м, площадь зеркала $A=1915$ км² (Правила использования, 2016)). Плотина Камской ГЭС расположена в г. Перми. Водоохранилище вытянуто в меридиональном направлении, отличается большой боковой приточностью, изрезанностью береговой линии и наличием крупных краевых заливов.

Воткинское водохранилище – вторая ступень каскада (напор 23 м, площадь зеркала $A=1120$ км² (Правила использования, 2016)). Плотина Воткинской ГЭС расположена в г. Чайковский. Это узкий вытянутый с северо-востока на юго-запад водоем со значительной извилистостью, особенно в верхней и центральной частях. Его водосбор полностью включает в себя бассейн Камского водохранилища, а также территорию Пермского края ниже по

течению до плотины ВотГЭС порядка 16091 км². Последним в цепочке камских водохранилищ является Нижнекамское, плотина которого располагается в г. Набережные Челны.

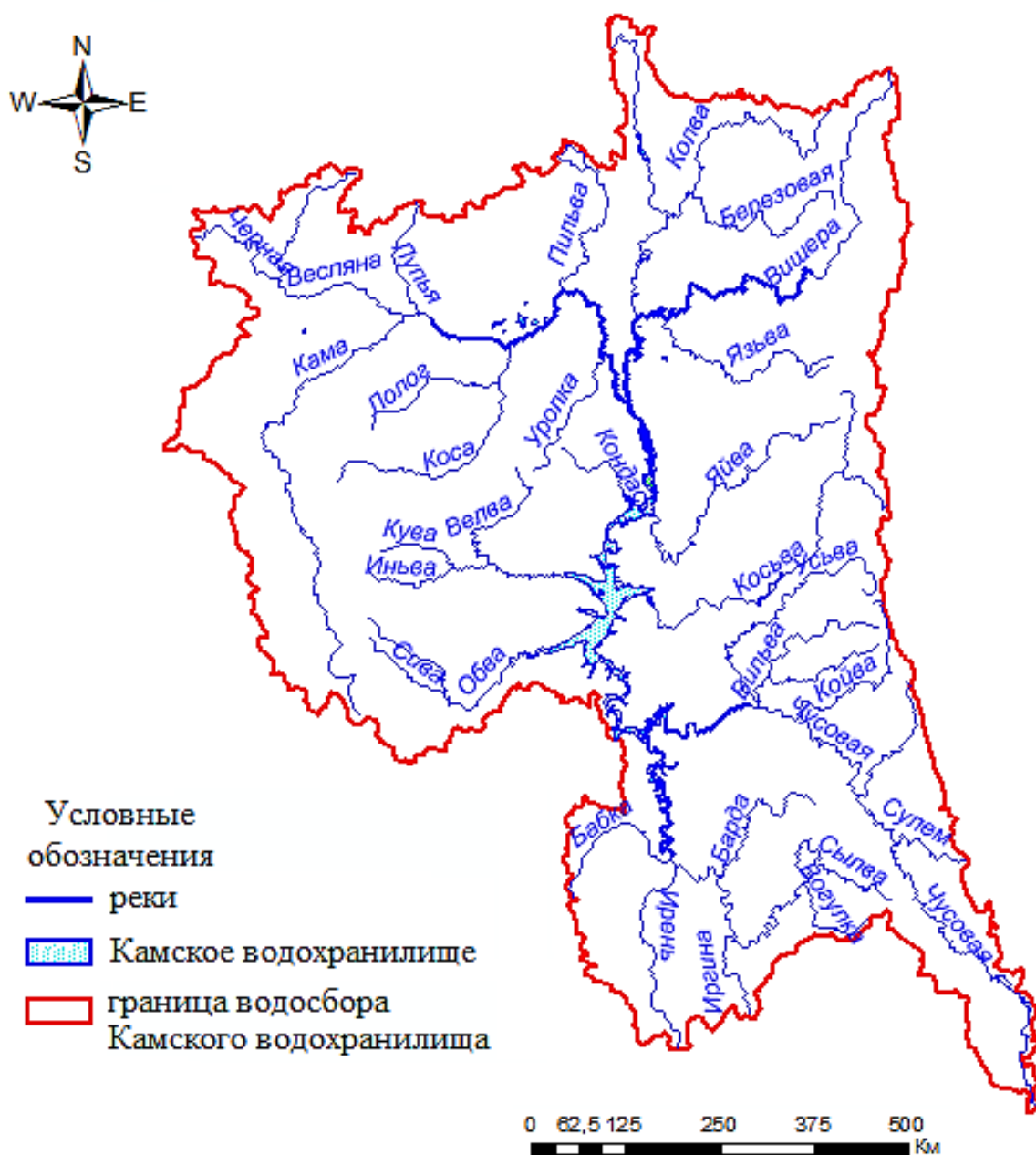


Рис. 2.3. Гидрография водосбора Камского водохранилища

На исследуемой территории располагается множество сравнительно небольших водохранилищ (на р. Косье – Широковское, на р. Чусовой – Верхнемакаровское и Волчихинское) и прудов (1286 шт., суммарной площадью 127,1 км² (Пьянков, Шавнина, 2008).

Крупными притоками р. Камы являются рр. Весляна, Коса, Вишера, Яйва, Косьва, Чусовая, Иньва, Обва (рис. 2.3). Левобережные притоки Камы, берущие свое начало на склонах Урала (Вишера, Яйва, Косьва, Чусовая и др.), в верховьях текут вдоль меридионально расположенных горных хребтов и имеют широкие долины и спокойное течение. При изменении направления течения на западное они перерезают горные хребты и гряды предгорий, при этом их долины сужаются, скорости течения возрастают, появляются пороги и перекаты. При выходе на равнину долины этих рек расширяются, русла становятся сильно извилистыми, с довольно невысокими скоростями течения. Реки, берущие свое начало на Верхне-Камской возвышенности (Коса, Иньва, Обва), Северных Увалах (Весляна) и реки южных и юго-западных районов протекают в широких долинах со спокойным течением и извилистыми руслами (Матарзин, 1959; Атлас..., 2012).

Озер и болот на территории водосбора Камского водохранилища мало. Основными типами озер являются пойменные и карстовые, их суммарная площадь составляет порядка 120 км². Наиболее крупные озера – Большой Кумикуш 17,4 км², Чусовское 19,4 км², Новожилово 7,12 км² и др. Болота в основном встречаются на севере, в долинах рек и на плоских водоразделах в бассейнах рр. Весляны, Южной Кельтмы, Косы, Вишеры и Камы в её верхнем течении (Назаров, 2006).

Почвенный покров формируется под действием рельефа, геологического строения, растительности и климатических условий. На территории водосбора преобладают подзолистые почвы, которые характерны для района хвойных лесов (Коротаев, 1962). В центральных и южных частях водосбора располагаются преимущественно дерново-подзолистые почвы, характерные для хвойных лесов с подлеском из липы, рябины, лиственных кустарников и покровом из мхов и разнотравья. Встречаются глинистые и тяжелосуглинистые почвы. В юго-восточной части бассейна, в пределах Кунгурской лесостепи, встречаются серые лесостепные почвы, а также выщелоченные и оподзоленные черноземы. По высоким горным останцам и увалам восточной горной части

территории встречаются горно-луговые почвы. Здесь же под покровом лесов преимущественно расположены горные подзолистые и горные дерново-подзолистые почвы, а также суглинисто-каменистые почвы западного Урала. На протяжении всего Уральского хребта развиты кислые метаморфические и изверженные, а также среднесуглинистые щебнистые почвы. Заметно выделяется водосбор Верхней Камы, где на равнинной части преобладают легкосуглинистые, супесчаные на слоистых песчаных и супесчаных породах, глинисты и тяжелосуглинистые щебнистые почвы.

Растительность. Карта растительного покрова и основных типов ландшафтов, расположенных на водосборе Камского водохранилища, представлена на рис. 2.4. Карта создана по данным Института космических исследований в рамках международного проекта *Global Land Cover* в сотрудничестве с Объединенным Центром Европейской Комиссии и Центром по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН и отражает пространственное распределение основных типов растительности и не покрытых растительностью земель по состоянию на 2016 г. (URL: <http://www.iki.rssi.ru/books/2016bartalev.pdf>).

Леса занимают около 85% всей территории водосбора Камского водохранилища, наиболее залесенной является северная часть. На видовой состав растительности оказывают влияние широтная и высотная зональность. Широко распространены темнохвойные, светлохвойные, мелколиственные и широколиственные леса (рис. 2.4). На северо-востоке территории произрастает кедровая сосна, в восточной части – лиственница.

На севере крупными массивами располагаются еловые и елово-пихтовые леса, с включениями сосен, берез и осин, а на юге – представители травянистой тайги, произрастают липы, клены, вязы и дубы. Сельскохозяйственные угодья и луга наиболее часто встречаются на юге и юго-западе водосбора. Примерно 5% территории водосбора занимает болотная растительность (Николаев, 1959).

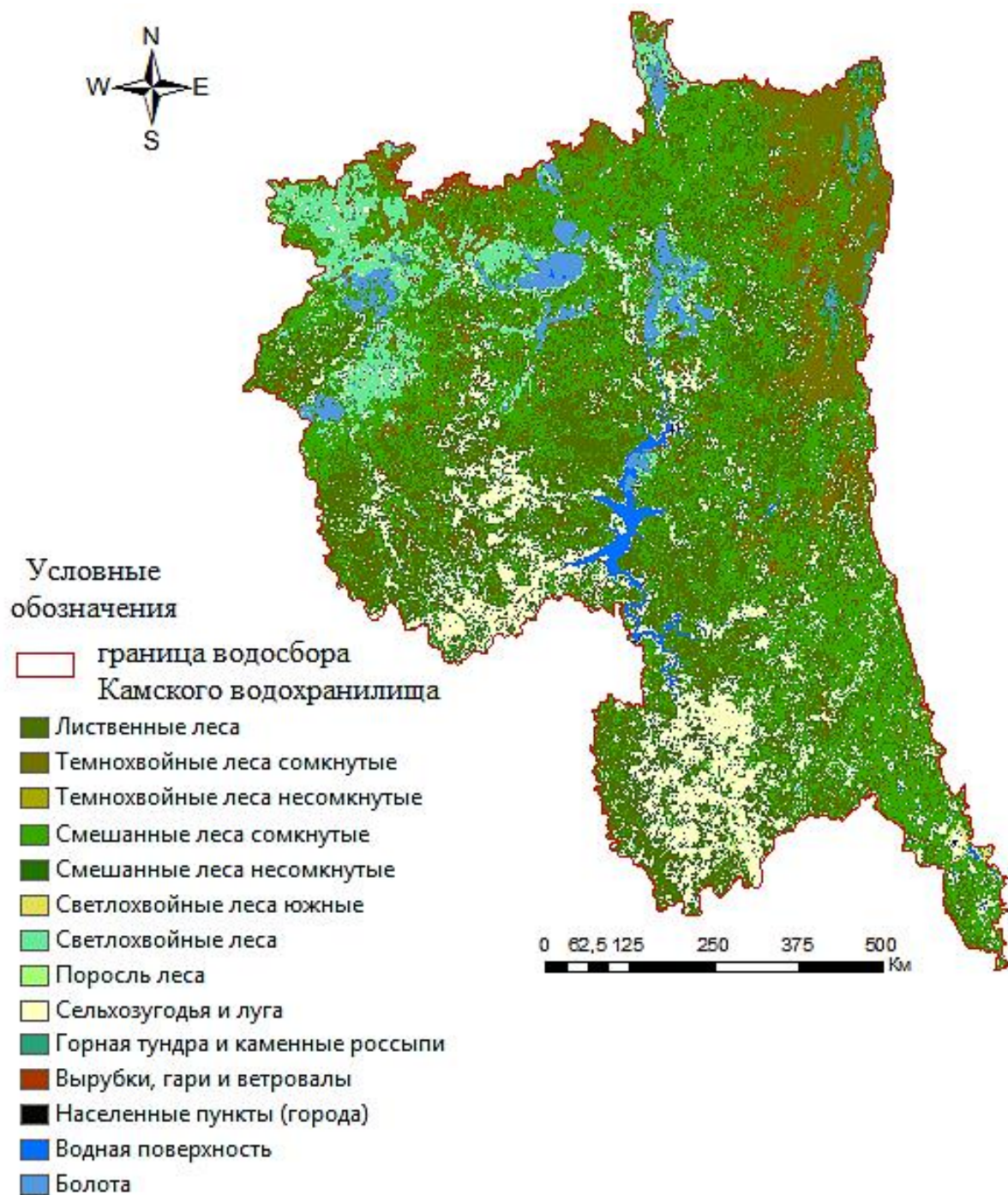


Рис. 2.4. Растительный покров и основные типы ландшафтов на территории водосбора Камского водохранилища

Растительность оказывает значительное влияние на пространственное распределение и таяние снежного покрова. Большое количество снега скапливается у лесных полос и опушек. Снежный покров, находящийся в древесной тени тает в течение более продолжительного времени по сравнению с открытыми участками. Как правило, здесь меньше глубина промерзания почвы,

что способствует более сильной фильтрации талых вод в почвенные горизонты. Наличие леса на водосборе регулирует сток в весенний период: за счет меньшего промерзания почвы и затененности (увеличивающей продолжительность таяния снежного покрова) он способствует продолжительному половодью, снижая при этом максимальные расходы воды (Львович, 1963; Субботин, 1966; Комлев, 2006).

Особенности водного режима рек. Физико-географические особенности подстилающей поверхности и климатические условия определяют тип водного режима рек исследуемой территории. Хронология поступления тепла и влаги обуславливает распределение стока внутри года. Так, переход температуры воздуха через 0°C служит границей теплого и холодного сезонов, а также определяет принадлежность выпадающих осадков к твердой и жидкой фазам.

Существует множество классификаций рек по типу питания и водному режиму (Великанов, 1948; Огиевский, 1952; Кузин, 1960; Михайлов, 1991). Критерием оценки часто служит внешний вид гидрографа, который показывает внутригодовые и сезонные колебания речного стока и позволяет выявить фазы водного режима (Догановский, 2004).

Согласно классификации М.И. Львовича (1938) реки исследуемой территории относятся к преимущественно снеговому питанию, на которое приходится 50-80% годового стока. А по классификации Б.Д. Зайкова (1946) – к восточноевропейскому типу с высоким весенним половодьем, низкой летней и зимней меженью и повышенным осенним стоком за счет дождей. Развитие работ М.И. Львовича и Б.Д. Зайкова нашло отражение в классификации П.С. Кузина (1960), основанной на географической зональности. Согласно ей реки водосбора Камского водохранилища по преобладающему источнику питания и типу водного режима относятся к группе рек с половодьем и паводками (снеговое и дождевое питание) и подтипу рек с весенним половодьем и паводками в теплое время года (подтип Па₁).

Таким образом, на реках рассматриваемой территории четко выражено весеннее половодье, летне-осенние паводки и длительная устойчивая зимняя

межень. Поэтому далее рассмотрены фазы водного режима рек по сезонам. Согласно районированию В.Г. Андреянова (1957) для бассейна р. Камы характерно следующее разделение по сезонам: весна IV-VI, лето-осень VII-XI, зима XII-III. Учет региональных особенностей территории, а именно наличие вертикальной поясности в распределении основных климатических характеристик в горной части водосбора позволили ученым Пермского университета (Краткий справочник, 1966) скорректировать границы сезонов для водосбора Камского водохранилища: весна IV-VI, лето-осень VII-X, зима XI-III (Калинин, 2014).

Весеннее половодье обычно начинается в апреле, причем на севере территории и в горной части – во второй половине месяца, а на юге – в начале первой декады. Амплитуда колебаний сроков начала весеннего подъема по годам составляет в среднем около месяца. Сроки окончания половодья изменяются сильнее, чем сроки начала. Например, на равнинных реках с площадью водосбора 5-10 тыс. км² крайние сроки начала половодья различаются на 25-30 дней, а окончания – на 30-45 дней (Комлев, 2002). Продолжительность половодья зависит от размеров и высотного положения водосборов, увлажненности территории и, прежде всего, от величины снеготаяния к началу снеготаяния. Для крупных рек характерна большая продолжительность половодья. В горных районах период половодья при прочих равных условиях больше чем на равнине, что связано с затяжным характером снеготаяния из-за одновременного перехода температуры воздуха через 0°C в разных высотных поясах (Ресурсы ..., 1973). В верхней части водосбора (в бассейнах рек Вишеры и Усьвы) крайние сроки начала половодья различаются на 40 дней, а окончания – на 60-65 дней (Комлев, 2002). На весну в среднем приходится 62% годового стока, при этом увеличение доли весеннего стока (65-70% и более) наблюдается на малых реках центральной равнинной части водосбора: Велва, Кондас, Кува, Сива, Верхняя Кама и на юго-востоке (р. Сулем) (Калинин, 2014).

Для рек северной части водосбора Камского водохранилища (как горных, так и равнинных) характерна многопиковая форма половодья, обусловленная как прерывистым характером снеготаяния из-за возврата холодов, так и выпадением осадков в весенний период в жидком виде, которые накладываются на талый сток. В целом, для горных рек характерна сложная форма гидрографа, а на равнинных часто встречается как многопиковое, так и одновершинное половодье.

Значительным изменениям по годам и по территории подвержена амплитуда колебаний уровня воды в этот период. Наибольшей величины (в среднем 5-6 м) подъемы уровней достигают в низовьях крупных рек. На средних реках высота подъема уровня (над предвесенними) составляет обычно 2-4 м, достигая в отдельные годы 4-6 м. При прочих равных условиях подъемы уровня воды на реках горных районов несколько меньше вследствие большей растянутости половодья и многовершинности гидрографа. На малых водотоках подъемы уровня вследствие весеннего половодья обычно не превышают 1 м (Комлев, 2002).

Летне-осенняя межень. Доля летне-осеннего стока составляет в среднем 24% годового и мало меняется по территории. Наибольших значений она достигает в горах (бассейны рек Вишеры и Койвы), наименьших – в юго-западной части водосбора, что связано с распределением осадков по территории. По мере увеличения размеров рек межень при прочих равных условиях приобретает более устойчивый характер, дождевые подъемы снижаются и, как правило, по высоте значительно уступают весеннему половодью (Калинин, 2014). Неустойчивая летняя межень, прерываемая частыми дождевыми паводками, наблюдается на реках горной части водосбора. Для рек равнинной лесной территории за этот период может наблюдаться 1-3 дождевых паводка, а в отдельные годы до 8. Длительность безпаводочного периода здесь составляет 70÷120 дней. Это меньше, чем на реках южной части водосбора, где эта цифра составляет 110÷150 дней (Комлев, 2002). Крупные реки являются некоторым исключением – вследствие затянутого весеннего

половодья, сливающегося с дождевыми паводками, летняя межень, выражается нечетко, причем в отдельные годы она может отсутствовать (Ресурсы ..., 1973).

Зимняя межень отличается устойчивостью, низким стоком и большой продолжительностью, которая тесно связана с ходом температуры воздуха и достигает в среднем 140-160 дней. Водность рек начинает снижаться с началом ледообразования. Минимум водности приходится на март для северных районов, и на февраль – для южных. Ход уровней воды в зимний период обычно не соответствует плавному изменению водности рек. В начале зимы для многих рек характерны заборные подъемы уровня воды, а также периодические его повышения, связанные с образованием наледей.

Доля зимнего стока составляет в среднем 14% годового стока. Изменение величины стока за период зимней межени определяется изменениями запасов подземных вод, накопленных в бассейне к началу зимнего сезона (Калинин, 2014).

Установлено, что преимущественную роль в питании рек региона играют талые снеговые воды, на которые приходится в среднем порядка 60% от суммарного стока. На наиболее возвышенных частях горного Урала наряду с твердыми осадками в питании рек велика роль дождей (до 40%). В среднем примерно 25-35% годового стока формируется подземным путем. Соотношение подземной и поверхностной составляющих стока существенно меняется по сезонам. Особенно важную роль играют талые воды в формировании поверхностного стока в весенний период – до 85-90%. Доля дождевого стока не превышает в среднем 7% сезонной величины, и только в отдельные годы с дождливыми веснами она может достигать 20-25%. На долю подземного стока приходится 10-15% от суммарного стока за сезон. Суммарный сток в период летне-осенней межени на большей части территории складывается на 50-60% из поверхностного и на 40-50% из подземного стока. Зимой реки как северных, так и южных районов питаются запасами подземных вод (Калинин, 2014).

Вывод:

Таким образом, в связи с физико-географическими и климатическими особенностями рассматриваемой территории особую важность приобретает

изучение процесса снеготаяния и анализ его пространственно-временной динамики. Распределение максимальных снегозапасов характер таяния снега определяют преимущественное питание рек и количественное распределение внутри года. В период весеннего половодья на реках горной части водосбора проходит 50-60% годового стока, и до 70-75% – на реках равнинной территории, что 2,5-3 раза превышает суммарный сток летне-осеннего и зимнего сезонов.

2.2. Характеристика исходной информации

Для выполнения расчетов и верификации геоинформационной модели снеготаяния собрана исходная метеорологическая и картографическая информация, а также данные дистанционного зондирования Земли.

Метеорологическая информация: ежедневные данные наблюдений за температурой воздуха (°C), жидких и твердых осадках (мм) за весь период таяния снежного покрова, а также максимальном снегозапасе (мм слоя воды) и датах его наступления отдельно для полевой и лесной частей водосбора с метеорологических станций (МС), метеорологических (м/п) и гидрологических постов (г/п). Большая часть информации относится к МС Пермского края, также использованы данные с МС Кирс (Кировская область), МС Кушва, Ревда и Бисерть (Свердловская область) (табл. 2.1).

Сеть МС обеспечивает покрытие территории региона измерениями снегозапаса на расстоянии не более 50 км только на 44%. Привлечение данных г/п и м/п позволяет увеличить обеспеченность до 76% (Крючков, Истомина, 2019).

При расчетах снеготаяния на водосборе часто возникает ситуация, когда данные по осадкам и температуре воздуха есть на трех пунктах наблюдений, а по максимальному снегозапасу поступают с шести или семи (табл. 2.1). Поэтому в геоинформационной модели снеготаяния пространственное распределение метеорологической информации по территории водосбора модели выполняется с использованием интерполяционных методов (п. 2.3.).

Таблица 2.1

Пункты наблюдений (МС, м/п и г/п), информация с которых используется при расчетах снеготаяния на водосборе Камского водохранилища

№ п/п	Пункты наблюдений	Высота, м БС	Исходные данные		
			$t, ^\circ\text{C}$	$x, \text{мм}$	$S, \text{мм}$
Метеорологические станции					
1.	Ныроб	172	+	+	+
2.	Вая	183	+	+	+
3.	Кын	244	+	+	+
4.	Усть-Черная	181	+	+	+
5.	Чердынь	208	+	+	+
6.	Гайны	196	+	+	+
7.	Коса	181	+	+	+
8.	Кочево	180	+	+	+
9.	Березники	177	+	+	+
10.	Кудымкар	186	+	+	+
11.	Чермоз	122	+	+	+
12.	Бисер	463	+	+	+
13.	Добрянка	155	+	+	+
14.	Лысьва	223	+	+	+
15.	Верещагино	238	+	+	+
16.	Пермь	171	+	+	+
17.	Кунгур	153	+	+	+
18.	Октябрьский	334	+	+	+
19.	Ревда	325	+	+	+
20.	Кушва	270	+	+	+
21.	Бисерть	304	+	+	+
22.	Чернушка	148	+	+	-
23.	Оса	96	+	+	-
24.	Кирс	169	+	+	-
Метеорологические посты					
25.	Керос	170	-	-	+
26.	Щучье озеро	180	-	-	+
27.	Калинино	220	-	-	+
28.	Кизел	280	-	-	+
Гидрологические посты					
29.	Бондюг	121	-	-	+
30.	Оныл	130	-	-	+

№ п/п	Пункты наблюдений	Высота, м БС	Исходные данные		
			$t, ^\circ\text{C}$	$x, \text{мм}$	$S, \text{мм}$
31.	Нижняя Язьва	150	–	–	+
32.	Митраково	160	–	–	+
33.	База	151	–	–	+
34.	Булдырья	154	–	–	+
35.	Слудка	129	–	–	+
36.	Карагай	140	–	–	+
37.	Сергеевский	140	–	–	+
38.	Кува	190	–	–	+
39.	Ошиб	150	–	–	+
40.	Ощепково	120	–	–	+
41.	Усть-Игум	130	–	–	+
42.	Перемское	120	–	–	+
43.	Усьва	186	–	–	+
44.	Троица	112	–	–	+
45.	Майкор	115	–	–	+
46.	Верхне-Чусовские городки	128	–	–	+

где t – среднесуточная температура воздуха, $^\circ\text{C}$; x – осадки; S – максимальный снегозапас; знаки +/- обозначают наличие/отсутствие данных.

Картографическая информация. Для учета пространственной неоднородности рельефа (высота и экспозиция склонов), залесенности территории использованы электронные топографические карты Роскартографии масштабов 1:100 000 и 1:200 000. Они представлены в виде отдельных слоев точечных, линейных и полигональных объектов (реки, озера, пруды, водохранилища, болота, леса, отметки характерных точек рельефа и урезов воды, горизонтали, населенные пункты, дороги, мосты, дамбы, карьеры), а также тематических карт (метеостанции и гидрологические посты с точной географической привязкой, границы водосборов, карты почвенно-растительного покрова и др.).

Такая детальная информация об особенностях подстилающей поверхности дает возможность выполнять моделирование пространственно-временной динамики снеготаяния на более качественном уровне, учитывая

региональные особенности водосборов, что приводит к увеличению точности расчетов.

Для верификации результатов расчета снеготаяния использованы данные фактических наблюдений на метеостанциях и материалы космических съемок со спутника *Terra* полученные сканирующим спектрорадиометром среднего разрешения *MODIS* (Rittger, et al., 2013; (date of the application). Космические съемки выполняются 2 раза в сутки в 36 спектральных зонах (в диапазоне 0,405-14,385 мкм) с пиксельным разрешением 250-1000 м и хранятся в архиве *NASA* (URL: lance.modaps.eosdis.nasa.gov/imagery-apps). Такая частота съемки позволяет отследить динамику снеготаяния на протяжении всего весеннего периода.

Вывод:

В связи со сложностью и детальностью расчетов для верификации и валидации исследований были выбраны отдельные водосборы бассейна Камского водохранилища, отличающихся по размерам, особенностям рельефа и находящихся на равнинной северной – г/п Коса-Коса ($A=6221 \text{ км}^2$), г/п Кама-Гайны ($A=27822 \text{ км}^2$), горной – г/п Вишера-Рябинино ($A=31083 \text{ км}^2$) и южной территориях г/п Сылва-Подкаменное ($A=19543 \text{ км}^2$) (рис. 2.5). С них приходит более 50% стока в Камское водохранилище.

Расчёты на этих водосборах выполнены для 2002, 2004, 2010 и 2015 гг. с разными метеорологическими условиями и протяжённостью снеготаяния. После проверки качества модели на указанных водосборах расчеты снеготаяния были выполнены для всей территории бассейна Камского водохранилища за 2010–2020 гг.

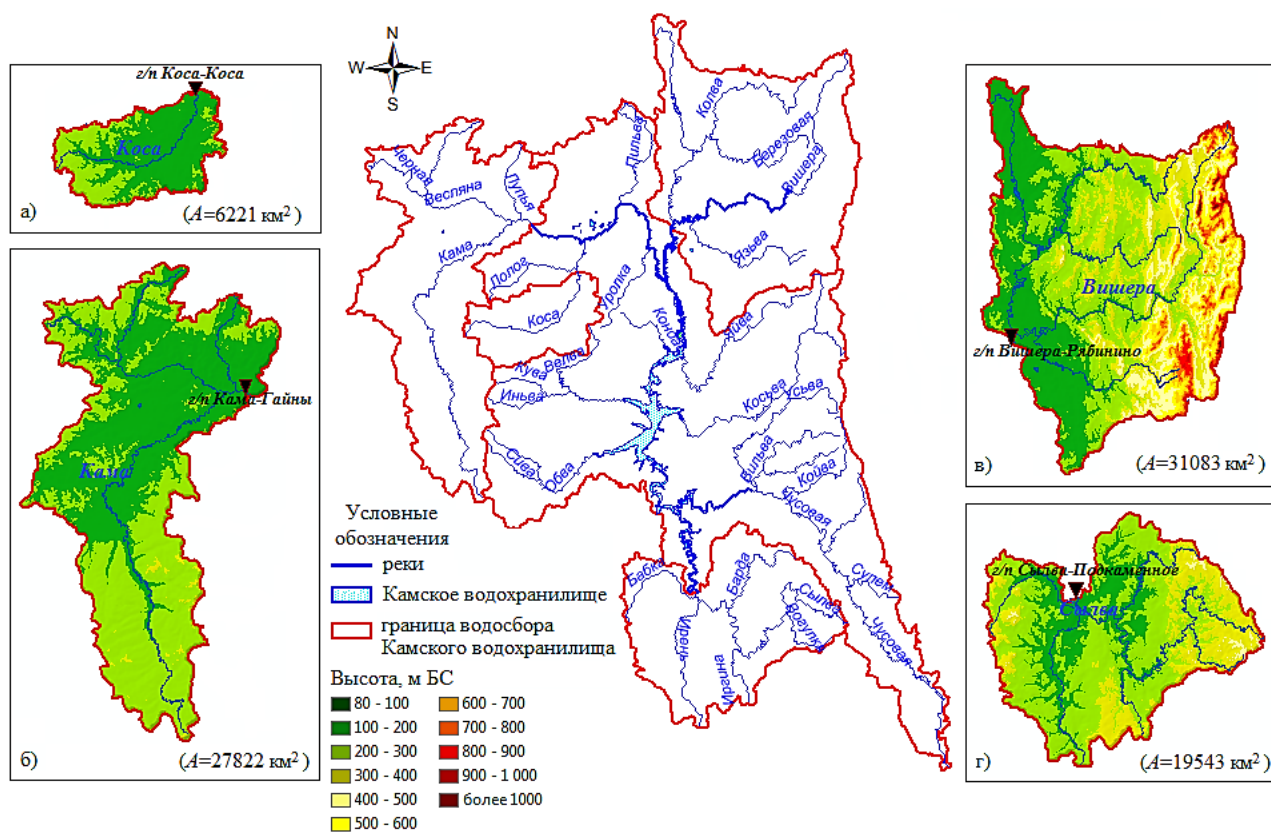


Рис. 2.5. Положение исследуемых водосборов в пределах территории бассейна Камского водохранилища: а – водосбор г/п Коса-Коса; б – водосбор г/п Кама-Гайны; в – водосбор г/п Вишера-Рябинино; г – водосбор г/п Сылта-Подкаменное

2.3. Расчеты снеготаяния с использованием метода температурных коэффициентов

При расчетах снеготаяния с применением ГИС технологий за основу принят метод температурных коэффициентов, предложенный В.Д. Комаровым (1947), адаптированный и проверенный за 33-х летний период Н.Д. Лебедевой (1959) для условий бассейна р. Камы. Этот метод в настоящее время используется специалистами Пермского центра по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды при прогнозировании весеннего половодья на водосборе Камского водохранилища. Однако расчеты специалисты выполняют вручную, а все характеристики осредняются для водосбора в целом (Калинин и др., 2019).

Метод расчета слоя стаявшего снега В.Д. Комарова (1947), адаптированный Н.Д. Лебедевой (1959) для условий водосбора Камского водохранилища основан на следующих положениях:

- водоотдача пропорциональна сумме положительных температур воздуха;
- на каждый градус средней суточной положительной температуры воздуха образуется слой талой воды, который в поле составляет 5 мм, а в лесу – 2 мм;

величина покрытости поля и леса (P_n и P_l) снегом в период таяния принимается в долях общей площади бассейна, принятой за единицу и зависит от начальных снеготаяния и суммы положительных температур, накопившихся от начала снеготаяния. Определяется при помощи графиков обеспеченности снеготаяния, полученных В.Д. Комаровым (1947);

- в период снеготаяния отмечается несоответствие между стаиванием снега и водоотдачей, вызванное действием молекулярной емкости снега.

Для расчета объема талой воды за сутки используется формула:

$$A_0 h = 5tA_n P_n + 2tA_l P_l, \quad (2.1)$$

где A_0 – общая площадь бассейна, км²; h – количество стаявшего снега в пересчете на воду, мм слоя; t – среднесуточная положительная температура воздуха, °С; A_n, A_l – площади поля и леса, км²; P_n, P_l – покрытость поля и леса снегом (в долях единицы площади). Обозначив $\frac{A_n}{A_0}$ через l , получаем

$$h = 5t(1-l)P_n + 2tP_l \quad (2.2)$$

где t – среднесуточная положительная температура воздуха, °С; P_n, P_l – покрытость поля и леса снегом (в долях единицы площади).

Принимая, что на 1°С положительной температуры в поле стаивает 5 мм снежного покрова (водный эквивалент снега), а в лесу – 2 мм, слой стаявшего снега на i -й день (h_i , мм) от начала таяния выражается:

$$h_i = 5 \sum_1^i t_+ \quad \text{для поля} \quad (2.3)$$

и

$$h_i = 2 \sum_1^i t_+ \text{ для леса.} \quad (2.4)$$

Модульный коэффициент K_n стаявшего снега (отношение количества талой воды к величине снеготаяния к началу таяния) определяется следующим образом:

$$K_n = \frac{h_i}{S_n} = \frac{5 \sum_1^i t_+}{S_n} \text{ — для поля} \quad (2.5)$$

и

$$K_n = \frac{h_i}{S_n} = \frac{2 \sum_1^i t_+}{S_n} \text{ — для леса.} \quad (2.6)$$

В.Д. Комаров (1947) указывал, что для леса водоудерживающая емкость снежного покрова составляет 30-35%, и связана с накоплением положительных температур воздуха. Для условий водосбора Камского водохранилища с учетом оттепелей и частичной перекристаллизации снега Н.Д. Лебедевой (1959) эта величина принята равной для поля 20%, для леса 30%. Количество задержанной воды (β , мм слоя):

$$\beta_n = 0,2S \text{ — для поля} \quad (2.7)$$

и

$$\beta_n = 0,3S \text{ — для леса,} \quad (2.8)$$

где S — запас воды в снежном покрове перед таянием (мм).

Водоотдача начинается, когда соблюдаются условия:

$$\sum t_+ \geq \frac{0,20S}{5} \text{ — для поля} \quad (2.9)$$

и

$$\sum t_+ \geq \frac{0,30S}{2} \text{ — для леса.} \quad (2.10)$$

В начале снеготаяния, при накоплении положительных температур, площадь водоотдачи снега невелика. С нарастанием $\sum t_+$ она увеличивается до максимума (0,92 для поля и леса), при этом никогда не достигая полной

площади. С дальнейшим увеличением $\sum t_+$ она вновь уменьшается вследствие освобождения части площади от снежного покрова.

В работе Н.Д. Лебедевой (1959) расчеты снеготаяния предложено вести при помощи специально построенных номограмм. На них отдельно для поля и леса представлена связь водоудерживающей емкости с суммой положительных температур при различных значениях снегозапаса. При расчетах водоотдачи соблюдаются условия:

- конец водоотдачи совпадает с концом снеготаяния;
- водоотдача пропорциональна сумме положительных температур воздуха;
- водозадерживающая емкость снега (β , мм) для поля 20%, для леса 30%, т.е. начало водоотдачи запаздывает по сравнению с началом снеготаяния.

Водоотдача (α) для всей площади, занятой полем вычисляется по формулам:

$$\alpha_n = \frac{5}{1-\beta_n}(1-l)P_n \quad (2.11)$$

$$\alpha_n = 6,25(1-l)P_n. \quad (2.12)$$

Для леса:

$$\alpha_n = \frac{2}{1-\beta_n}(1-l)P_n \quad (2.13)$$

$$\alpha_n = 2,86lP_n. \quad (2.14)$$

Для учета возврата воды, ушедшей на водозадержание снегом, с момента водоотдачи из снега до конца снеготаяния в расчет (Лебедева, 1959) введены коэффициенты:

$$\frac{100}{100-20} = 1,25 - \text{для поля}, \quad (2.15)$$

И

$$\frac{100}{100-30} = 1,43 - \text{для леса}, \quad (2.16)$$

где 20 и 30 – принятые величины максимальной водозадерживающей емкости снега (%).

Подача воды на водосбор от снеготаяния (h , мм) рассчитывается по формуле:

$$h = (1,25\alpha_n + 1,43\alpha_l)t. \quad (2.17)$$

где α_n – водоотдача со всей площади, занятой полем, мм/°С; α_l – водоотдача со всей площади, занятой лесом, мм/°С; t – среднесуточная положительная температура воздуха, °С.

Для учета осадков, выпадающих в период снеготаяния используется уравнение:

$$x_{ж} = 4,92t + 34,60, \quad (2.18)$$

где $x_{ж}$ – доля жидких осадков, %; t – среднесуточная температура воздуха, °С.

При отрицательной среднесуточной температуре воздуха осадки, выпавшие за сутки, полностью относятся к твердым и добавляются к снегозапасам. При положительной температуре воздуха выполняется разделение жидкой и твердой составляющих осадков. Доля жидких осадков определяется за каждые сутки по уравнению (2.18) и их величина (мм) добавляется к слою стаявшего снега, а остальное количество относится к твердым осадкам.

Однако метод температурных коэффициентов имеет и недостатки, связанные с не учетом современных данных о залесенности водосборов и неравномерностью залегания снежного покрова по территории бассейна в зависимости от особенностей рельефа. Использование метода температурных коэффициентов, интегрированного в ГИС, совместно с электронными топографическими и тематическими картами, содержащими большой объем качественной и количественной информации о подстилающей поверхности, дает возможность предложить геоинформационную модель для посуточного расчета пространственно-временных изменений залегания снега на водосборе и запаса воды в нем, которая учитывает пространственное распределение

метеорологической информации, особенности рельефа и растительного покрова.

Уточнение методики расчета снеготаяния с использованием ГИС-технологий. Применение методов геоинформационного моделирования и картографирования позволяет учитывать пространственно-временную динамику снежного покрова в период снеготаяния, что важно при прогнозировании объема талого стока. Их основными преимуществами являются автоматизация расчетов (что исключает ошибки, возникающие за счет человеческого фактора), а также возможность визуального представления полученных результатов и выполнение пространственного анализа. Общая схема расчета процесса снеготаяния представлена на рис. 2.6.

Для расчета весеннего снеготаяния разработаны картографическая и атрибутивная базы данных ГИС, а также программный модуль «Расчет снеготаяния».

Для выполнения пространственного анализа снеготаяния как для растровых (на основе ячеек) так и для векторных данных в работе широко используются различные инструменты модуля *Spatial Analyst* и других программного продукта *ArcGIS 10.4: Map Algebra, Topo to Raster, Interpolation, Area Solar Radiation* и др.

Картографическая база данных основана на топографических картах масштабов 1:100 000 и 1:200 000, созданных Роскартографией, и представлена векторными и растровыми слоями. Использование крупномасштабного картографического материала позволяет повысить точность расчетов снеготаяния за счет учета природных и антропогенных особенностей местности.

Рельеф, являясь главным элементом ландшафта, определяет распределение растительности и почвенного покрова, характер и конфигурацию гидрографической сети, особенности микроклимата территории, расположение дорог, населенных пунктов и других объектов инфраструктуры.

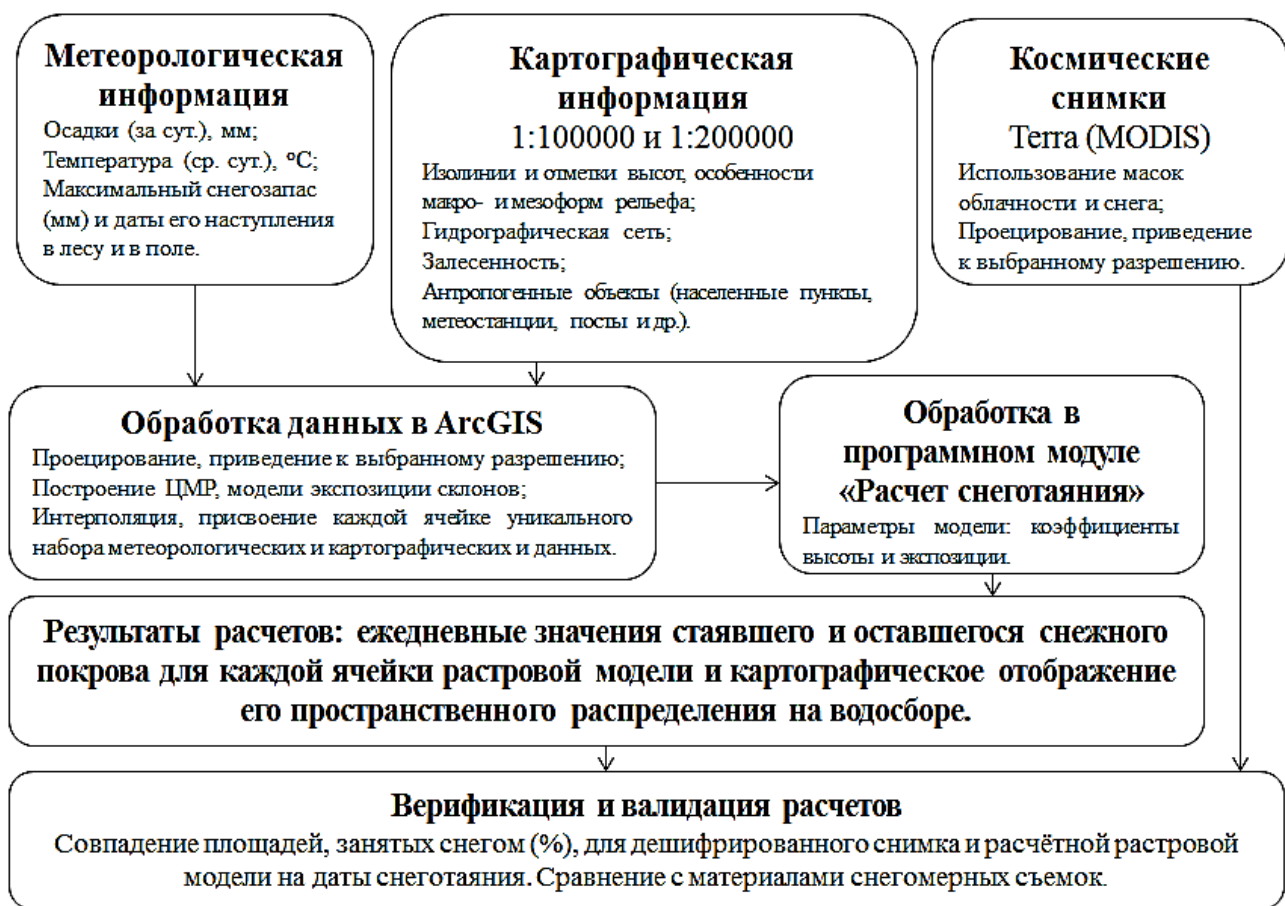


Рис. 2.6. Общая схема расчетов процесса снеготаяния и их верификации

Электронные карты, содержащие большой объем качественной и количественной информации о подстилающей поверхности дают возможность создать на их основе детальную цифровую модель рельефа (ЦМР), которая является очень важной при расчете времени бассейнового добегания, а в дальнейшем может быть использована для расчетов стока. Для этого применен инструмент интерполяции «Topo to Raster» модуля *Spatial Analyst ArcGIS* (URL: desktop.arcgis.com/ru/arcmap/10.4/get-started/setup/arcgis-desktop-quick-start-guide.htm), в котором используется широкий спектр входной информации с топографических карт:

– рельеф (основные, утолщенные, дополнительные горизонталы), абсолютные высоты пунктов государственных и съемочных планово-высотных сетей, характерные точки рельефа, локальные понижения, овражно-балочная сеть);

- гидрографическая сеть (ручьи, реки, озера, водохранилища, пруды);
- антропогенные объекты (населенные пункты, дороги, мосты, каналы, дамбы, карьеры, отвалы, терриконы, отстойники и др.).

Метод «*Topo to Raster*» использует итеративный алгоритм интерполяции конечных разностей. Он оптимизирован, чтобы повысить вычислительную эффективность методов локальной интерполяции («ОВР») без потери непрерывности поверхности методов глобальной интерполяции («Кригинг» и «Сплайн»), что позволяет при построении ЦМР наиболее качественно отображать резкие изменения поверхности (ущелья, горные хребты, крутые обрывы, дамбы и мосты) (Калинин, Пьянков, 2010). Использование всей имеющейся картографической информации о природных и антропогенных объектах с детальной характеристикой рельефа (рис. 2.7) дает возможность построить «гидрологически корректную» ЦМР (рис. 2.8). В ней сеть водотоков имеет вид древовидной системы со связанной дренажной структурой и представлением водоразделов и тальвегов, что в свою очередь определяет характер пространственного распределения и таяния снежного покрова, а также формирование поверхностного стока. Степень детальности представления исходных данных позволяет учитывать региональные особенности водосборов в расчетах снеготаяния.

Цифровая модель рельефа служит основой для пространственного представления таких характеристик рельефа как уклон и экспозиция склонов (рис. 2.9). Построение модельных карт на исследуемые водосборы осуществляется с помощью одноименных инструментов модуля *Spatial Analyst ArcGIS*.

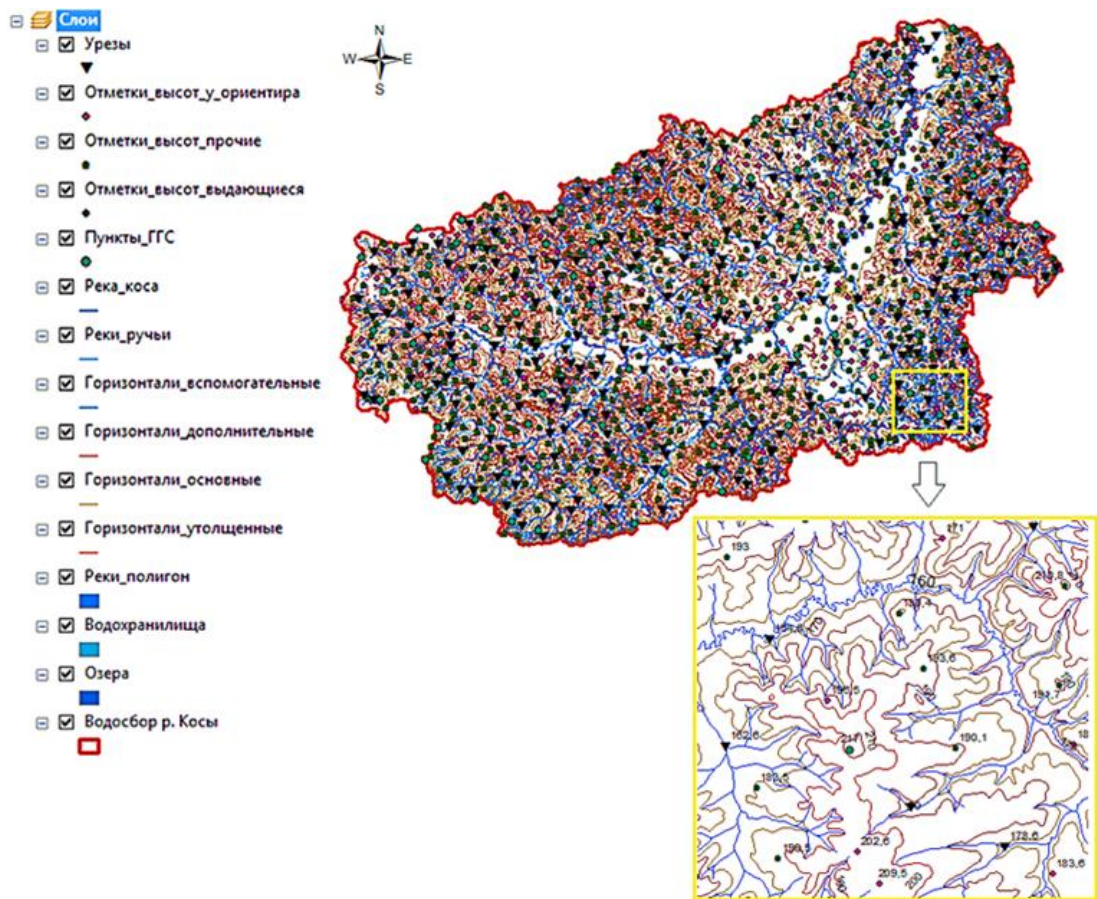


Рис. 2.7. Исходная информация, используемая для создания «гидрологически корректной» ЦМР на примере водосбора г/п Коса-Коса

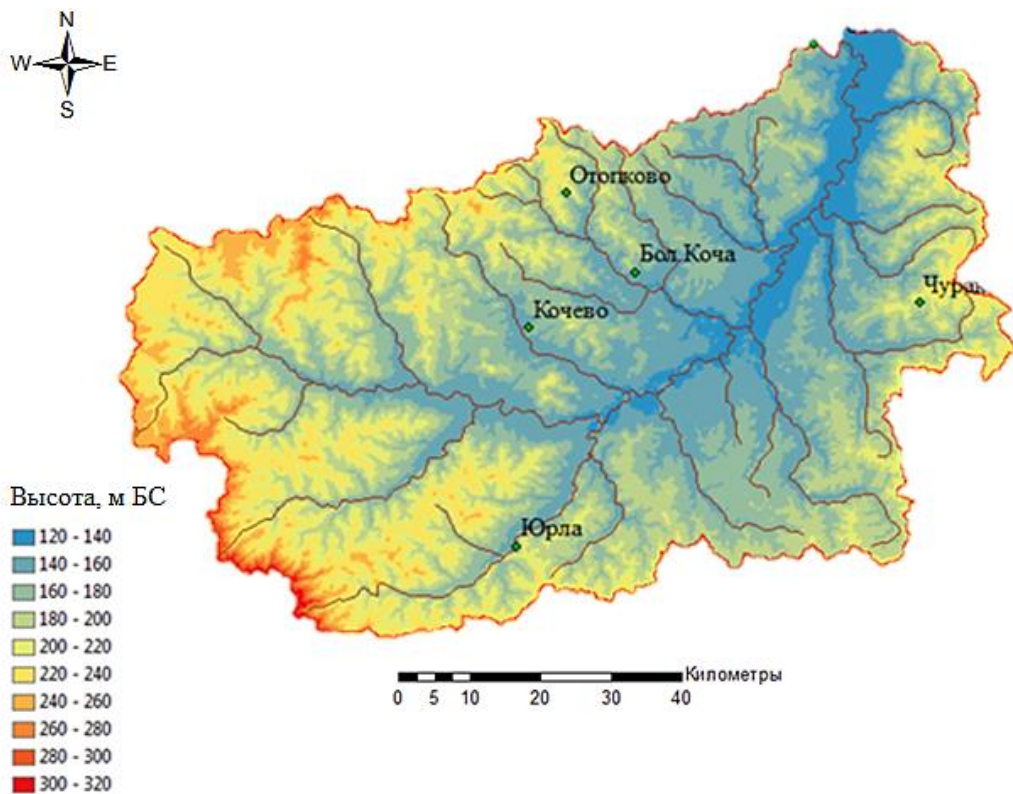


Рис. 2.8. «Гидрологически корректная» ЦМР водосбора г/п Коса-Коса

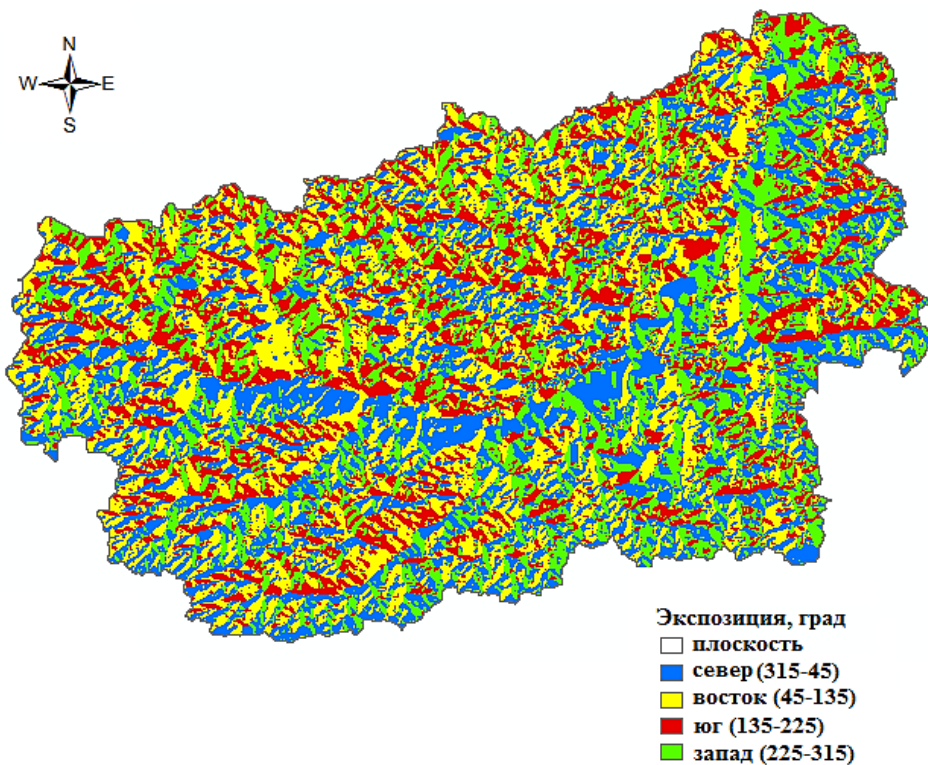


Рис. 2.9. Модельная карта экспозиции склонов водосбора г/п Коса-Коса

Тематические карты представлены векторными слоями с информацией о границах и центрах тяжести водосборов, гидрологических постах и метеостанциях с точной географической привязкой. Для расчетов снеготаяния особую важность имеет информация о площадном соотношении полевой и лесной частей водосбора. Эта информация может быть также пространственно представлена по территории в виде полигонов (рис. 2.10).

Таким образом, степень детальности и масштаб исходной картографической информации оказывает значительное влияние на качество цифрового картографического представления поверхностей и пространственного моделирования гидрологических процессов и явлений.

Атрибутивная база данных (АБД) представлена таблицами, в которых хранятся значения и характеристики, необходимые для картографических данных, а также материалы наблюдений по каждой метеостанции.

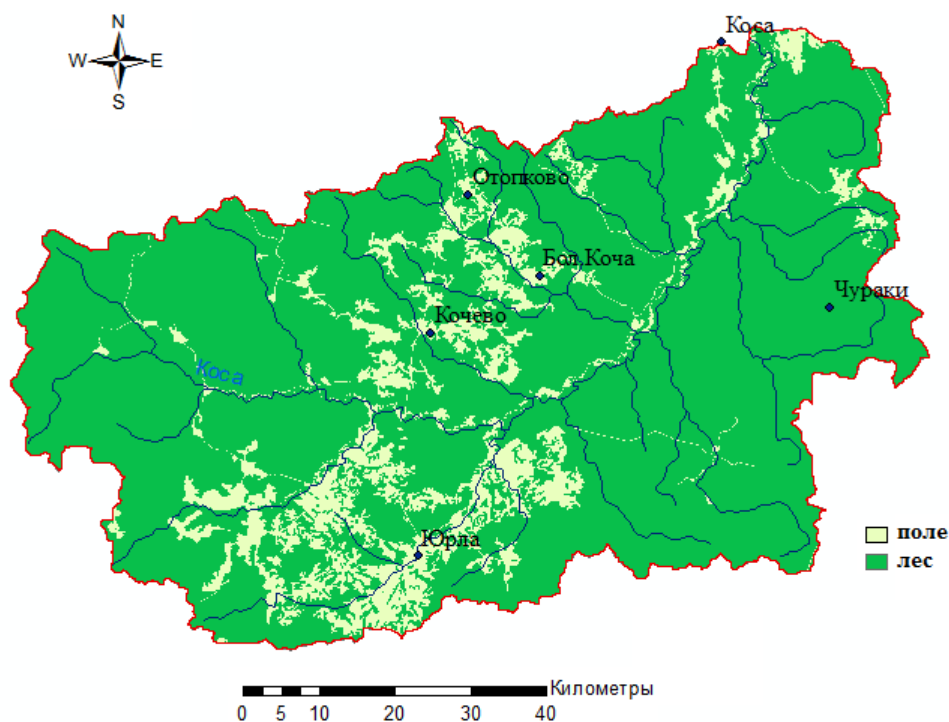


Рис. 2.10. Пространственное распределение по территории водосбора г/п Коса-Коса полевых и залесенных участков

В атрибутивную базу данных входят пространственно распределённая информация о максимальных снегозапасах (в мм слоя воды), датах их наступления отдельно для поля и леса, ежедневных значениях температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) и осадков (мм) в период таяния снежного покрова (табл. 2.2) а также высоте метеостанции (рис. 2.11; 2.12).

	A	B	C	D
1	Снегозапас S (поле)	Дата S макс. (поле)	Снегозапас S (лес)	Дата S макс.(лес)
2	155.0	31.03.2010	180.00	31.03.2010
3	Осадки, мм	Температура, $^{\circ}\text{C}$	ДД.ММ.ГГ	
4	0,7	-7,5	10.03.2010	
5	1,2	-8,9	11.03.2010	
6	3,3	-9,8	12.03.2010	
7	0,7	-2,3	13.03.2010	
8	1,3	-4,2	14.03.2010	
9	0,9	-4	15.03.2010	

Рис. 2.11. Фрагмент таблицы АДБ, содержащей данные по метеостанции Кочеве

	A	B	C	D
1	NUMBER	NAME	WAY	HEIGHT
2	47	Бондюг	abd\bondyg.xls	121
3	41	Булдырья	abd\buldir.xls	154
4	145	В.Ч.Городки	abd\gorodki.xls	128
5	28	Вая	abd\vaya.xls	183
6	12	Верещагино	abd\vereshag.xls	238
7	123	Верхняя Косьва	abd\v_kosva.xls	311
8	0	Гайны	abd\gainy.xls	196
9	31	Губаха	abd\gubaha.xls	274

Рис. 2.12. Фрагмент таблицы АБД, содержащей данные о высоте и коде метеостанций

Таблица 2.2

Структура атрибутивной базы данных: сведения о максимальных снегозапасах, ежедневных значениях температуры воздуха и осадках по метеостанции Кочево

№ п/п	Имя поля	Описание	Примечание
1	Снегозапас S (поле)	Максимальный снегозапас на начало снеготаяния в поле	
2	Дата S макс. (поле)	Дата с максимальным снегозапасом на начало снеготаяния в поле	
3	Снегозапас S (лес)	Максимальный снегозапас на начало снеготаяния в лесу	
4	Дата S макс. (лес)	Дата с максимальным снегозапасом на начало снеготаяния в лесу	
5	Осадки, мм	Среднесуточная величина атмосферных осадков	Если данных нет, то вводится значение -999,0
6	Температура, °С	Среднесуточная температура воздуха	Если данных нет, то вводится значение -999,0
7	ДД.ММ.ГГ	Формат записи даты	

Для программной реализации расчетов снеготаяния большую роль играет собственное имя файлов *.xls, которые имеются в реестре АБД. При расчете выбор метеорологических данных осуществляется из соответствующего файла, имя которого совпадает с названием метеостанции.

Следующей важной задачей является пространственное распределение метеорологической информации, определенной в точках метеостанций, по всем растровым ячейкам водосбора. Для этого создается векторный слой с точками, соответствующими каждой растровой ячейке ЦМР (рис. 2.13).

№ п/п	Характеристика
1.	Высота, м БС
2.	Залесенность, %
3.	Экспозиция склонов
4.	Дата
5.	Слой стаявшего за день снега, мм
6.	Максимальный снегозапас, мм
7.	Снегозапас на текущую дату, мм
8.	Доля снегозапаса на текущую дату от максимального, %

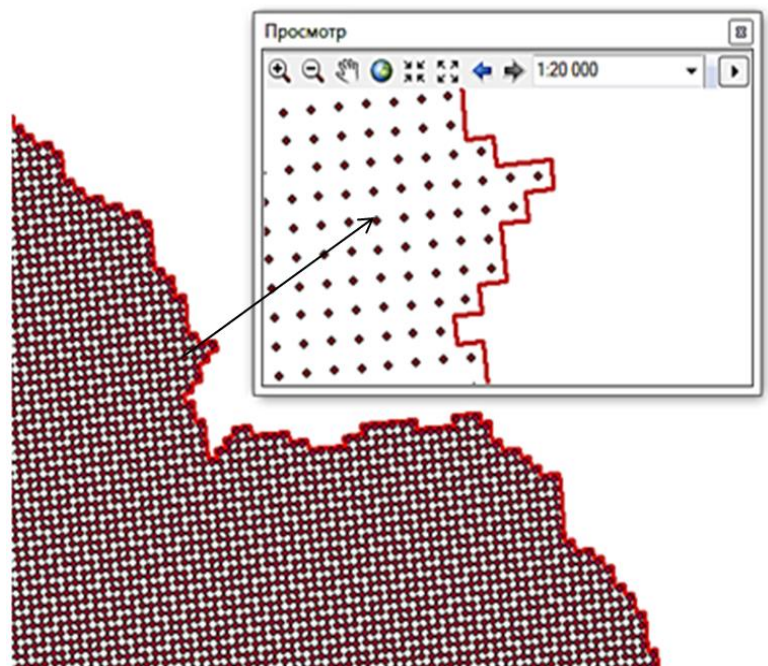


Рис. 2.13. Векторный слой с точками, соответствующими каждой растровой ячейке ЦМР водосбора с необходимыми данными и результатами ежедневных расчетов снеготаяния

В атрибутивную базу данных этого слоя добавляется информация о максимальных снегозапасах (мм слоя воды) и датах их наступления отдельно для поля и леса, ежедневных значениях температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) и осадков в период таяния снежного покрова (мм) с помощью инструмента Евклидово расстояние «*EucAllocation*». Этот инструмент также называют полигоны Вороного или Тиссена, и он используется для определения ячеек, которые должны быть отнесены к пункту наблюдений на основе максимальной близости. Полигоны Вороного разделяют пространство на ячейки-полигоны. Метеостанция окружается полигоном так, чтобы расстояние от каждой ячейки, лежащей внутри этого полигона, до этой МС было меньше, чем до какой-либо другой (URL: desktop.arcgis.com/ru/arcmap/10.4/tools/spatial-analyst-toolbox/how-natural-neighbor-works.htm). Т.е., это участок территории, «контролируемый» МС. Каждой ячейке, находящейся внутри такого полигона, присваивается код МС, по которому выполняется соединение с соответствующей таблицей АБД.

При этом учитывается, что рассматриваемые метеорологические характеристики могут измеряться не на всех пунктах наблюдений. Например,

для бассейна г/п Кама-Гайны данные об осадках и температуре имеются только на четырех МС, а информация о максимальных снегозапасах на семи МС и г/п. Аналогичная ситуация и на других водосборах. Поэтому полигоны влияния строятся для каждой характеристики отдельно. Построение полигонов для каждой характеристики позволяет максимально учесть пространственную неоднородность метеоэлементов (рис. 2.14).

Выполненные расчеты пространственного изменения температуры воздуха с использованием других методов интерполяции (ОВР, естественная окрестность, сплайн, кригинг), показали, что они имеют некоторые недостатки (табл. 2.3). Для получения адекватной картины пространственного распределения указанной характеристики необходимо, чтобы пунктов наблюдений располагались как внутри, так и за пределами исследуемой территории. А поскольку сеть метеостанций достаточно редкая, это условие часто не выполняется. Поэтому для корректного моделирования необходимо обязательно вводить дополнительные точки псевдометеостанций за пределами территории.

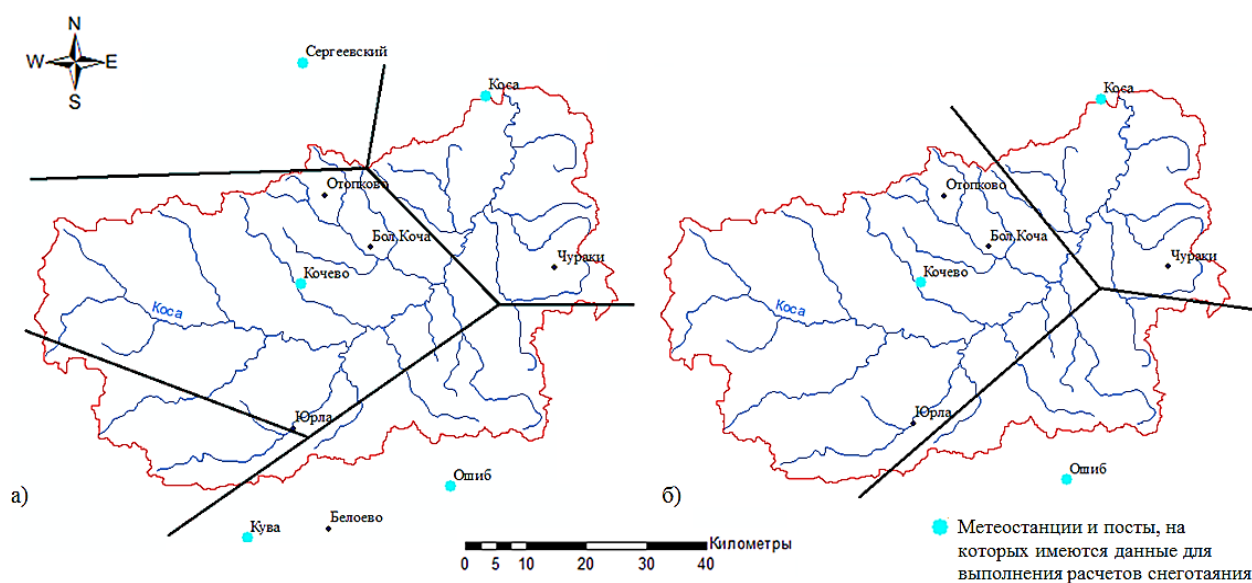


Рис. 2.14. Полигоны Вороного по снегозапасу (а) осадкам и температуре воздуха (б) для водосбора р. Косы

Таблица 2.3

Анализ методов интерполяции ежедневных значений температуры воздуха по метеостанциям Коса и Кочево на 15.04.2015 г.

Параметры расчета		Естественная окрестность		ОВР		Сплайн		Кригинг		Полигоны Вороного
		Значения статистики растра	Относительная ошибка %	Значения статистики растра	Относительная ошибка %	Значения статистики растра	Относительная ошибка %	Значения статистики растра	Относительная ошибка %	Значения статистики растра
г/п Коса- Коса	мин.	4,2	0,0	4,2	0,0	3,0	29,1	4,9	15,7	4,2
	макс.	5,8	0,2	5,8	0,0	5,8	0,3	5,2	10,9	5,8
	сред	5,0	8,3	4,9	7,9	4,6	0,9	5,0	8,5	4,6

Анализ табл. 2.3 показал, что наибольшая относительная ошибка возникает при использовании методов Кригинг и Сплайн, но она не превышает 8,5%, что в абсолютных величинах составляет 0,4°C. При этом пространственное распределение метеорологической информации, определенной в точках метеостанций, по всем растровым ячейкам водосбора с помощью инструмента «полигоны Вороного» освобождено от решения проблемы краевых эффектов, связанной с редкой сетью наблюдений. А незначительные расхождения с другими методами интерполяции и высокая точность конечных результатов расчетов делает применение данного метода интерполяции оправданным в настоящей модели снеготаяния.

Моделирование снеготаяния производится при помощи разработанного специального программного модуля (Калинин и др., 2019, 2022), который дает возможность выполнять расчеты водоотдачи, ранее определяемой по номограммам Н.Д. Лебедевой (1959) и слоя стаявшего снега, что исключает ошибки и повышает точность вычислений (рис. 2.15). В программном модуле помимо автоматизации предусмотрен учет влияния высоты и экспозиции склонов на процесс снеготаяния (см. п. 2.4).

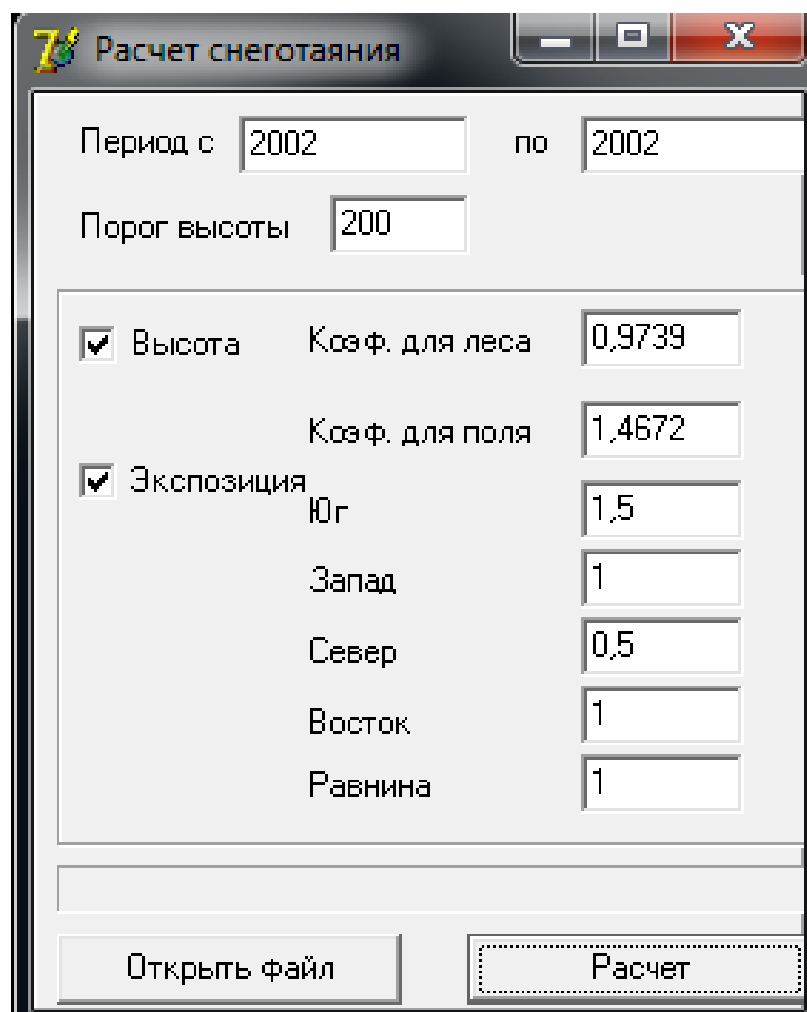


Рис. 2.15. Программный модуль для расчета снеготаяния по методу температурных коэффициентов с применением ГИС-технологий

Вывод:

Таким образом, создана база пространственных данных о особенностях подстилающей поверхности (залесенности, высоте, сторонах света) и метеорологической информации, которая используется при автоматизированном расчете подачи воды на водосбор в процессе весеннего снеготаяния по методу температурных коэффициентов. Результатом расчетов являются посуточные значения слоя стаявшего снега (мм), снегозапаса (мм) и доли оставшегося снежного покрова (%) в точках, соответствующих ячейкам растровой модели водосбора.

2.4. Учет высоты места и экспозиции склонов при расчетах снеготаяния

Влияние высоты места на процессы схода снежного покрова. В методике расчета снеготаяния Н.Д. Лебедевой (1959), адаптированной для Камского бассейна, не учитываются современные данные о залесенности водосборов и ее пространственном распределении по территории (коэффициенты лесистости учитываются в виде одной цифры для водосбора по данным на 1959 г.). При расчете снегозапасов в речном бассейне необходимо учитывать разницу в количестве снега в поле и в лесу. Так, на залесенных территориях наблюдается естественное уменьшение накопления снежного покрова. Также не учитываются особенности рельефа, оказывающие значительное влияние на неравномерность формирования и таяния снежного покрова по территории водосбора. Наибольшая неоднородность при формировании, накоплении и таянии снежного покрова характерна для северо-восточной горной части водосбора Камского водохранилища, что обусловлено ее высокой расчлененностью.

Учет орографических особенностей в расчетах снеготаяния возможен путем введения поправочных коэффициентов (рис. 2.16; 2.17).

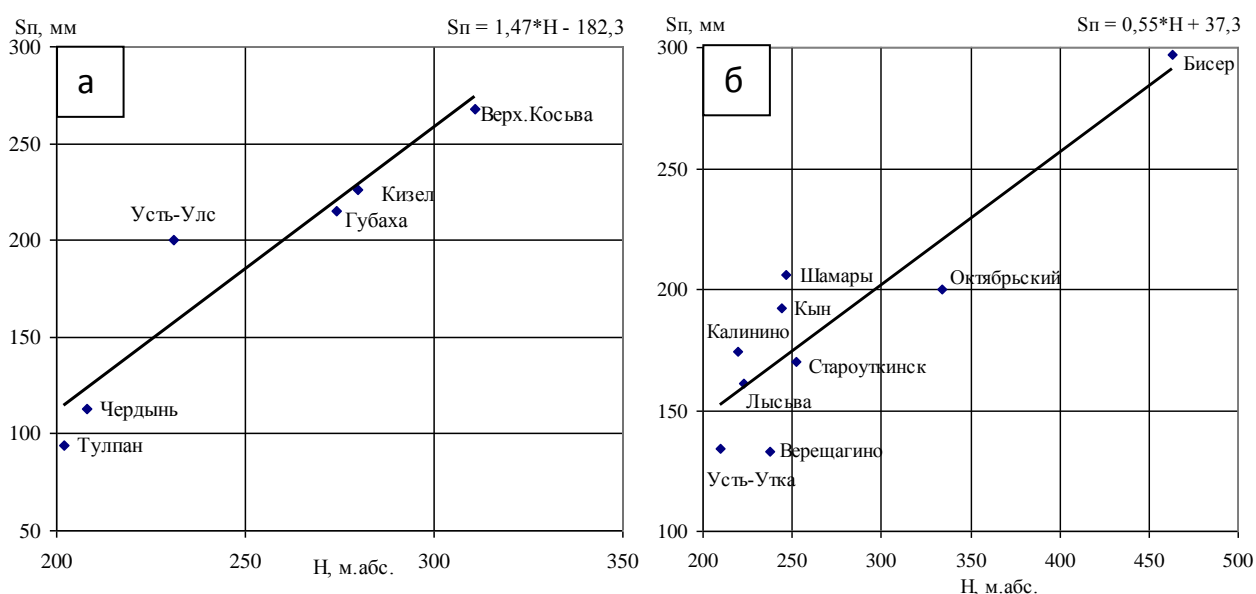


Рис. 2.16. Зависимость максимального снегозапаса в поле от высоты места для бассейна Воткинского водохранилища: а – северная часть; б – южная часть (по Миковой, Трифионовой, 2008)

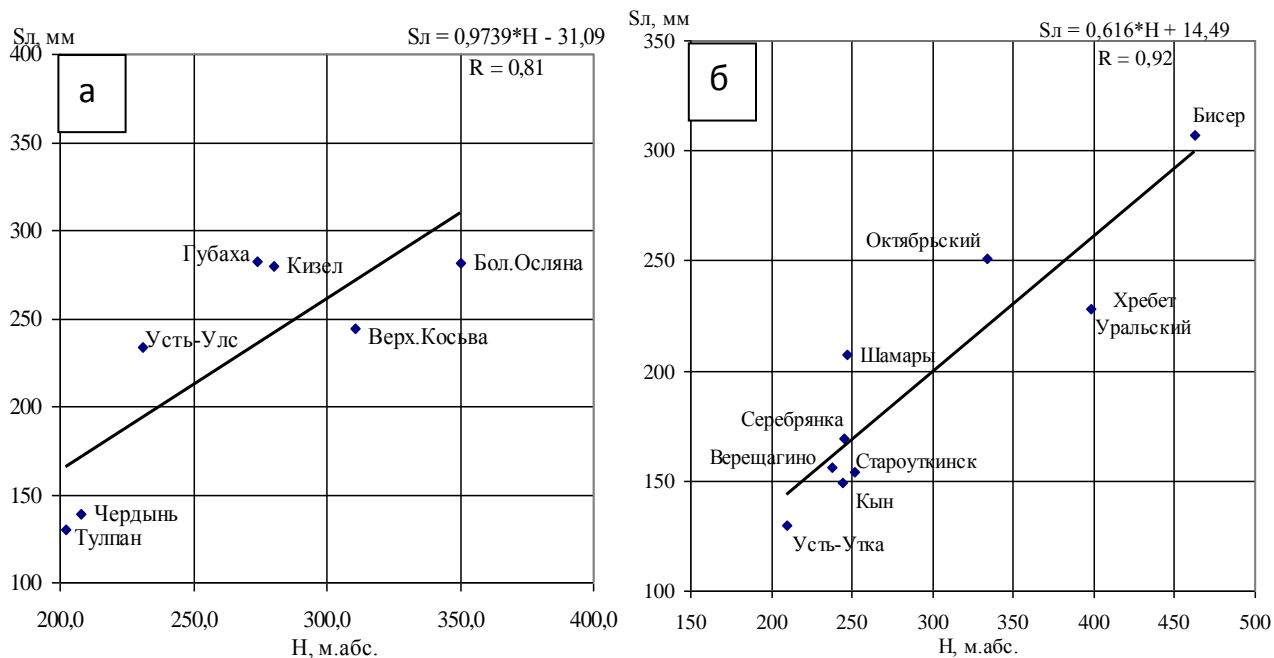


Рис. 2.17. Зависимость максимального снегозапаса в лесу от высоты места для бассейна Воткинского водохранилища: а – северная часть; б – южная часть (по Миковой, Трифионовой, 2008)

Для определения значений коэффициентов высотного положения использованы результаты исследований К.Д. Миковой и Е.В. Трифионовой (2008), которыми на основе материалов многолетних наблюдений были получены линейные эмпирические зависимости максимального снегозапаса от высоты места (с коэффициентами корреляции $0,72 \div 0,99$) отдельно для полевой и лесной территорий северных и южных районов водосбора Воткинского водохранилища, который полностью включает в себя исследуемый водосбор Камского водохранилища.

Оценка этих зависимостей показала, что средняя ошибка расчетов не превышала 7,4% от фактической величины, а обеспеченность допустимой погрешности прогностических зависимостей составила от 67 до 100%. Коэффициенты высотного положения для значений максимального снегозапаса составили для северной части лесной территории водосбора 0,97, для полевой – 1,47; для южной части водосбора – 0,62 и 0,55 соответственно.

Учет влияния экспозиции склонов также возможен путем введения различных коэффициентов. При этом возникает вопрос об их величинах и постоянстве во времени для склонов разной экспозиции.

Особенности климата и рельефа территории находят отражение в *радиационном режиме*. Он определяется географической широтой, высотой над уровнем Мирового океана, прозрачностью атмосферы, степенью облачности, продолжительностью солнечного сияния и меняется с экспозицией и крутизной склонов. Рельеф определяет неравномерность пространственного распределения освещенности а, следовательно, приходящего с солнечной радиацией количества тепла на склоны разной экспозиции и интенсивность процесса снеготаяния на них. Выполнено геоинформационное моделирование величины плотности теплового потока ($\text{Вт}/\text{м}^2$) поступающей в апреле на склоны разной экспозиции и крутизны исследуемых водосборов.

Расчет величины солнечной радиации возможен как традиционным методом, описанным в (Методические указания..., 1969), так и с применением геоинформационного моделирования. Использовать для оценки величины солнечной радиации фактические данные с метеостанций в настоящее время, в связи с сокращением пунктов наблюдательной сети, практически невозможно. Так, на водосборе Камского водохранилища актинометрические наблюдения ведутся только на метеостанции Чермоз, что дает представление об инсоляции территории в целом, без учета индивидуальных особенностей радиационного режима частных небольших по площади водосборов. Применение геоинформационного моделирования позволяет рассчитать величину плотности теплового потока ($\text{Вт}/\text{м}^2$), поступающего на склоны разной экспозиции и крутизны на любую дату, т.е. это автоматизированный расчет пространственного распределения плотности теплового потока для каждой растровой ячейки территории водосбора. Вычисление плотности теплового потока с применением ГИС-технологий выполнено для апреля с шагом в 4 дня инструментом «Область солнечного излучения» ([URL: pro.arcgis.com/ru/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/an-overview-of-the-solar-radiation-tools.htm](http://pro.arcgis.com/ru/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/an-overview-of-the-solar-radiation-tools.htm)).

Инструмент «*Area Solar Radiation*» модуля *Solar Analyst ArcGIS* основан на модели *Solar Flux*, имитирующей влияние наложения тени от объектов (Dubayah, Rich, 1995, 1996) и является одним из наиболее эффективных программных продуктов, специально разработанных для расчета приходящего на земную поверхность количества тепла на основе ЦМР. Для выполнения расчетов в программе выбирается день календаря и вводится начальное и конечное время. Если начальное и конечное время одинаковы, то будет рассчитана мгновенная инсоляция. Когда начальное время наступает раньше времени восхода солнца и конечное время наступает позже захода солнца, то инсоляция будет рассчитана для всего дня. Поправка на долготу и временную зону происходит автоматически (URL: pro.arcgis.com/ru/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/an-overview-of-the-solar-radiation-tools.htm). Итогом расчета являются модельные растровые карты пространственного распределения солнечной радиации со значениями в Вт/м² за конкретный день (рис. 2.18). Для корректного отображения полученных результатов эти значения нужно поделить протяженность светового дня, используемую в расчетах.

В средних широтах значение потока солнечного излучения достигает 800 Вт/м² летом, снижаясь до 250-300 Вт/м² зимой. Ночью это значение равно нулю (URL: portal.tpu.ru/SHARED/n/NASA/Education/NiVIE/Tab/p2.pdf). Расчеты плотности теплового потока (притока энергии) с применением ГИС-технологий показали, что в полуденные часы значения для исследуемых водосборов достигают 350 Вт/м² в начале периода, и 500 Вт/м² в конце месяца. В среднем за день значение теплового потока для равнинных водосборов рек Коса и Кама почти совпадает. Так, для водосбора г/п Коса-Коса в начале апреля оно составляет 149 Вт/м², а в конце апреля – 229 Вт/м². Для горного водосбора г/п Вишера-Рябинино эти значения составляют 161 и 239 Вт/м² соответственно.

На основе результатов моделирования выполнена оценка поступления солнечной радиации на склоны разной экспозиции и крутизны. Например, для водосбора р. Косы характерно преобладание северных (27%) и восточных (28%) склонов. Южные и западные склоны занимают 23 и 22% территории

соответственно. На долю плоско-равнинных территорий приходится менее 1%. А для водосбора р. Вишеры отмечается следующее деление по экспозиции: север – 19%, восток – 28%, юг – 20% и запад – 33%, плоско-равнинный рельеф – менее 1%.

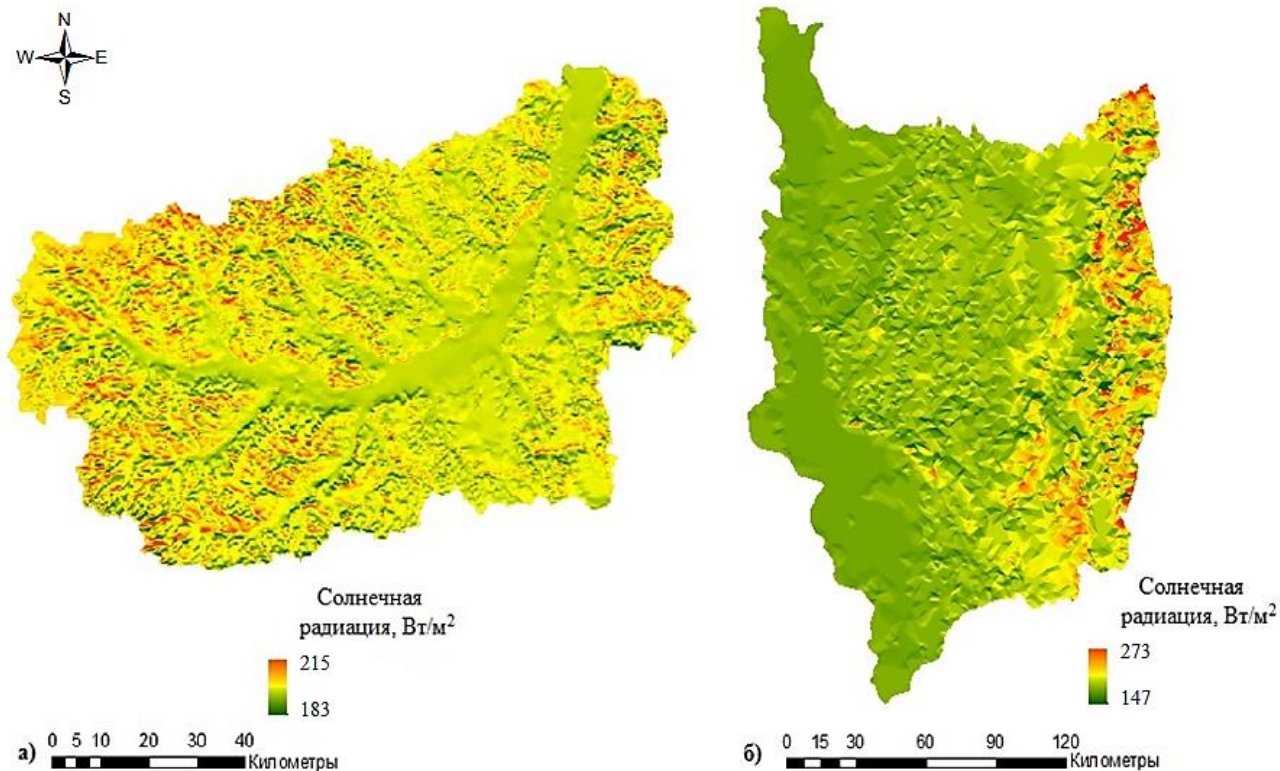


Рис. 2.18. Модельные растровые карты пространственного распределения солнечной радиации ($\text{Вт}/\text{м}^2$) для водосборов г/п Коса-Коса и г/п Вишера-Рябинино на 17 апреля

Анализ показал, что поступление солнечной радиации на равнину, западные и восточные склоны в течение всего исследуемого периода практически совпадает, равномерно увеличиваясь для водосбора р. Косы от 149 до $267 \text{ Вт}/\text{м}^2$, а для водосбора р. Вишеры от 154 до $273 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Максимальные значения солнечной радиации приходятся на южные, а минимальные – на северные склоны. Для обоих водосборов отмечена закономерность: при принятии значений поступающей инсоляции на западные и восточные склоны (они всегда равны друг другу) в конкретный день равными 1, для юга поступающая радиация будет больше, а для севера – меньше.

Это изменение одинаково по величине, но имеет разный знак. При расчете такой динамики в течение апреля месяца для южных склонов поступающая радиация будет уменьшаться, а для северных – увеличиваться относительно западных и восточных склонов (рис. 2.19).

Для оценки достоверности полученных данных месячной (или средней суточной) суммы прямой радиации, можно использовать коэффициент k (табл. II Справочника, 1967), который представляет собой отношение суммы радиации на южную стену к сумме радиации на горизонтальную поверхность.

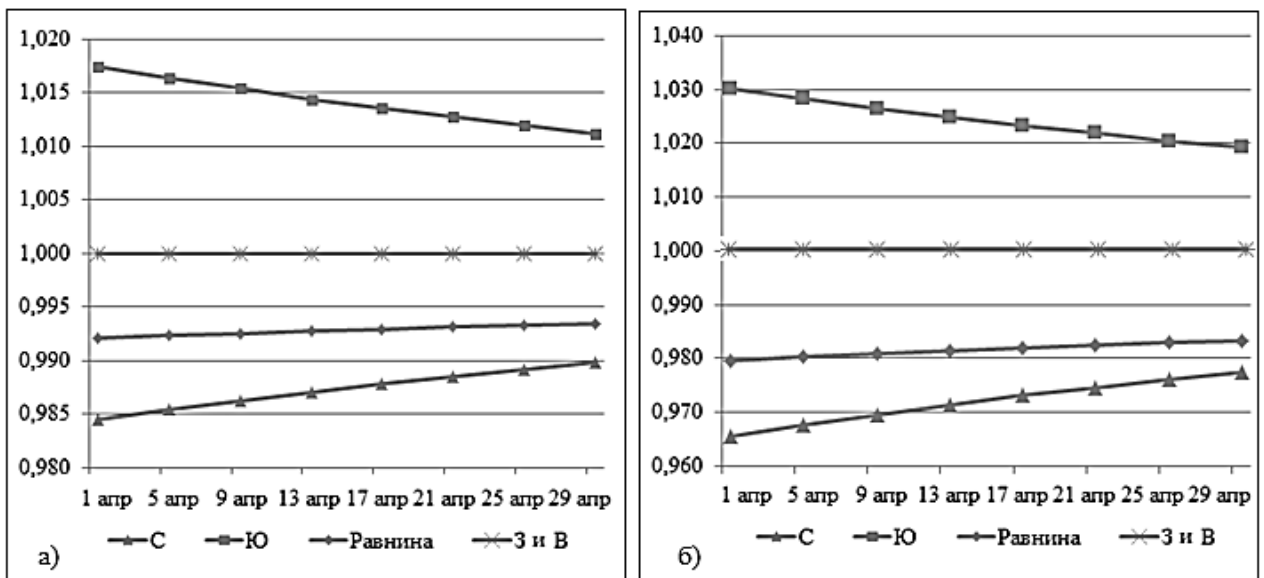


Рис. 2.19. Динамика поступления солнечной радиации на склоны разной экспозиции для водосборов г/п Коса-Коса (а) и г/п Вишера-Рябино (б)

Для апреля месяца и 60° с.ш. (северной широты) он составляет 1,03, а на 56° с.ш. – 0,90. Полученные значения солнечной радиации для плоско-равнинной (горизонтальной) поверхности для водосбора р. Вишеры, центр тяжести которого находится почти на 60° с.ш., и водосбора р. Косы (центр тяжести которого на $59^\circ 58'$ с.ш.) подтверждают это отношение для южных склонов.

Рассматриваемые водосборы относятся к равнинной (г/п Коса-Коса) и предгорной (г/п Вишера-Рябино) территории, что определяет такую особенность их рельефа как крутизна (угол наклона) склонов. Согласно классификации Н.И. Николаева (1988) выделяют склоны: очень пологие $2-6^\circ$,

пологие 6-15°, средней крутизны 15-30°. Для территорий со значениями угла наклона 0-2° принято обозначение «плоско-равнинный рельеф». Рассматриваемые водосборы имеют преимущественно плоско-равнинный рельеф, при этом максимальный угол наклона склонов водосбора р. Вишеры может достигать 30°, тогда как для водосбора р. Косы не превышает 15°.

Расчеты поступления солнечной радиации на склоны в зависимости от их экспозиции и крутизны (рис. 2.20) показали особенность, присущую обоим водосборам: на западные и восточные склоны поступает одинаковое количество радиации, которое увеличивается в течение апреля и увеличивается с углом наклона склонов (г/п Коса-Коса от 148 до 229 Вт/м²; г/п Вишера-Рябинино от 151 до 241 Вт/м²).

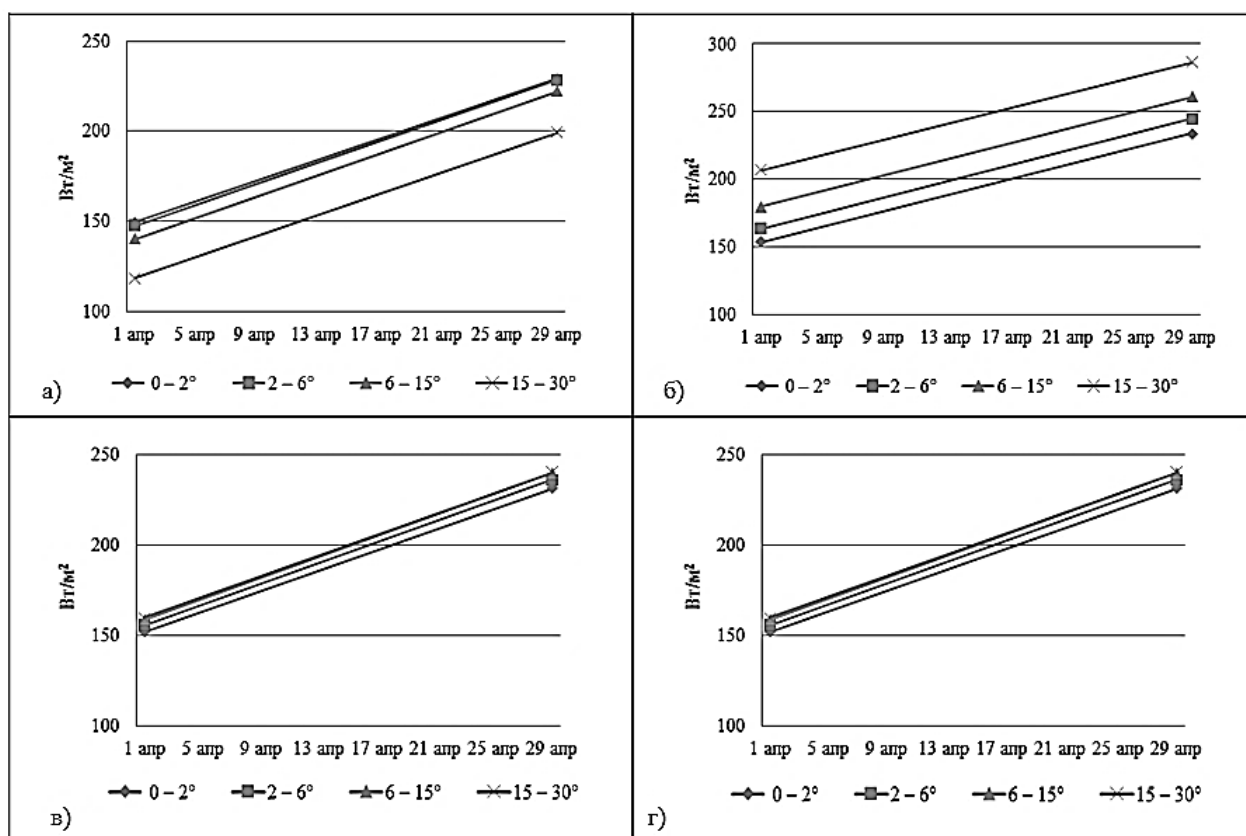


Рис. 2.20. Поступление солнечной радиации на склоны водосбора г/п Вишера-Рябинино разной экспозиции (а – север, б – юг, в – запад, г – восток) и крутизны

Для южных и северных склонов выявлена следующая закономерность: с увеличением угла наклона южных склонов количество солнечной радиации для них увеличивается (г/п Коса-Коса: 151-164 Вт/м² в начале апреля, 230-243 Вт/м²

в конце; г/п Вишера-Рябинино: 154-159 Вт/м² в начале апреля, 234-286 Вт/м² в конце), а для северных – уменьшается (г/п Коса-Коса: 147-136 Вт/м² в начале апреля, 227-215 Вт/м² в конце; г/п Вишера-Рябинино: 148-118 Вт/м² в начале апреля, 228-199 Вт/м² в конце). Последнее связано с увеличением затененности северных склонов по мере увеличения их крутизны. Это в свою очередь приводит к увеличению продолжительности процесса снеготаяния на склонах северной экспозиции.

Таким образом, для западных и восточных склонов, а также для участков горизонтальной поверхности (плоско-равнинных территорий) коэффициенты экспозиции могут быть приняты равными 1 (Шайдулина, 2022). Определение коэффициентов, учитывающих особенности процесса снеготаяния на склонах северной и южной экспозиции представляется более сложной задачей и требует проведения дополнительных исследований.

Подбор коэффициентов, учитывающих особенности процесса снеготаяния на склонах северной и южной экспозиции, может быть осуществлен несколькими путями. Так, можно проводить экспертный подбор, т.е. выполнять визуальное сопоставление построенного по результатам заданных значений коэффициентов расчетного раstra пространственного распределения снежного покрова с космическим снимком на ту же дату. Однако, это является крайне субъективным. Во-первых, визуальная оценка полностью зависит от мнения оценивающего и зачастую у нескольких экспертов оно может не совпадать. Во-вторых, при сравнении с космическим снимком на другую дату опять необходимо проводить процедуру подбора коэффициентов, что полностью исключает их использование в прогнозах снеготаяния.

Для определения оптимальных коэффициентов экспозиции северных и южных склонов предложен метод выбора их значений, заключающийся в вычислении суточных величин оставшегося снегозапаса и слоя стаявшего снега при пошаговом изменении коэффициентов экспозиции для северных и южных склонов.

Исследование проведено для 56 комбинации значений этих коэффициентов с постоянным шагом (рис. 2.21). Модельным водосбором для установления значений коэффициентов экспозиции по предложенной методике был принят средний по размеру из исследуемых – водосбор г/п Коса-Коса. Расчеты выполнены для 2002, 2004, 2010 и 2015 гг.

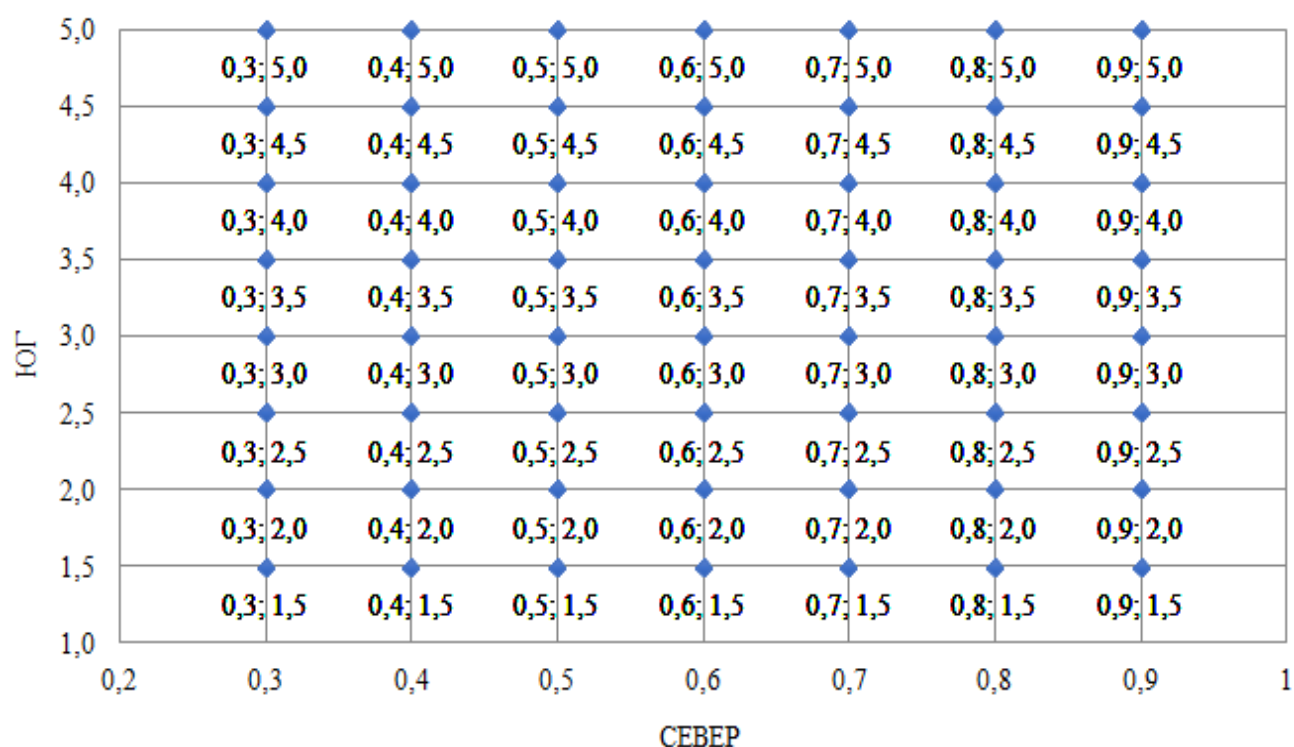


Рис. 2.21. Комбинации значений коэффициентов экспозиции склонов при расчетах снеготаяния для водосбора г/п Коса-Коса

Диапазон изменения коэффициентов для северных и южных склонов был определен путем дополнительных расчетов. Максимальное поступление тепла от прихода солнечной радиации характерно для южных склонов, поэтому для них шаг изменения принят 0,5, а диапазон значений коэффициентов составил 1,0÷5,0. На северные склоны солнечной радиации поступает меньше, по сравнению с южными, западными и восточными склонами, а также плоско-равнинными территориями, поэтому значение коэффициента для северных склонов не может быть больше 1,0. Шаг изменения коэффициентов севера составил 0,1, а диапазон выбора значений – 0,0÷1,0.

Принятый подход позволил систематизировать процедуру определения оптимальных коэффициентов экспозиции северных и южных склонов.

Критерием правильности подбора коэффициентов экспозиции принята величина относительной погрешности моделирования снегозапаса и слоя стаявшего снега (δ , %), рассчитанная как разность модельного и фактического значений, отнесенная к фактическому значению:

$$\delta = \frac{|\overline{S}_m - \overline{S}_f|}{\overline{S}_f} 100\% \quad (2.19)$$

где \overline{S}_m – среднее модельное значение, \overline{S}_f – среднее фактическое значение.

Для величины снегозапаса в качестве фактических данных использована информация с метеорологических станций, расположенных в пределах водосбора. Для слоя стаявшего снега результаты модельных расчетов сравнивались с аналогичными слоями, вычисленными по методике Пермского ЦГМС (Калинин и др., 2021).

Как показали результаты расчетов за все исследуемые годы, минимальная величина относительной погрешности моделирования снегозапаса наблюдается в двух случаях (табл. 2.4; 2.5):

- при плавном изменении коэффициентов в течение периода снеготаяния: увеличение для северных (числитель) и уменьшение для южных (знаменатель) склонов (0,3/5,0 до 15.04; 0,6/3,0 до 20.04; 0,9/1,5 до конца снеготаяния);
- при использовании постоянных коэффициентов для всего периода снеготаяния (0,5/1,5 для северных/южных склонов).

Таблица 2.4

Относительная погрешность моделирования снегозапаса (%) при разных значениях коэффициентов экспозиции северных и южных склонов в весенний период 2002, 2004, 2010 и 2015 гг.

Дата	Фактический снегозапас, мм	Относительная погрешность моделирования (%) при значениях коэффициентов экспозиции северных и южных склонов:			
		0,3/5,0	0,6/3,0	0,9/1,5	0,5/1,5
2002 г.					
05.04	203	1,4	1,4	1,4	1,2
10.04	202	1,6	1,6	1,6	1,4
15.04	209	1,5	1,5	1,5	1,7
20.04	186	11,2	10,0	6,0	4,6
25.04	128	45,4	38,9	38,1	29,4
30.04	61	82,7	60,5	82,7	52,5
Среднее значение		24,0	19,0	22,0	15,1
2004 г.					
05.04	183	10,2	9,5	9,5	9,6
10.04	186	11,6	10,9	10,9	11,2
15.04	180	8,8	8,0	8,0	8,1
20.04	162	1,2	2,0	2,1	2,2
25.04	155	5,6	6,3	6,4	6,5
30.04	158	3,5	4,3	4,6	4,4
Среднее значение		6,8	6,8	6,9	7,0
2010 г.					
05.04	132	3,3	5,3	7,3	8,5
10.04	108	32,2	35,9	35,5	28,1
15.04	68	12,4	22,1	25,8	11,3
20.04	39	1,2	26,4	49,3	14,9
25.04	–	–	–	–	–
Среднее значение		12,3	22,4	29,5	15,7
2015 г.					
05.04	166	4,5	4,5	3,9	3,9
10.04	165	4,9	4,9	4,2	4,2
15.04	141	1,4	3,6	5,7	7,1
20.04	135	18,2	17,5	13,0	8,6
25.04	126	19,1	19,8	15,9	9,5
30.04	89,5	14,0	22,9	28,5	15,1
Среднее значение		10,3	12,2	11,9	8,1

Курсивом выделены значения минимальной относительной погрешности на каждую дату.
«–» – отсутствие расчётов в связи с окончанием периода снеготаяния.

Таблица 2.5

Относительная средняя погрешность моделирования снегозапаса (%) при разных значениях коэффициентов экспозиции северных и южных склонов в весенний период 2002, 2004, 2010 и 2015 гг. на примере водосбора г/п Коса–Коса

Дата	Относительная средняя погрешность моделирования (%) при значениях коэффициентов экспозиции северных/южных склонов				
	0,3/5,0	0,6/3,0	0,9/1,5	0,5/1,5	при переменных коэффициентах: 0,3/5,0; 0,6/3,0; 0,9/1,5
05.04	4,9	5,2	5,5	5,8	4,9
10.04	12,6	13,3	13,1	11,2	12,6
15.04	6,0	8,8	10,2	7,0	6,0
20.04	7,9	14,0	17,6	7,6	14,0
25.04	23,3	21,7	20,1	15,1	20,1
30.04	33,4	29,2	38,6	24,0	38,6
Среднее значение	14,7	15,4	17,5	11,8	16,0

Курсивом выделены значения минимальной относительной погрешности на каждую дату.

Анализ табл. 2.4 и 2.5 показал, что в целом для весеннего периода наилучшая сходимость расчетного снегозапаса с фактическими данными наблюдается при постоянных коэффициентах (0,5/1,5). Им соответствует минимальная погрешность моделирования, которая в среднем составляет 11,8%. Расчеты с высокими коэффициентами для южных склонов (5,0) дают наилучшие результаты в начале периода снеготаяния. При использовании переменных коэффициентов погрешность моделирования снегозапасов минимальна только в начале периода, возрастая к концу снеготаяния до 38,6%. Наименьшая сходимость рассчитанного снегозапаса с фактическими данными возникает в самом конце периода снеготаяния (30.04), что может быть связано как с ошибками моделирования, так и с ошибками получения самих фактических наблюдаемых величин из-за сложности выполнения измерений.

Сравнительный анализ фактических и модельных расчетов слоя стаявшего за день снега подтвердил, что минимальная величина относительной погрешности моделирования наблюдается в тех же двух случаях (табл. 2.6).

Таблица 2.6

Относительная погрешность моделирования слоя стаявшего за день снега (%) при разных значениях коэффициентов экспозиции северных и южных склонов на примере весны 2015 г.

Дата	Слой стока, рассчитанный по методике ЦГМС, мм	Значения коэффициентов экспозиции северных и южных склонов			
		0,3/5,0	0,6/3,0	0,9/1,5	0,5/1,5
05.04	5,00	80,0	100,0	140,0	120,0
10.04	5,00	40,0	40,0	20,0	0,0
15.04	18,0	0,0	5,6	11,1	22,2
20.04	7,00	14,3	0,0	0,0	0,0
25.04	8,00	25,0	0,0	12,5	12,5
30.04	25,0	44,0	36,0	28,0	36,0

Курсивом выделены значения минимальной относительной погрешности на каждую дату.

Величина оставшегося снежного покрова на каждый день при разных парах коэффициентов различна, поэтому выполнен сравнительный анализ рассчитанных сумм слоев стаявшего снега (мм) за отдельные временные периоды для условий постоянных и переменных коэффициентов с данными, полученными по методике ЦГМС (табл. 2.7) (Калинин и др., 2022).

В первом и втором временном промежутках (от начала снеготаяния до 15.04 и от 16.04 до 20.04) средние погрешности моделирования значений сумм слоев стаявшего снега с использованием постоянных и переменных коэффициентов составляют 12,6 и 23,2% соответственно.

В последнем временном отрезке (с 21.04 и до конца снеготаяния) наилучшая сходимость расчетных и фактических данных также соответствует применению постоянных коэффициентов экспозиции северных и южных склонов (0,5/1,5), а относительная погрешность моделирования колеблется в пределах 0,4-7,2%.

Использование переменных коэффициентов приводит к завышению слоя стаявшего снега от 3,8 до 58,0% (табл. 2.7). При постоянных коэффициентах в течение всего периода снеготаяния погрешность моделирования не превышает 13,4%.

Таблица 2.7

Результаты расчётов суммы слоя стаявшего снега (абсолютные значения и относительная погрешность моделирования) за весенний период 2002, 2004, 2010 и 2015 гг. на примере водосбора г/п Коса–Коса

Период	Сумма слоя стаявшего снега, рассчитанная по методике Пермского ЦГМС*, мм	Значения суммы слоя стаявшего снега, мм	Относительная погрешность моделирования суммы слоя стаявшего снега, %
2002 г.			
Начало снеготаяния – 15.04	49,4	72,4**/53,4***	46,7**/5,6***
16.04–20.04	71,9	73,1/56,8	1,7/20,7
21.04 – конец снеготаяния	130,0	153,0/140,9	17,8/7,2
Итого	251,1	298,5/251,1	
2004 г.			
Начало снеготаяния – 15.04	0	0/0	0/0
16.04–20.04	0	0/0	0/0
21.04 – конец снеготаяния	240,9	250,0/241,8	3,8/0,4
Итого	240,9	250,0/241,8	
2010 г.			
Начало снеготаяния – 15.04	143,4	219,9/118,3	53,4/17,5
16.04–20.04	37,0	52,7/37,2	42,6/0,7
21.04 – конец снеготаяния	11,8	30,9/11,0	161,9/7,2
Итого	192,1	303,5/166,4	
2015 г.			
Начало снеготаяния – 15.04	79,9	106,0/89,7	32,8/12,3
16.04–20.04	45,8	49,6/41,3	8,2/9,9
21.04 – конец снеготаяния	131,0	148,0/125,0	13/4,7
Итого	257,0	304,0/256,0	
*Центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. **Переменные коэффициенты: 0,3/5,0; 0,6/3,0 и 0,9/1,5. ***Постоянные коэффициенты 0,5/1,5.			

Выполнена верификация значений расчетного снегозапаса в точках снегомерных маршрутов с данными метеорологических станций (табл. 2.8).

Таблица 2.8

Оценка погрешности расчетов снегозапаса с данными метеостанций в весенний период 2004, 2010 и 2015 гг.

Дата	Снегозапас, мм		Погрешность моделирования, %
	Фактический	Расчетный	
2004 г.			
20.04	218	209	4,0
25.04	209	205	1,7
30.04	196	208	6,1
05.05	161	185	14,5
10.05	193	233	20,7
2010 г.			
31.03	191	186	2,9
05.04	159	151	5,0
10.04	137	127	7,1
15.04	91	79	12,7
20.04	71	54	22,9
2015 г.			
05.04	212	195	7,8
10.04	206	195	5,0
15.04	186	193	3,9
20.04	163	170	4,6
25.04	152	158	4,1
30.04	96	99	2,9
05.05	100	78	22,0

Анализ табл. 2.8 показал, что погрешность моделирования составляет в среднем 8,7%. Коэффициенты корреляции, отражающие тесноту связи расчетного и фактического снегозапаса, по разным метеостанциям изменяются в пределах 0,81÷0,97 (Калинин, Шайдулина, 2023). Наблюдается хорошая согласованность фактических и расчетных данных снегозапаса в точках метеостанций (рис. 2.22).

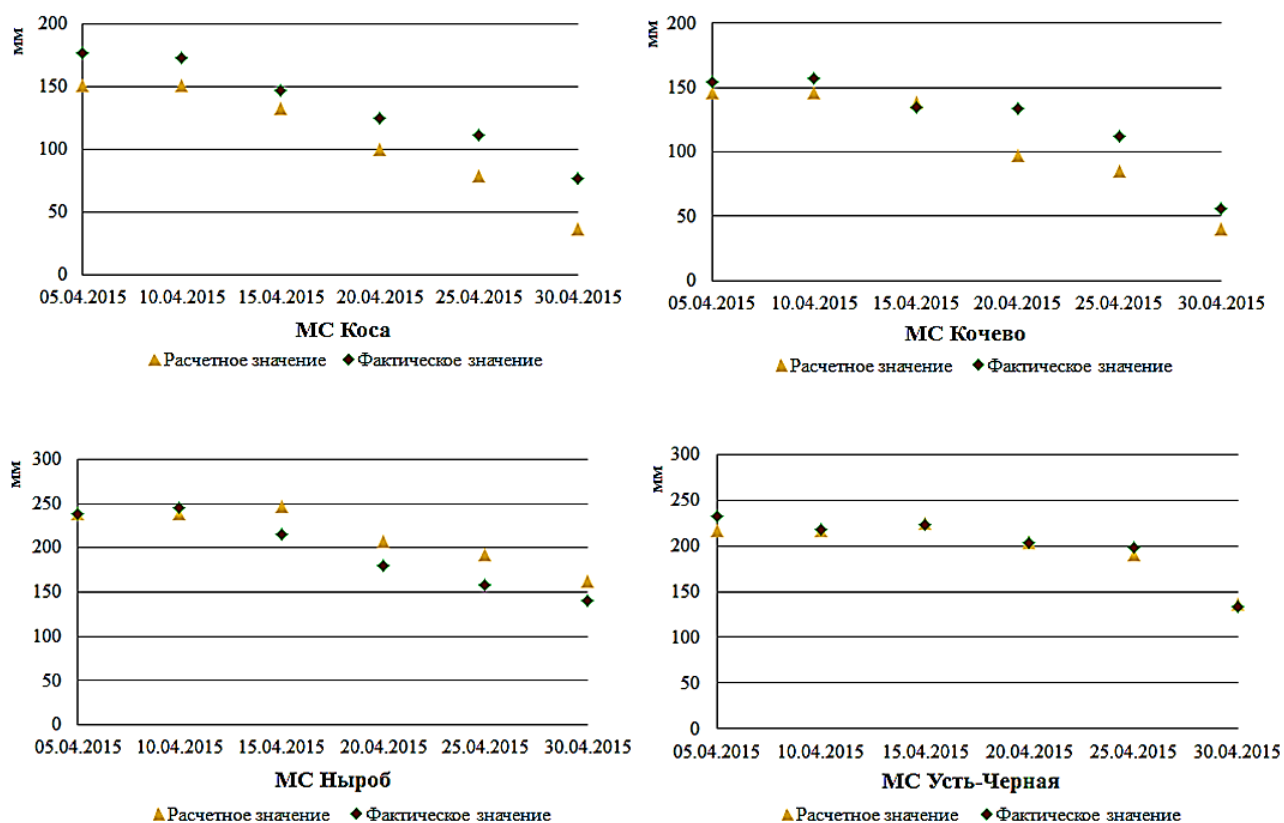


Рис. 2.22. Сравнение расчетных и фактических данных снегозапаса в точках метеостанций за 2015 г.

Расчеты снегозапаса в точках метеостанций для водосбора г/п Коса-Коса за непрерывный период с 2010 по 2020 гг. показали, что погрешность моделирования составляет в среднем 8,0%, а коэффициент парной линейной корреляции между модельным и фактическим снегозапасом равен 0,94 (рис. 2.23).

Вывод:

Таким образом, предложен метод детального учета высоты и экспозиции склонов путем введения поправочных коэффициентов, что существенно уточняет и совершенствует расчеты снеготаяния. Коэффициенты высотного положения составили для северной части лесной территории водосбора 0,97, для полевой – 1,47; для южной части водосбора – 0,62 и 0,55 соответственно.

Расчеты инсоляции на основе качественных цифровых моделей рельефа позволяют выявить пространственную неоднородность приходящего с

солнечной радиацией количества тепла на склоны разной экспозиции и крутизны.

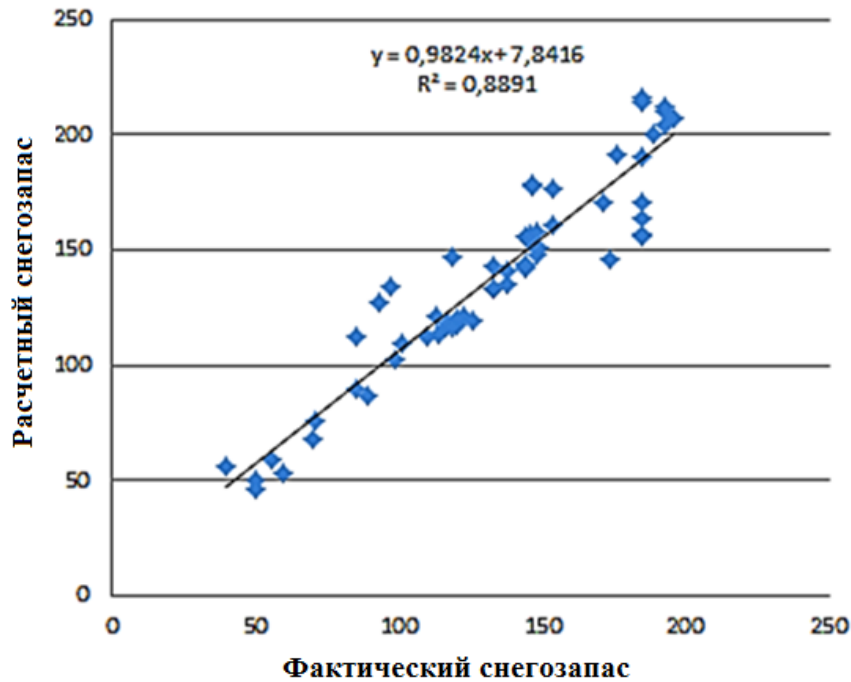


Рис. 2.23. Связь расчетного и фактического снегозапаса для водосбора г/п Коса-Коса за период с 2010 по 2020 гг.

Так, на южных склонах с увеличением угла наклона количество приходящей солнечной радиации увеличивается, а на северных – уменьшается, что приводит к более позднему стаяванию снега на них. На западные и восточные склоны поступает одинаковое количество радиации, которое увеличивается в течение апреля и не зависит от степени их крутизны. Поэтому для западных и восточных склонов, а также для участков горизонтальной поверхности (плоскоравнинных территорий) коэффициенты экспозиции могут быть приняты равными 1. Критерием правильности выбора значений коэффициентов экспозиции северных и южных склонов выступают минимальные величины относительной погрешности моделирования снегозапаса и слоя стаявшего снега. Их расчет для лет с разными метеорологическими условиями периода снеготаяния позволил принять величину поправочных коэффициентов экспозиции для северных склонов – 0,5; для южных – 1,5.

3. ВЕРИФИКАЦИЯ И ВАЛИДАЦИЯ РАСЧЕТОВ СНЕГОТАЯНИЯ НА МОДЕЛЬНЫХ ВОДОСБОРАХ

3.1. Верификация результатов моделирования пространственного распределения снежного покрова на водосборе в период снеготаяния

Одним из главных достоинств применения ГИС-технологий является получение модельной карты пространственного распределения снежного покрова в пределах водосбора на любую дату снеготаяния. Проверка правильности результатов моделирования возможна путём их сравнения с фактическим оставшимся снежным покровом по космическим снимкам исследуемой территории. Достоинствами космических снимков являются: открытый доступ; оперативность получения информации; большая площадь охвата; высокое разрешение (Kalinin, Rybakova, Shaydulina, 2021).

Способ дешифрирования снежного покрова является крайне важным. Для этого применялось программное обеспечение *ScanEx Image Processor*, которое позволяет автоматически создавать маску снежного покрова «*Land Snow*». Она основана на спектральных характеристиках: у снега наблюдается высокая отражательная способность в видимом и ближнем ИК диапазонах спектра, которая резко снижается в среднем ИК диапазоне. Обычно для дешифрирования снежного покрова используется нормализованный относительный индекс снега *NDSI (Normalized Difference Snow Index)*. Он является эффективным показателем для картографирования снежного покрова в больших масштабах. Однако, как показали исследования (Wang et al., 2015, 2017, 2018, 2020) в пределах залесенных речных бассейнов точность идентификации снега с использованием этого индекса снижена, поэтому в настоящей работе использован другой индекс, получивший название *NDFSИ (Normalized Difference Forest Snow Index)*, преимущество применения которого доказано в работах китайских исследователей (Wang, Wang, Jiang, Li, Hao, 2015).

Расчет индексов производится по формулам (3.1, 3.2):

$$NDSI = \frac{(P_{\lambda green} - P_{\lambda swir})}{(P_{\lambda green} + P_{\lambda swir})} \quad (3.1)$$

$$NDFS I = \frac{(P_{\lambda nir} - P_{\lambda swir})}{(P_{\lambda nir} + P_{\lambda swir})} \quad (3.2)$$

где P коэффициент отражения излучения с длиной волны λ , нм (*green* – яркость в зеленом канале; *swir* – яркость в среднем инфракрасном канале; *nir* – яркость в ближнем инфракрасном канале).

Сравнительный анализ результатов дешифрирования космических снимков исследуемых водосборов индексами *NDSI* и *NDFS I* для весеннего периода 2004, 2010 и 2015 гг. подтвердил преимущество индекса *NDFS I* (Kalinin, Rybakova, Shaydulina, 2021). Его использование существенно (до 30%) повышает качество дешифрирования снежного покрова, что особенно важно для второй половины периода снеготаяния.

Верификация результатов моделирования выполнена путем их сравнения с фактическим оставшимся снежным покровом на дешифрированных космических снимках. Проверку можно выполнить как путем визуального сравнения модельных карт и космических снимков, так и с использованием количественных методов оценки. Исследования, выполненные на примере водосбора г/п Коса-Коса показали, что визуальное сопоставление модельной карты пространственного распределения снежного покрова с дешифрированным космическим снимком на ту же дату является субъективным.

Для количественной оценки результатов моделирования пространственного распределения снежного покрова нами предложен следующий методологический подход:

- 1) автоматическое дешифрирование космического снимка для определения фактической площади, занятой снегом, с последующей его трансформацией в растровую карту;

2) построение растровой модельной карты пространственного распределения снежного покрова на дату космического снимка с учётом коэффициентов экспозиции склонов и высоты местности;

3) количественное сравнение модельной карты и дешифрованного снимка с использованием оверлейных операций для каждой растровой ячейки (где снег есть и где снега нет).

В результате расчетов получаем два значения: а) долю совпадающих по значению ячеек расчётной растровой карты с дешифрованным снимком; б) долю совпадающих по значению ячеек дешифрованного снимка с расчётной растровой картой. Обязательные условия сравнения растровых карт – их одинаковая проекция, пространственное разрешение и расположение ячеек строго друг под другом (рис. 3.1).

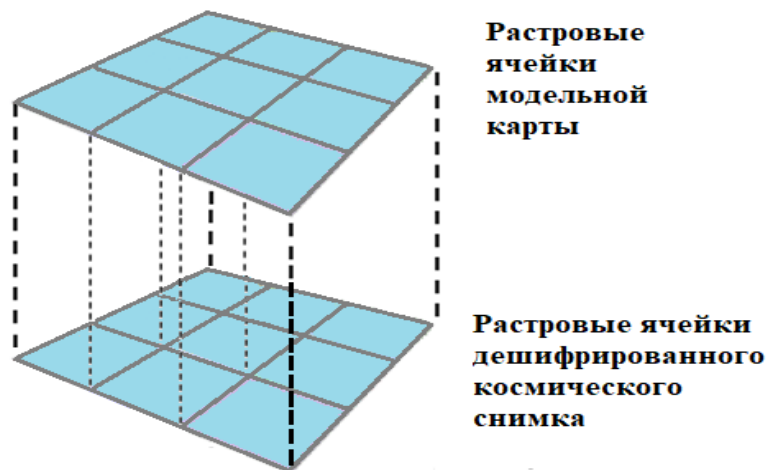


Рис. 3.1. Пространственное расположение растровых ячеек при верификации модельной карты (а) и дешифрованного космического снимка (б)

При трансформации дешифрованного космического снимка в растровую карту в каждую его ячейку записывается информация о наличии (1) или отсутствии (0) снежного покрова. В то же время результат модельных расчётов снеготаяния на дату снимка – величина оставшегося снежного покрова как в абсолютных значениях (в мм слоя), так и в относительных – в долях от единицы ($0 \div 1$). Для выполнения попиксельного сравнения необходимо, чтобы в каждой ячейке растровой модели также была информация о наличии (1) или

отсутствии (0) снежного покрова, т.е. вычисленное значение доли оставшегося снега следует округлить до 1 или до 0. В качестве «критерия округления» принято значение 0,5 (если значение доли $\geq 0,5$, то присваиваем 1 – снег есть, если $< 0,5$, то присваиваем 0 – снега нет). Для проверки правильности выбора такого критерия последовательно были вычислены площади области совпадения растровой карты и дешифрованного снимка при разных вычисленных значениях доли оставшегося в ячейке снега (0,1÷0,9) с шагом 0,2. Как видно из табл. 3.1, величина совпадения площадей практически не изменяется для значений 0,1÷0,7 доли оставшегося снега и составляет в среднем 85,1%. Совпадение площадей, занятых снегом, увеличивается, если считать, что вся ячейка заполнена снегом при его реальном наличии лишь на 0,1 части площади ячейки (87,2%), так как, чем меньше значение доли снега, оставшегося в ячейке, тем в большем количестве ячеек присутствует снег на модельной карте (рис. 3.2а). Это приводит к ложному увеличению совпадения площадей дешифрованного снимка (рис. 3.2г) и расчётной растровой модели.

Таблица 3.1

Результаты сравнения модельной карты и дешифрованного космического снимка для водосбора гидрологического поста Коса–Коса на 15.04.2015 г.

Доля оставшегося снега в ячейке	Величина совпадения растровой модели с дешифрованным космическим снимком, %	Величина совпадения дешифрованного снимка с растровой моделью, %	Средняя величина совпадения площадей, %
0,1	82,6	91,7	87,2
0,3	82,3	89,3	85,8
0,5	82,2	88,3	85,3
0,7	82,2	81,8	82,0
0,9	83,8	25,8	54,8

Обратная картина наблюдается в случае использования критерия 0,9: все ячейки, заполненные снегом на меньшую величину, при построении модельной карты окажутся свободными от снега (рис. 3.2в), что не соответствует действительности.

Результаты расчетов, а также то, что при дешифрировании космических снимков и присвоении ячейке информации о наличии или отсутствии снежного покрова максимальная пространственная погрешность составляет половину размера ячейки, позволили установить, что для построения расчётной растровой модели справедливо использование критерия 0,5 (рис. 3.2б, 3.2г).

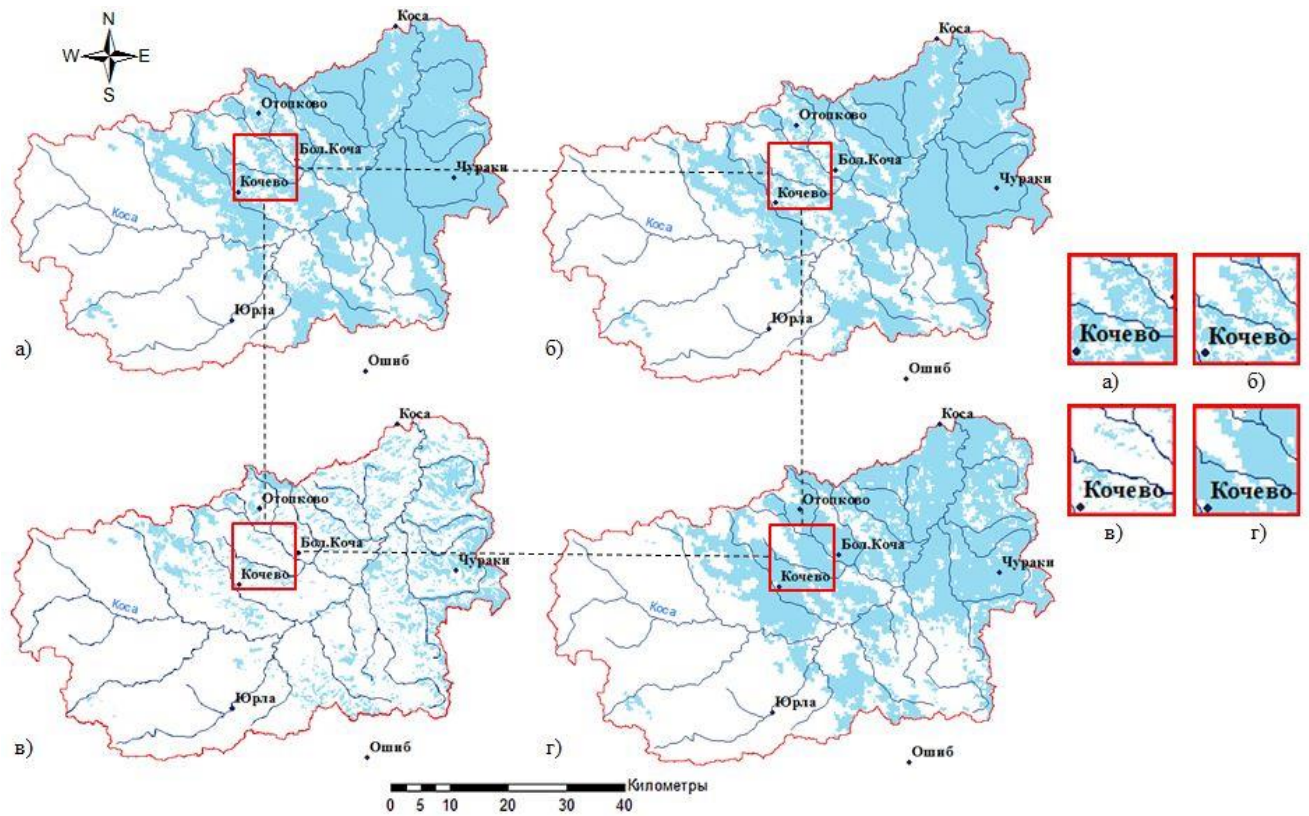


Рис. 3.2. Пространственное распределение снежного покрова в пределах водосбора р. Коса – с. Коса на 15.04.2015 г. Модельные карты созданы при разных значениях доли оставшегося снега в ячейке: а – 0,1; б – 0,5; в – 0,9; г – дешифрованный космический снимок

Выполнена количественная оценка результатов моделирования пространственного распределения снежного покрова в течение весны 2015 г. (табл. 3.2).

Таблица 3.2

Результаты сравнения модельных карт и дешифрованных космических снимков при использовании поправочных коэффициентов экспозиции склонов (северных – 0,5; южных – 1,5; западных, восточных и равнинной территории – 1,0) для водосбора г/п Коса-Коса весной 2015 г.

№ п/п	Дата	Величина совпадения площадей модельных карт с дешифрованным космическим снимком, %	Величина совпадения площадей дешифрованного космического снимка с модельной картой %	Средняя величина совпадения площадей, %
1.	03.04	95,9	96,9	96,4
2.	05.04	58,0	89,2	73,6
3.	15.04	42,6	88,3	65,5
4.	28.04	64,5	43,7	54,1

Как видно из табл. 3.2, среднее совпадение площадей модельных карт и дешифрованных космических снимков для весеннего периода 2015 г. составляет 72,4%. Величина совпадения достигает своего минимума в конце периода снеготаяния, что может быть связано с особенностями дешифрирования снежного покрова в конце весны.

Вывод:

Таким образом, предложенный метод верификации результатов расчетов снеготаяния с данными космического мониторинга позволяет качественно и количественно оценить достоверность моделирования.

3.2. Валидация геоинформационной модели весеннего снеготаяния за разные годы и для разных по размеру водосборов Камского водохранилища

Выполнена валидация модели снеготаяния, разработанной на примере водосбора г/п Коса-Коса, на других водосборах бассейна Камского водохранилища за годы с разными метеорологическими условиями. Результаты расчетов, с разбивкой по годам представлены в табл. 3.3.

Таблица 3.3

Результаты валидации расчетов совпадения площадей, занятых снегом, на модельных картах и космических снимках для исследуемых водосборов

Дата	Средняя величина совпадения площадей, %		Увеличение средней величины совпадения площадей при исключении облачности, %
	при наличии облачности	при исключении облачности	
г/п Коса-Коса			
2004 г.			
27.04	83,1	83,1	0,0
29.04	81,7	81,7	0,0
06.05	38,0	38,0	0,0
2010 г.			
05.04	86,5	88,2	1,7
09.04	57,4	68,0	10,6
17.04	52,6	57,8	5,2
21.04	24,9	57,5	32,6
2015 г.			
03.04	96,4	96,4	0,0
05.04	73,6	83,4	9,8
15.04	65,5	85,3	19,8
28.04	54,1	58,1	4,0
г/п Кама-Гайны			
2004 г.			
29.04.	89,3	95,4	6,1
06.05	69,5	69,6	0,1
08.05	48,9	53,2	4,3
2010 г.			
05.04	91,8	100,0	8,2
09.04	45,8	80,6	34,8
17.04	23,3	42,9	19,6
21.04	27,9	41,2	13,3
2015 г.			
05.04	67,1	91,2	24,1
15.04	63,6	94,1	30,5
30.04	46,7	51,1	4,5
г/п Вишера-Рябинино			
2004 г.			
29.04	99,2	99,5	0,4
06.05	98,1	98,1	0,0
08.05	85,5	97,3	11,8
10.05	69,9	86,0	16,1
2010 г.			
05.04	77,6	89,6	11,9
09.04	81,0	94,9	13,9

Окончание табл. 3.3.

Дата	Средняя величина совпадения площадей, %		Увеличение средней величины совпадения площадей при исключении облачности, %
	при наличии облачности, %	при исключении облачности, %	
г/п Вишера-Рябинино			
2010 г.			
17.04	91,4	91,4	0,0
21.04	76,2	83,3	7,0
25.04	54,0	61,7	7,6
2015 г.			
05.04	97,4	98,2	0,8
15.04.	86,0	90,3	4,3
30.04	87,0	93,0	6,1
03.05	85,8	86,7	0,9
04.05	75,2	91,5	16,3
07.05	79,2	79,3	0,1
10.05	78,2	78,3	0,1
11.05	72,3	73,0	0,7
г/п Сылва-Подкаменное			
2004 г.			
29.04	58,0	70,7	12,7
06.05	37,7	52,8	15,1
08.05	19,9	39,1	19,1
2010 г.			
05.04	33,6	70,3	36,6
09.04	27,0	62,8	35,7
17.04	25,8	61,1	35,3
21.04	12,7	58,1	45,4
2015 г.			
05.04	71,9	95,1	23,2
15.04	63,4	87,0	23,6
30.04	41,4	41,5	0,1

Анализ результатов моделирования для разных лет показал, что:

– в 2004 г., характеризующимся поздним интенсивным снеготаянием, достоверность моделирования на равнинных северных водосборах составляет 68,4%, на горном – 88,1%, на южном – 38,5%;

– в 2010 г. с продолжительностью снеготаяния, близкой к среднемноголетним значениям, но ранним его началом (конец марта) величина совпадения площадей на равнинных северных водосборах составляет 51,3%, на горном – 76,1%, на южном – 24,8%;

– в 2015 г. со среднемноголетними сроками начала снеготаяния (первая декада апреля) и очень продолжительным периодом (около месяца) величина совпадения площадей на равнинных северных водосборах составляет 65,8%, а на горном – 82,6%, на южном – 58,9%.

Таким образом, сходимость площадей, занятых снежным покровом, на космических снимках и по результатам геоинформационного моделирования достаточно высока, и в среднем составляет 60,9%. Эта величина незначительно меньше в 2010 г. (44,3%) в условиях теплого и сухого апреля с преобладанием антициклональной погоды. Особенно резкое снижение сходимости расчетов площадей наблюдалось в 2010 г. в конце периода снеготаяния, что может быть связано с интенсивным потеплением (до +20°C) в третьей декаде апреля и соответственно резким сходом оставшегося снежного покрова.

Как видно из табл. 3.3, величина совпадения площадей для равнинных водосборов (г/п Коса-Коса – $A=6221 \text{ км}^2$, и г/п Кама-Гайны – $A=27822 \text{ км}^2$) не зависит от площади водосбора и составляет в среднем 64,9% и 57,4% соответственно. Для горного водосбора г/п Вишера-Рябинино ($A=31084 \text{ км}^2$) получены более высокие результаты совпадения площадей, в среднем 82,0%. Для южного водосбора г/п Сылва-Подкаменное ($A=19543 \text{ км}^2$) результаты совпадения площадей в среднем составили 39,1%.

Оценка влияния облачности. При работе с материалами дистанционного зондирования часто приходится сталкиваться с негативным влиянием облачности на результаты расчетов совпадения площадей, занятых снегом, при сравнении модельных карт и космических снимков. Наличие облачности, связанной с циклонической деятельностью, приводит к тому, что на космических снимках исследуемая территория частично или полностью закрыта облаками. Например, 03.04.2015 г. облачность почти полностью отсутствовала (рис. 3.3а), а 05.04.2015 г. на западе и юго-западе водосбора отмечалась сплошная облачность (рис 3.3б).

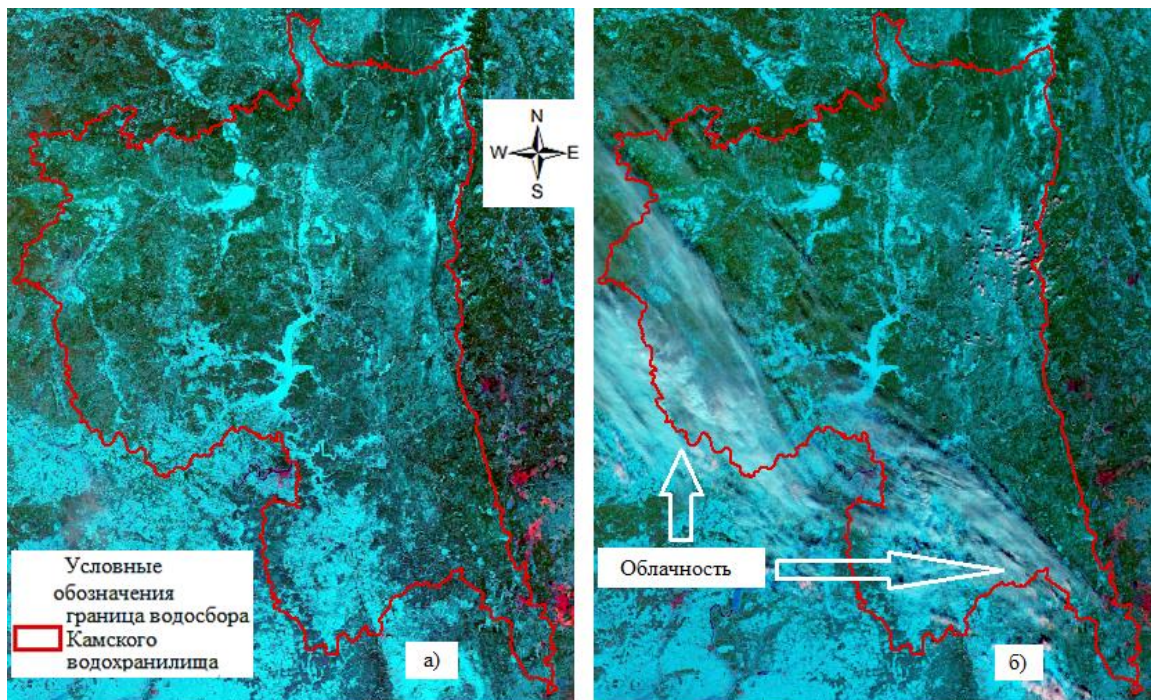


Рис. 3.3. Космический снимок *Terra (MODIS)* водосбора Камского водохранилища с безоблачными условиями (а – 03.04.2015) и частично закрытый облаками (б – 05.04.2015)

Для сравнения сходимости площадей, занятых снегом крайне важно выбрать дни с минимальной облачностью на даты снимков. Анализ архива космических снимков для территории бассейна Камского водохранилища показал, что в выбранные для валидации расчеты годы с разными метеосостояниями (2004, 2010, 2015 гг.) присутствует достаточное количество космических снимков, равномерно охватывающих весь период снеготаяния. При этом в эти годы количество солнечных и пасмурных дней на водосборах соответствует их среднемуголетним значениям. Как видно из рис. 3.4, в апреле на пасмурные дни по наблюдениям на разных метеостанциях в среднем приходится 48,9%. Рассматривая выбранные для валидации расчеты годы можно отметить, что это соотношение соблюдается. Так, в 2004г. по данным наблюдений на МС Чердынь их 15, а на МС Гайны – 14. В 2010 г. с ранним снеготаянием количество пасмурных дней на этих МС составляет 20 и 22 соответственно. В 2015 г., характеризующимся средним по продолжительности снеготаянием на МС Чердынь пасмурных дней 15, а на МС Гайны – 13.

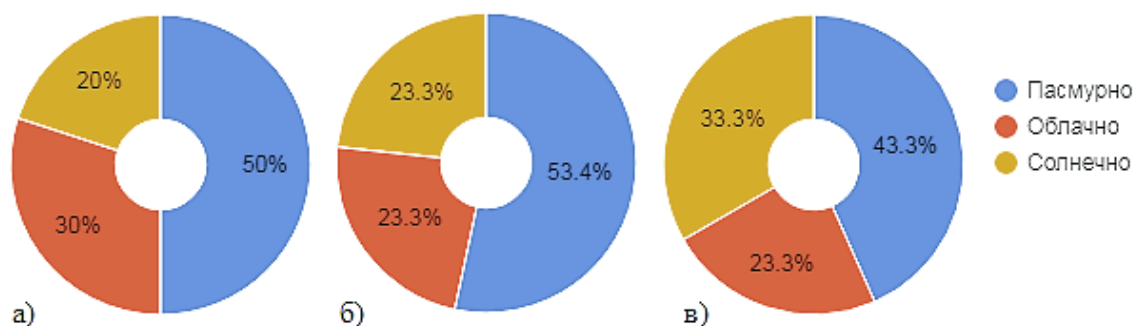


Рис. 3.4. Среднее количество пасмурных, облачных и солнечных дней в апреле на МС Коса (а), МС Гайны (б) и МС Чердынь (в) за период 2000-2021 гг. (по данным URL: world-weather.ru/archive/russia/)

Вывод:

Таким образом, при валидации расчетов, несмотря на использование лет с разными метеоусловиями и, соответственно разной продолжительностью периода снеготаяния, наличие облачности на водосборах отражает среднемноголетние условия и не искажает результаты валидации.

Оценка влияния облачности на результаты валидации модели снеготаяния для исследуемых водосборов выполнена с использованием маски облачности «Clouds» *ScanEx Image Processor*, т.е. расчеты проводились для частей водосборов, где облачность полностью отсутствует (табл. 3.3 колонка 3). Как видно из табл. 3.3 (колонка 4), средняя величина совпадения площадей при исключении облачности значительно возрастает (до 45,4%). Особенно высокая величина совпадения площадей модельных карт и дешифрованных космических снимков наблюдается в начале и середине периодов снеготаяния, где при исключении фактора облачности она достигает 100,0%. В тоже время минимальная величина совпадения площадей, занятых снежным покровом, отмечается в конце периода снеготаяния. Количественное сравнение величины совпадения площадей показало, что для равнинных водосборов г/п Коса-Коса и г/п Кама-Гайны (среднее значение за все годы) оно составляет 72,5% и 71,9% соответственно, а для горного водосбора г/п Вишера-Рябино – 87,8%, а для южного водосбора г/п Сылва-Подкаменное – 63,9%.

4. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СНЕГОТАЯНИЯ

4.1. Оценка продолжительности процесса снеготаяния

В результате выполненных расчетов получены суточные значения слоя стаявшего снега (мм), снегозапаса (мм) и доли оставшегося снежного покрова (%) в точках, соответствующих ячейкам растровой модели водосбора. Это дает возможность провести анализ пространственно-временной динамики снеготаяния в течение весеннего периода как в целом для водосборов, так и по отдельности для склонов разной экспозиции, что очень важно при оценке поступления талого стока в речную сеть.

Снеготаяние представляет собой процесс превращения снега и льда, заключенного в снежном покрове, в воду (Чеботарев, 1978). Главными факторами, определяющими интенсивность и длительность процесса снеготаяния, являются ход температуры воздуха в весенний период и величина максимального снегозапаса. Значение максимального снегозапаса и его отклонение от среднеемноголетних величин для исследуемых водосборов за разные по метеоусловиям годы представлены в табл. 4.1.

Таблица 4.1

Величины максимального снегозапаса и его отклонение от среднеемноголетних максимальных значений (по данным метеостанций) для исследуемых водосборов в 2004, 2010 и 2015 гг.

Водосбор	Средний многолетний максимальный снегозапас за 1970–2020 гг., мм*	Максимальный снегозапас, мм			Отклонение максимального снегозапаса от среднеемноголетних значений, %		
		2004	2010	2015	2004	2010	2015
г/п Коса-Коса	197	195	165	177	-1	-16	-10
г/п Кама-Гайны	193	187	173	184	-3	-10	-5
г/п Вишера-Рябино	264	289	197	265	9	-25	0
г/п Сылва-Подкаменное	187	177	181	187	-5	-3	0

* по данным А.Д. Крючкова (2021)

Отклонение (Δ) величины максимального снеговзапаса в конкретный год от среднемноголетнего значения рассчитано по формуле:

$$\Delta = \frac{\overline{S_{\max}} - \overline{S_{\text{ср.мн}}}}{\overline{S_{\text{ср.мн}}}} 100\%, \quad (4.1)$$

где $\overline{S_{\text{ср.мн}}}$ – средний многолетний максимальный снеговзапас; $\overline{S_{\max}}$ – максимальный снеговзапас в конкретный год.

Анализ табл. 4.1 показал, что наименьшее отклонение максимального снеговзапаса в конкретный год от среднемноголетних значений наблюдалось в 2004 и 2015 гг. В 2010 г. величина максимального снеговзапаса по сравнению со среднемноголетним значением ниже на 14%.

Также значительно отличается дата формирования максимального снеговзапаса. В 2004 г. максимальный снеговзапас на северных равнинных водосборах сформировался в первой декаде апреля, на южном – в конце марта-начале апреля, а на горном – во второй половине месяца. В 2010 и 2015 гг. даты формирования максимального снеговзапаса приходились на март.

Расчеты продолжительности снеготаяния для исследуемых водосборов представлены в табл. 4.2. Под продолжительностью снеготаяния понимается период от даты устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°C к положительным значениям до полного схода снежного покрова в бассейне. Анализ табл. 4.2 показал, что сроки начала снеготаяния варьируют значительно меньше, чем сроки его окончания. Это связано с тем, что начало снеготаяния напрямую зависит от даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C . Эта дата для всего водосбора Камского водохранилища имеет амплитуду 5-7 сут, и подчиняется широтной зональности. Для рассматриваемых бассейнов амплитуда даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C значительно меньше, в среднем 3 сут. На горных территориях, к которым относится водосбор г/п Вишера-Рябинино, при прочих равных условиях наблюдается затяжной характер снеготаяния из-за одновременного перехода температуры воздуха через 0°C в разных высотных поясах (Ресурсы..., 1973).

Сроки и продолжительность периода снеготаяния для исследуемых водосборов в 2004, 2010 и 2015 гг.

Водосбор	Годы	Даты начала и конца снеготаяния и его продолжительность, сут.
г/п Коса-Коса	2004	28.04-12.05 (15)
	2010	01.04-24.04 (24)
	2015	03.04-05.05 (33)
г/п Кама-Гайны	2004	27.04-17.05 (21)
	2010	29.03-25.04 (27)
	2015	31.03-06.05 (37)
г/п Вишера-Рябинино	2004	29.04-02.06 (35)
	2010	31.03-18.05 (49)
	2015	07.04-28.05 (51)
г/п Сылва-Подкаменное	2004	28.04-12.05 (15)
	2010	31.03-24.04 (25)
	2015	04.04-05.05 (32)

Наибольшая продолжительность снеготаяния наблюдалась в 2015 г., которая для исследуемых водосборов составила в среднем 41 сут. В 2010 г. продолжительность снеготаяния составила 33 сут., при раннем (конец марта) его начале несмотря на то, что величина максимального снегозапаса в это год была ниже среднемноголетних значений (табл. 4.1). 2004 г. отличался поздним началом (конец апреля) снеготаяния и наименьшей продолжительностью, которая для исследуемых водосборов составила в среднем 23 сут.

На продолжительность периода снеготаяния существенное влияние оказывает величина и интенсивность нарастания положительных температур воздуха. В 2004 г. начало снеготаяния наблюдалось в поздние сроки (28.04) (рис. 4.1а), сумма накопленных положительных температур воздуха за период снеготаяния (15 сут) составила 156°С, т.е. в среднем 10,4°С в сут (рис. 4.1б). В этом же году наблюдались наибольшие величины слоя снега, стаявшего за сутки (рис. 4.1в). Интенсивный прирост положительных температур воздуха (рис. 4.1г) обусловил малую продолжительность снеготаяния в 2004 г.

В 2010 г. снеготаяние началось рано, но из-за частых возвратов холодов (рис. 5.1а) носило затяжной характер (рис. 4.1б, в). За период снеготаяния (24 сут) сумма накопленных положительных температур воздуха составила 137°C.

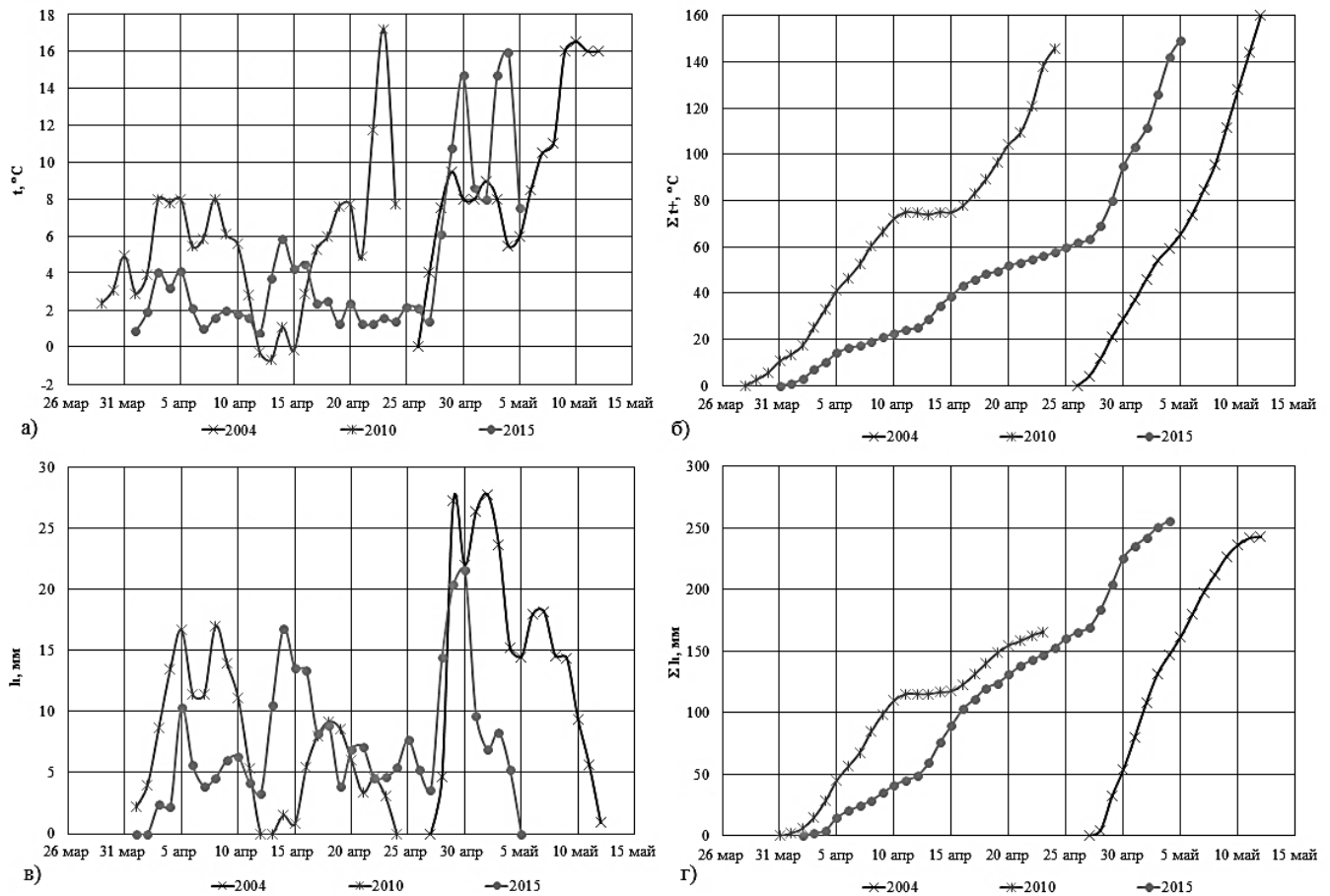


Рис. 4.1. Ежедневные (а) и накопленные положительные температуры воздуха (б), измеренные на метеостанции Коса, а также ежедневные (в) и накопленные слои стаявшего снега (г), рассчитанные для водосбора г/п Коса-Коса за 2004, 2010 и 2015 гг.

Продолжительное снеготаяние 2015 г. обусловлено медленным нарастанием положительных температур воздуха, связанным с возвратом холодов в весенний период. Среднесуточная температура не переходила через 0°C к отрицательным значениям, но составляла менее 3°C с 06 по 12 и с 17 по 27 апреля (рис. 4.1а). Интенсивность прироста накопленных положительных температур воздуха в эти периоды была незначительной (рис. 4.1б). В соответствии с ходом температуры воздуха изменялась и величина слоя стаявшего за сутки снега (рис. 4.1в). За 33 суток сумма накопленных

положительных температур воздуха составила 147°C, т.е. интенсивность прироста положительных температур воздуха составила 4,5°C/сут, что явилось наименьшим значением за все рассматриваемые годы.

На рис. 4.2 показана связь накопленных слоев стаявшего снега с накопленными положительными температурами воздуха за период снеготаяния исследуемых лет для водосбора р. Косы.

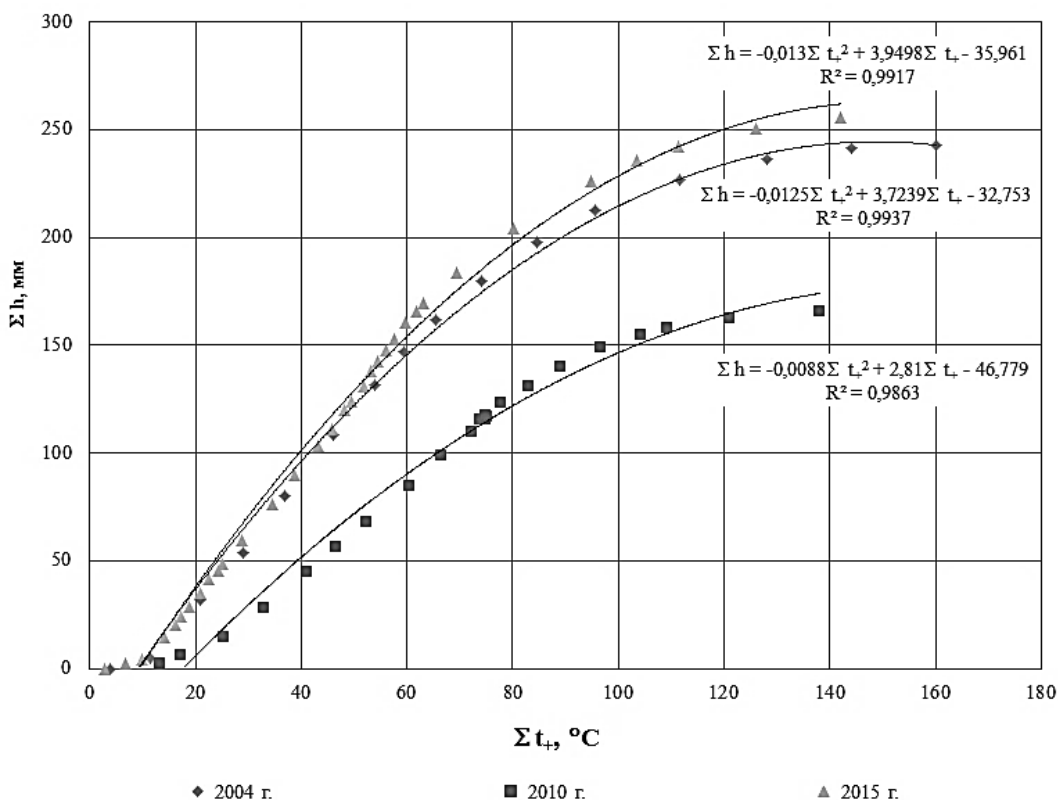


Рис. 4.2. Связь накопленных слоев стаявшего снега с накопленными положительными температурами воздуха за период снеготаяния для водосбора г/п Коса-Коса

Как видно из рис. 4.2, в начале и середине периода снеготаяния зависимость носит линейный характер. В конце рассматриваемого периода при продолжающемся приросте положительных температур воздуха увеличения сумм слоев стаявшего за день снега не происходит, т.к. снег уже практически растаял.

Вывод:

Таким образом, метеорологические условия, а именно ход среднесуточной температуры воздуха и интенсивность накопления положительных температур

воздуха оказывают непосредственное влияние на продолжительность снеготаяния.

4.2. Пространственно-временная динамика процесса снеготаяния на исследуемых водосборах

Результаты моделирования пространственно-временной динамики снеготаяния показаны на рис. 4.3-4.5. На них представлены начало таяния снежного покрова (рис. 4.3а, 4.4а, 4.5а) и его окончание (рис. 4.3б, 4.4б, 4.5б) в разные годы на исследуемых водосборах.

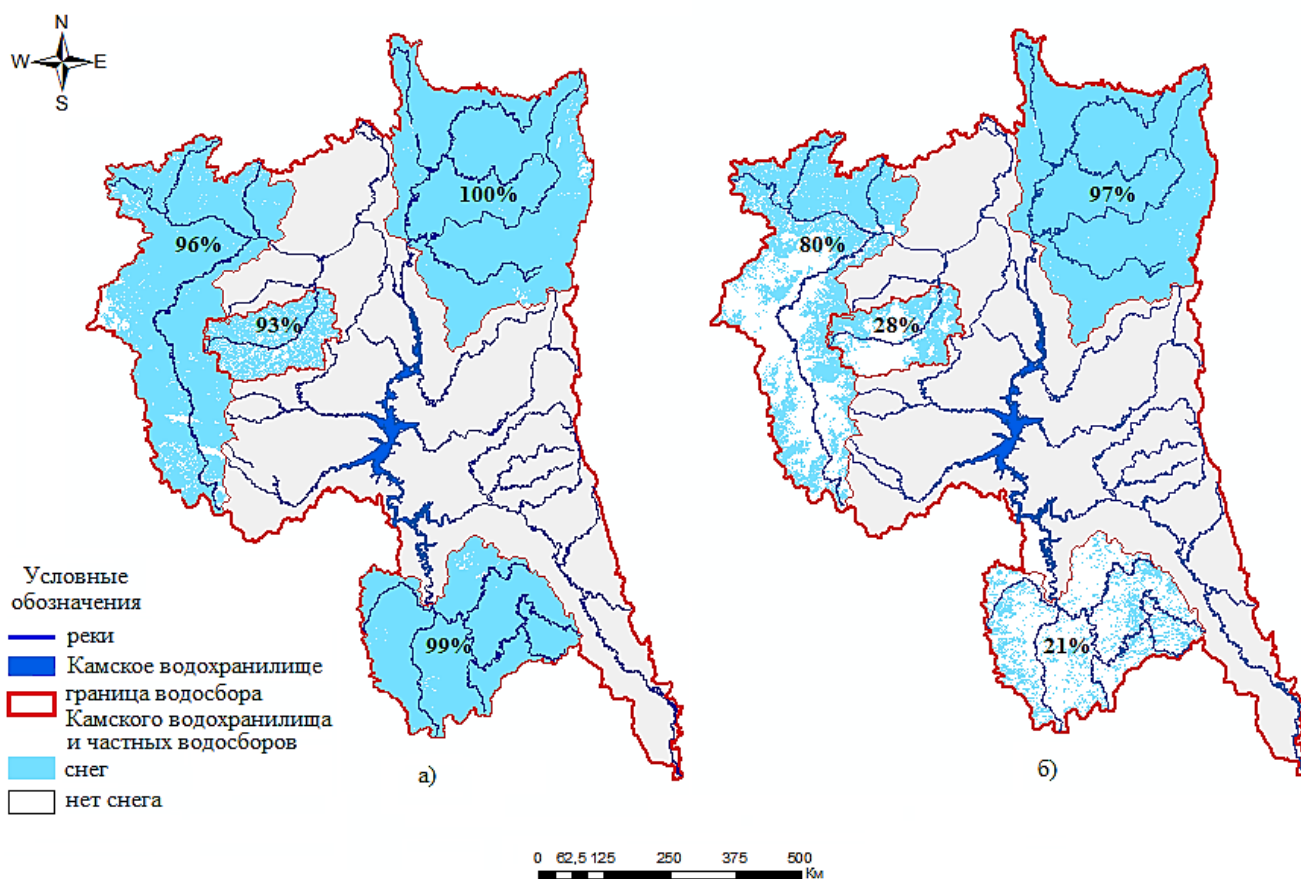


Рис. 4.3. Пространственное распределение снежного покрова (% площади) на водосборах г/п Коса-Коса, Кама-Гайны, Вишера-Рябинино и Сылва-Подкаменное за весенний период 2004 г. (а – 29.04; б – 06.05)

Водосбор г/п Вишера-Рябинино лежит севернее равнинных водосборов г/п Коса-Коса и Кама-Гайны, а также водосбора г/п Сылва-Подкаменное. Его

центр тяжести располагается на $60^{\circ}44'$ с.ш., $57^{\circ}47'$ в.д., в то время как у г/п Коса-Коса – $59^{\circ}34'$ с.ш., $54^{\circ}28'$ в.д., г/п Кама-Гайны – $59^{\circ}49'$ с.ш., $53^{\circ}05'$ в.д., г/п Сылта-Подкаменное – $57^{\circ}32'$ с.ш., $57^{\circ}27'$ в.д. Поэтому для него отмечаются более поздние сроки начала и затяжное снеготаяние. Помимо широтной зональности, для этого водосбора характерно проявление высотной поясности: с увеличением высоты места наблюдается понижение температуры воздуха – $0,5-0,7^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м по высоте. Переход температуры воздуха через 0°C к положительным значениям в горных районах происходит на 10-15 дней позже, чем на равнинных, и начало снеготаяния наступает на 5-10 дней позже (Ресурсы..., 1973). Поэтому в период, когда равнинные водосборы активно освобождаются от снежного покрова, на водосборе г/п Вишера-Рябинино снеготаяние только начинается.

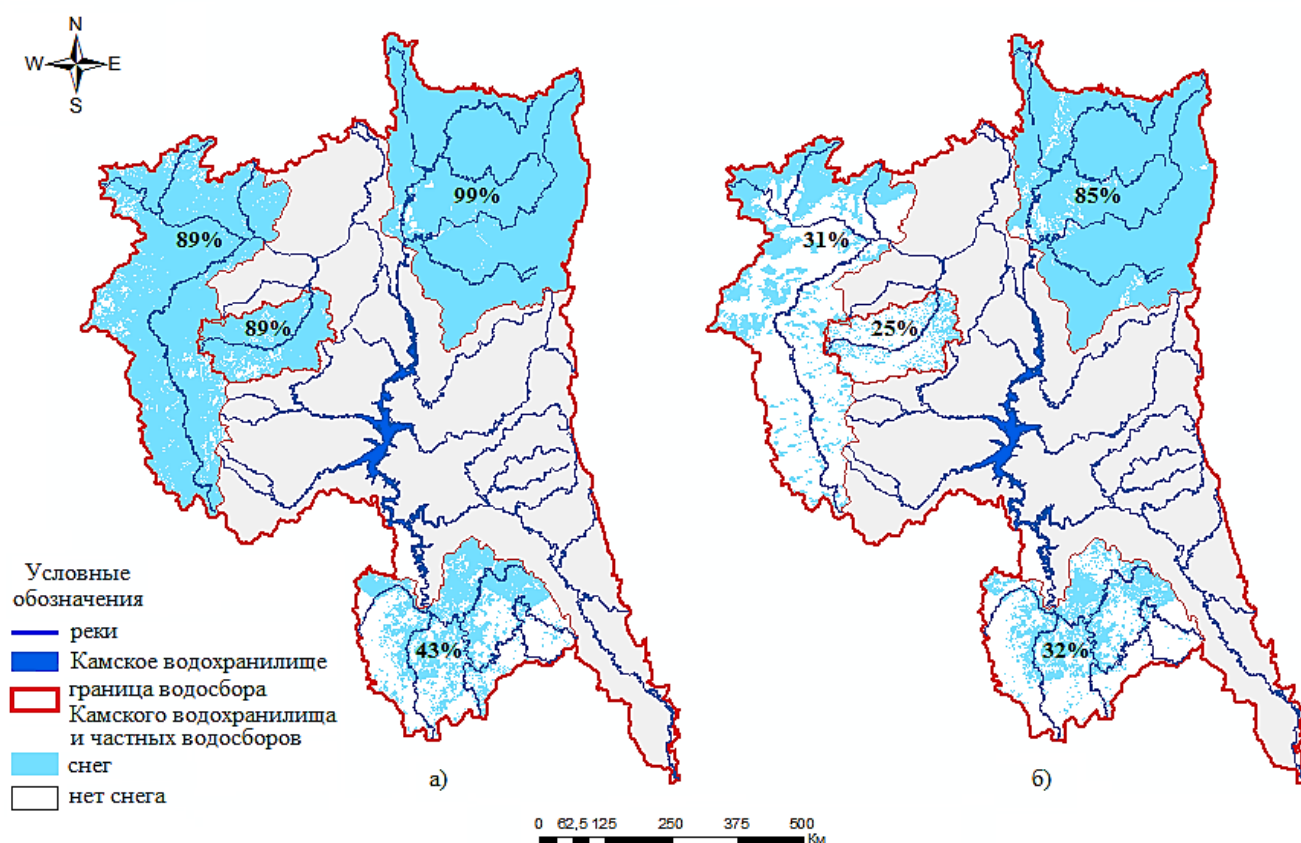


Рис. 4.4. Пространственное распределение снежного покрова (% площади) на водосборах г/п Коса-Коса, Кама-Гайны, Вишера-Рябинино и Сылта-Подкаменное за весенний период 2010 г. (а – 05.04; б – 17.04)

Анализ пространственного распределения снежного покрова на разных водосборах показал, что скорость таяния снега на открытых участках местности значительно выше, по сравнению с залесенными территориями. Это особенно хорошо прослеживается в первую половину периода снеготаяния (рис. 4.3а, 4.4а, 4.5а). В конце периода снеготаяния снег лежит только в отдельных частях водосборов (рис. 4.3б, 4.4б, 4.5б).

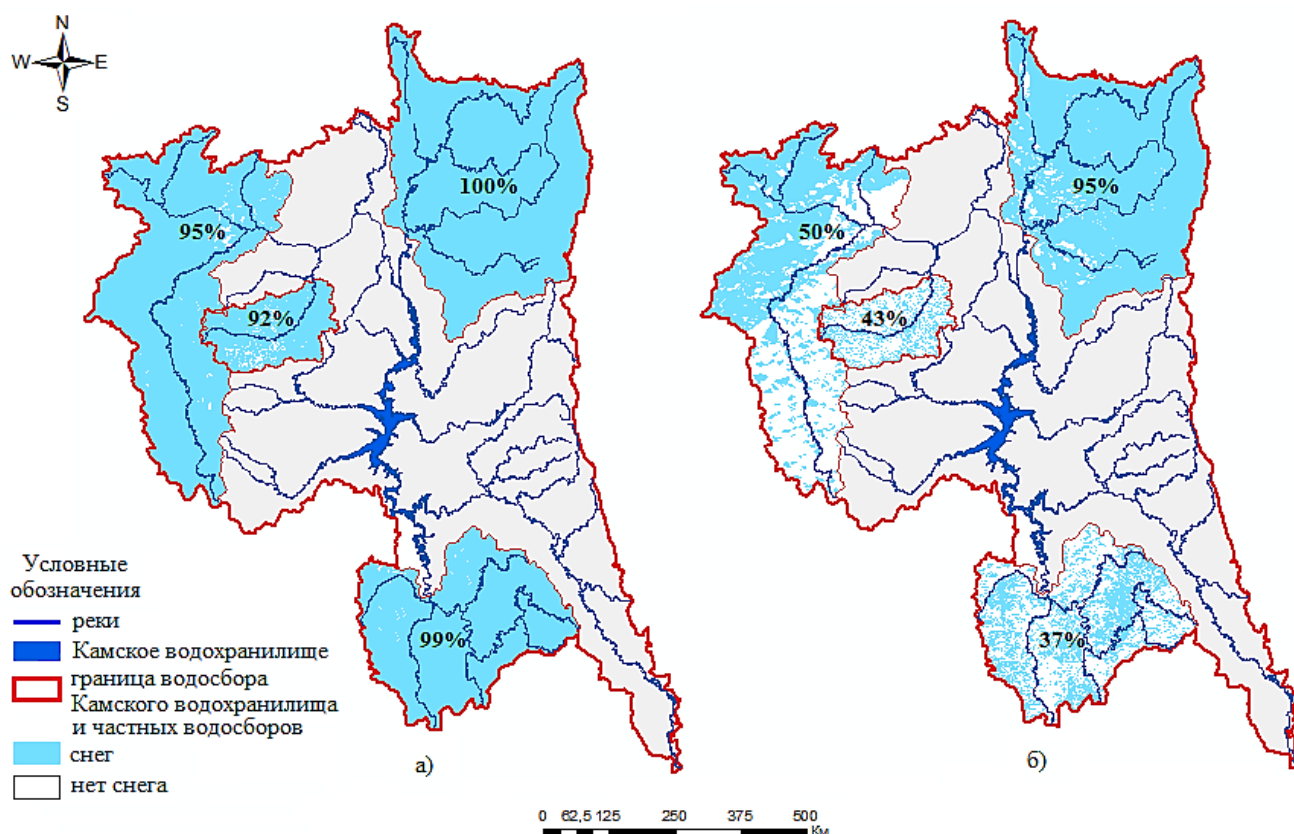


Рис. 4.5. Пространственное распределение снежного покрова (% площади) на водосборах г/п Коса-Коса, Кама-Гайны, Вишера-Рябинино и Сылва-Подкаменное за весенний период 2015 г. (а – 05.04; б – 30.04)

На рис. 4.6 показано изменение площадей, занятых снегом, в период снеготаяния на водосборах для исследуемых лет. Водосборы г/п Коса-Коса и Сылва-Подкаменное раньше других освобождаются от снежного покрова. Для первого из них это обусловлено небольшой площадью и слабой расчлененностью, а для второго – более южным расположением. В начале периода снеготаяния, когда снег занимает 80–100% площади, интенсивность

освобождения от снежного покрова равнинных северных и южного водосборов (г/п Коса-Коса, Кама-Гайны и Сылва-Подкаменное) имеет схожий характер.

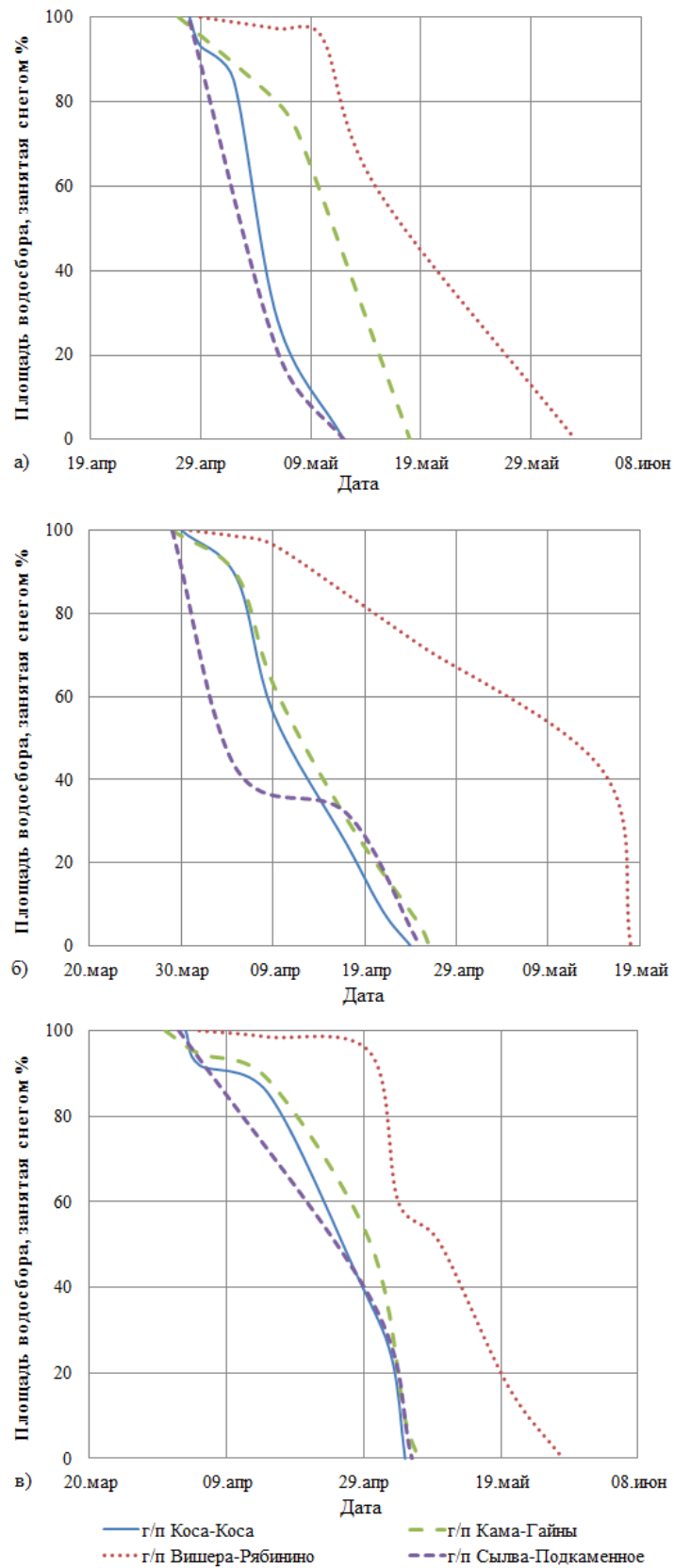


Рис. 4.6. Изменение площадей водосборов, занятых снегом в период снеготаяния: а – 2004 г.; б – 2010 г.; в – 2015 г.

В 2004 г. при позднем интенсивном снеготаянии к концу этого периода (06.05) менее трети водосборов г/п Коса-Коса и Сылва-Подкаменное покрыто снегом. В это же время на водосборах г/п Кама-Гайны и г/п Вишера-Рябинино площадь, занятая снегом, составляет 80 и 97% соответственно, а интенсивное снеготаяние на них началось 8–9 мая.

Проявление широтной зональности наиболее четко прослеживается на меридионально расположенном водосборе г/п Кама-Гайны. В то время как южная половина водосбора освобождается от снега, северная его часть еще практически полностью покрыта снежным покровом. Это особенно заметно при раннем снеготаянии 2010 г. На процесс снеготаяния здесь также влияет высотная поясность, что особенно заметно в крайних западной и северной частях водосбора, где линия водораздела проходит соответственно по Верхне-Камской возвышенности и Северным Увалам.

В 2015 г., который отличался продолжительным периодом снеготаяния, на равнинных северных и южном водосборах таяние снега происходило практически одновременно, а на горном водосборе г/п Вишера-Рябинино – с опозданием на 15-17 сут. Территория последнего в начале периода снеготаяния освобождалась от снежного покрова очень медленно – 4% площади за 10 дней, а первыми начали стаивать открытые равнинные участки на юге и юго-западе (рис. 4.5). В целом, даты начала интенсивного снеготаяния здесь сдвинуты на 9 дней в позднюю сторону по сравнению с водосборами г/п Коса-Коса, Кама-Гайны и Сылва-Подкаменное (рис. 4.6). Изменение слоя, стаявшего за сутки снега, происходит в соответствии с ходом среднесуточной температуры воздуха в течение практически всего периода снеготаяния. При этом имеет место проявление широтной зональности, в начале весеннего периода активнее всего снег стаивает на открытых участках, расположенных в южных и центральных районах исследуемых водосборов.

Снеготаяние на северных залесенных и горных территориях, где проявляется высотная поясность, протекает медленнее, что может привести к удлинению периода весеннего половодья.

В 2004 г., когда снеготаяние началось в последней декаде апреля, слой стаявшего за сутки снега в первые дни составляли в среднем 5 мм, однако уже через 3 дня достигли значений в 25-30 мм. Через 7 суток снег на водосборах г/п Коса-Коса и Сылва-Подкаменное занимал только 28 и 21% площади соответственно (рис. 4.3). На участках, где снежный покров к этому времени еще сохранился, слой стаявшего за сутки снега достигали 30-35 мм. В этот период (06.05) снег активно таял на северной части водосбора г/п Кама-Гайны и южной и юго-западной части водосбора г/п Вишера-Рябинино (рис. 4.7).

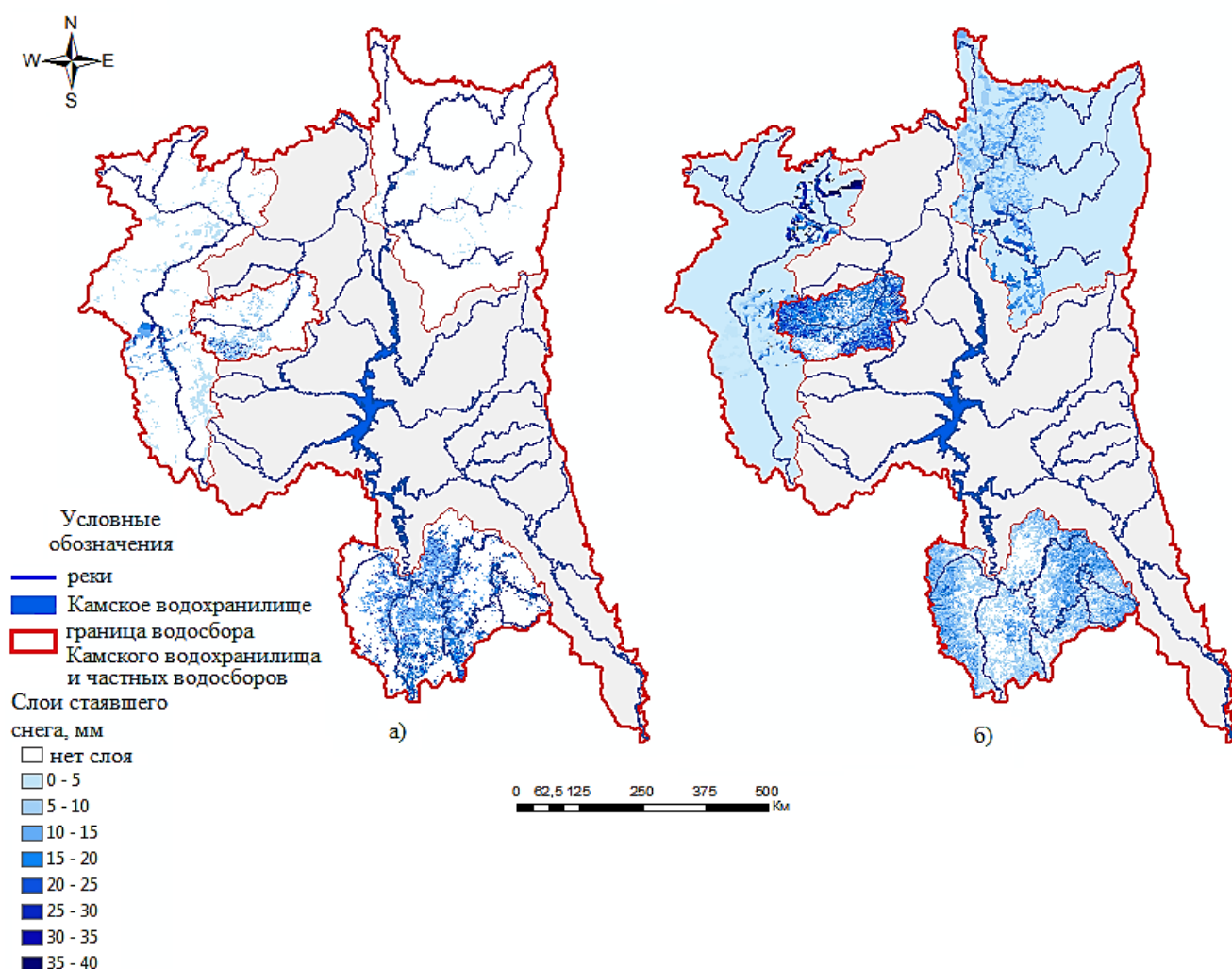


Рис. 4.7. Пространственное распределение слоя стаявшего снега на водосборах г/п Коса-Коса, Кама-Гайны, Вишера-Рябинино и Сылва-Подкаменное за весенний период 2004 г. (а – 29.04; б – 06.05)

В 2010 г. при раннем начале снеготаянии на водосборе г/п Коса-Коса 05.04. происходило активное таяние снежного покрова: при наличии снега на

89% площади (рис. 4.4) величина слоя стаявшего снега за сутки на его большей территории составляла 25-35 мм, и только в северной части 15-20 мм. На водосборе г/п Сылва-Подкаменное к 05.04 снежный покров занимал всего 43% площади (рис. 4.4) величина слоя стаявшего снега за сутки на его большей территории составляла 10-15 мм, и только на водоразделах достигала 20 мм. В этот же период наибольшие слои стаявшего за сутки снега (до 35 мм) приходились на южную территорию водосбора г/п Кама-Гайны, и равнинные южную и юго-западную части водосбора г/п Вишера-Рябинино (до 30 мм). В конце периода снеготаяния (17.04) на некоторых участках равнинных и южного водосборов снежный покров стаял полностью, а на водосборе г/п Вишера-Рябинино процесс снеготаяния только вошел в активную фазу (рис. 4.8).

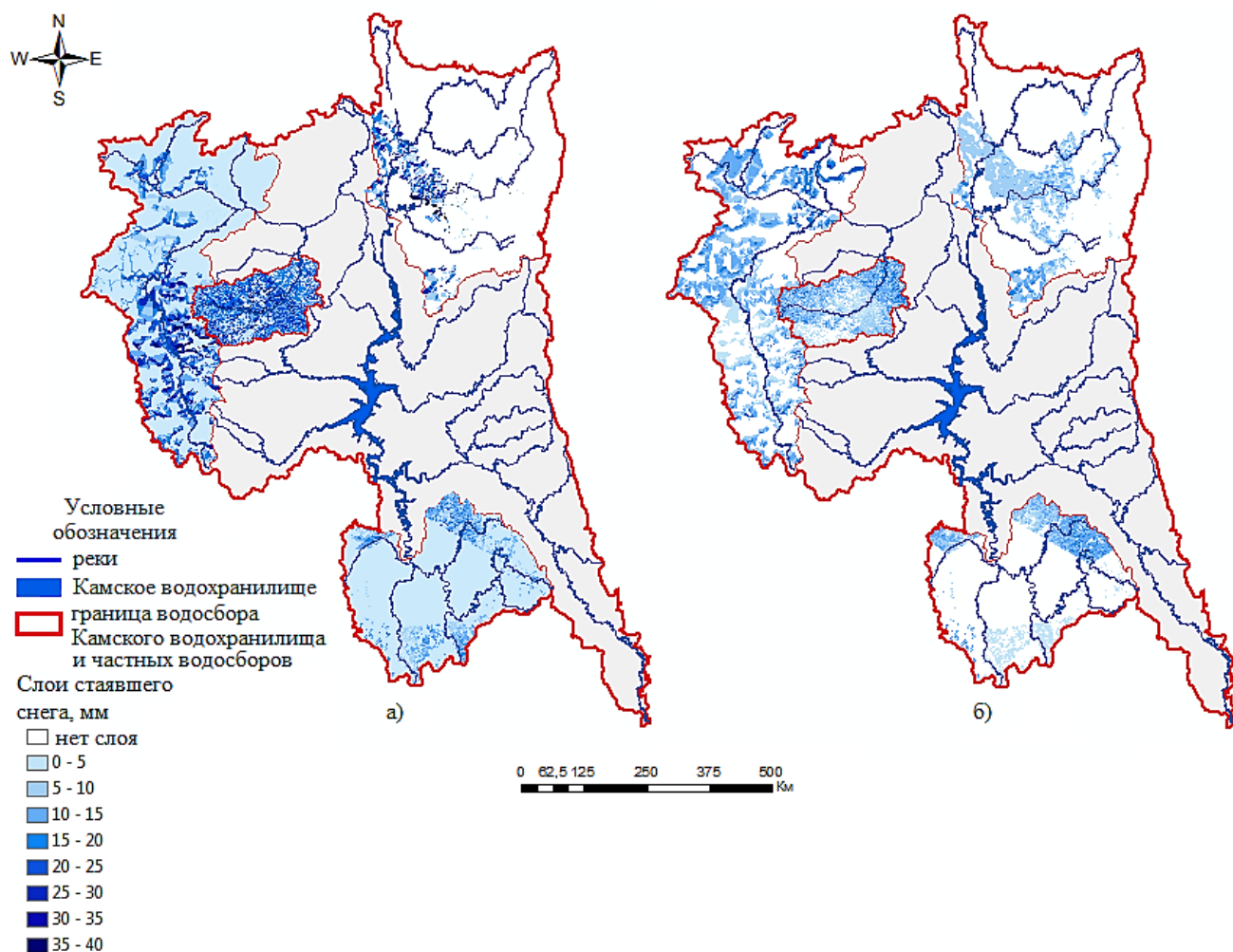


Рис. 4.8. Пространственное распределение слоя стаявшего снега на водосборах г/п Коса-Коса, Кама-Гайны, Вишера-Рябинино и Сылва-Подкаменное за весенний период 2010 г. (а – 05.04; б – 17.04)

В начале периода снеготаяния 2015 г. (05.04), отличающегося затяжным характером, слои стаявшего снега на отдельных участках не превышали 5 мм (рис. 4.9), а снег занимал от 92 до 100% площади исследуемых водосборов. В конце апреля (30.04) снег на этих водосборах еще продолжал стаять, и величина слоя стаявшего за сутки снега достигала 35-40 мм на севере водосбора г/п Кама-Гайны и большей части территории водосбора г/п Вишера-Рябинино (рис. 4.9б). Снеготаяние на водосборе г/п Коса-Коса в этот период подходило к концу, однако величина слоя стаявшего за сутки снега еще составляла 20 мм. Тоже можно сказать и о водосборе г/п Сылва-Подкаменное – там величина слоя стаявшего за сутки снега на отдельных участках достигала значений 25-30 мм.

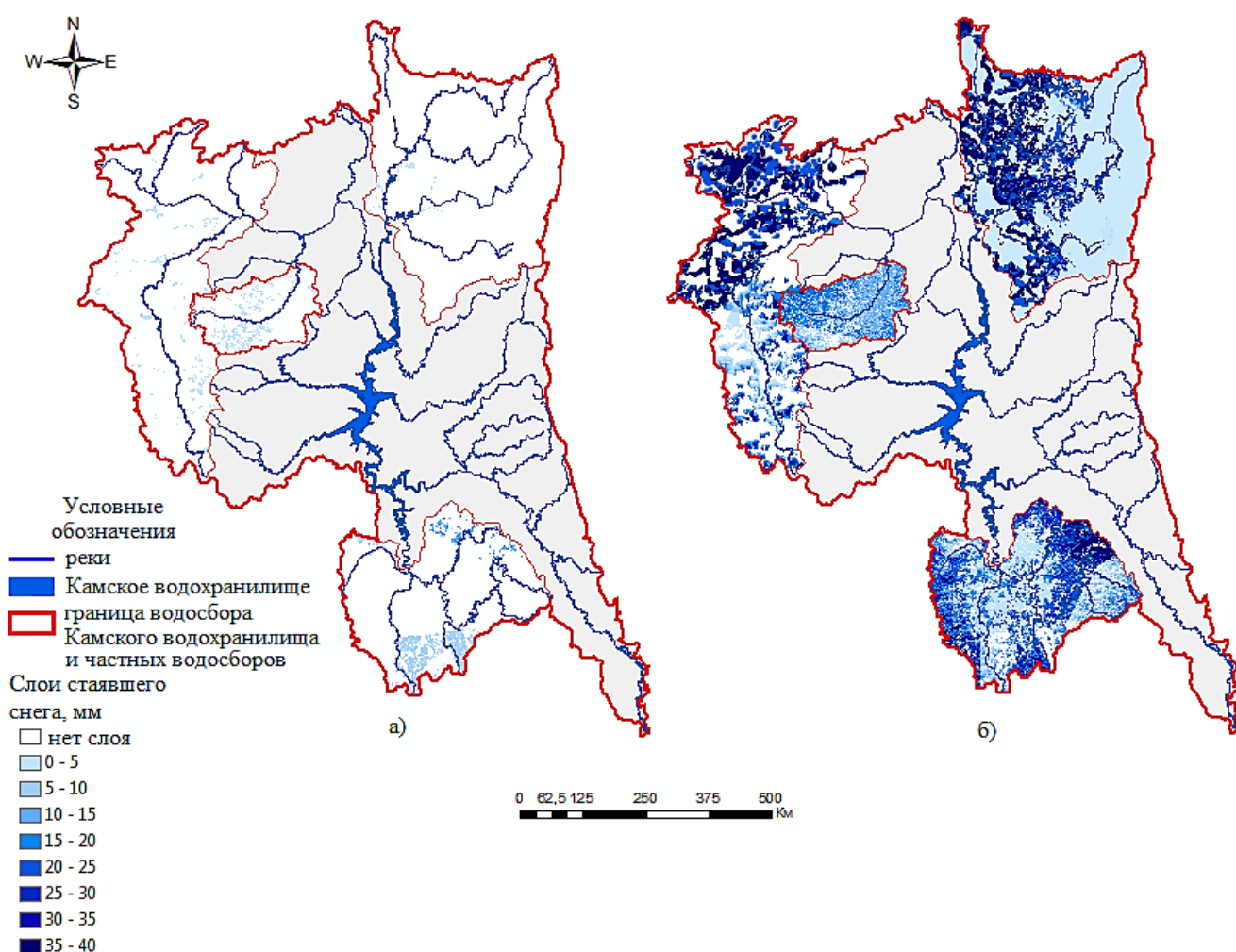


Рис. 4.9. Пространственное распределение слоя стаявшего снега на водосборах г/п Коса-Коса, Кама-Гайны, Вишера-Рябинино и Сылва-Подкаменное за весенний период 2015 г.(а – 05.04; б – 30.04)

Таким образом, поступление воды на водосбор в процессе снеготаяния подчиняется широтной зональности и высотной поясности, а ее изменение в течение периода снеготаяния и в разных частях водосборов можно отслеживать по модельным растровым картам распределения оставшегося снежного покрова и слоя стаявшего снега.

Пространственно-временной анализ процесса снеготаяния на склонах разной экспозиции. Использование инструментов пространственного анализа позволяет проследить, какой процент площади оставшегося снежного покрова на водосборе в период снеготаяния приходится на склоны разной экспозиции (рис. 4.10). Так, в 2004 г. к концу снеготаяния (06.05) 28% площади водосбора г/п Коса-Коса занято снежным покровом, из них 23% приходилось на северные склоны, 2% на западные, 3% на восточные, а снег на южных полностью растаял. В 2010 г. (17.04) снежный покров занимал 25% площади водосбора, из них на разные склоны приходилось: 18% – северные, 4% – западные, 3% – восточные, 1% – южные. В 2015 г. всего к концу снеготаяния (30.04) снег занимал 43% площади водосбора, из них на разные склоны приходилось: 24% – северные, 7% – западные, 10% – восточные, 1% – южные (рис. 4.10).

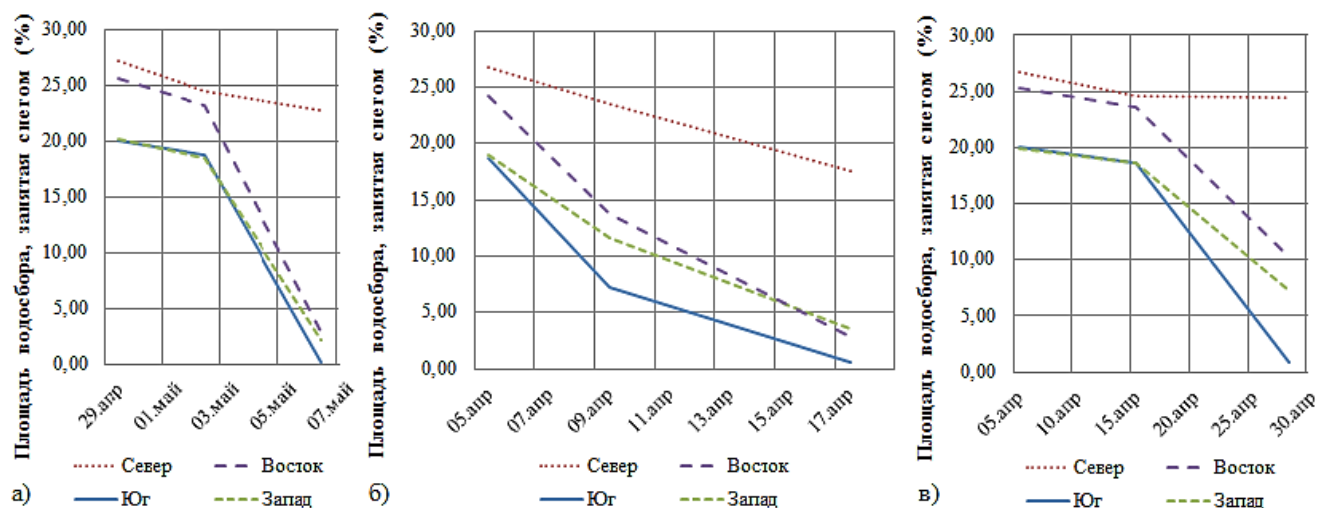


Рис. 4.10. Площадь водосбора г/п Коса-Коса, занятая снегом по склонам разной экспозиции в разные годы: а – 2004 г.; б – 2010 г.; в – 2015 г.

Таким образом, раньше всего снег сходит с южных склонов, далее освобождаются от снега западные и восточные склоны, а дольше всего и с наименьшей интенсивностью снег тает на склонах северной экспозиции.

Анализ пространственного распределения снежного покрова по склонам разной экспозиции исследуемых водосборов показал, что при равномерном покрытии территории снегом в начале весеннего периода, к концу периода снеготаяния на склонах северной экспозиции остается около 70% снега. Это хорошо прослеживается на модельных растровых картах, особенно для равнинных водосборов г/п Коса-Коса и Кама-Гайны и южного водосбора г/п Сылва-Подкаменное (рис. 4.11). Для водосбора г/п Вишера-Рябинино, относящегося к горной территории, все процессы происходят аналогично, но характеризуются большей продолжительностью.

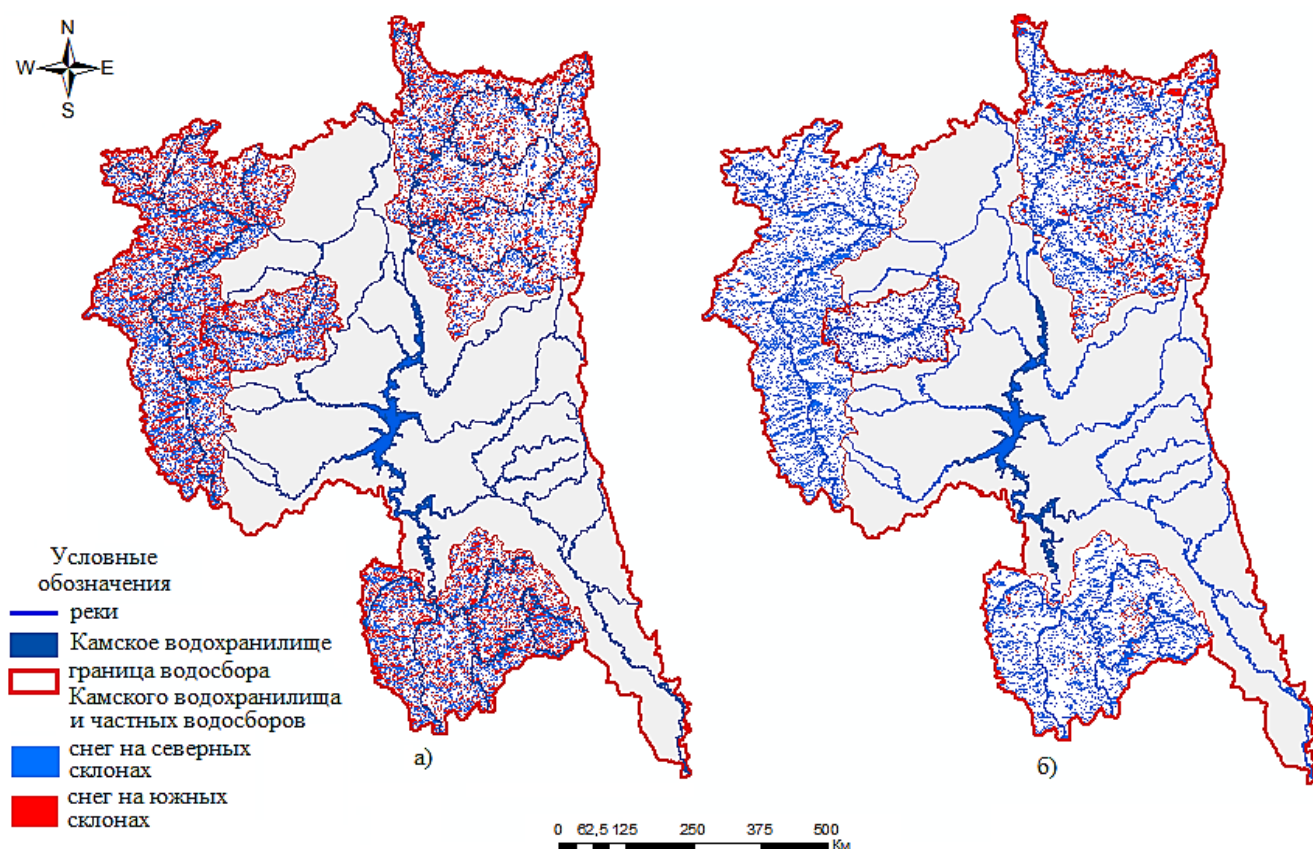


Рис. 4.11. Пространственное распределение снежного покрова в период снеготаяния на северных и южных склонах водосборов г/п Коса-Коса, Кама-Гайны, Вишера-Рябинино и Сылва-Подкаменное за весенний период 2015 г. (а – 05.04; б – 30.04)

Изменение степени покрытия склонов разной экспозиции снежным покровом в течение периода снеготаяния представлено на рис. 4.12.

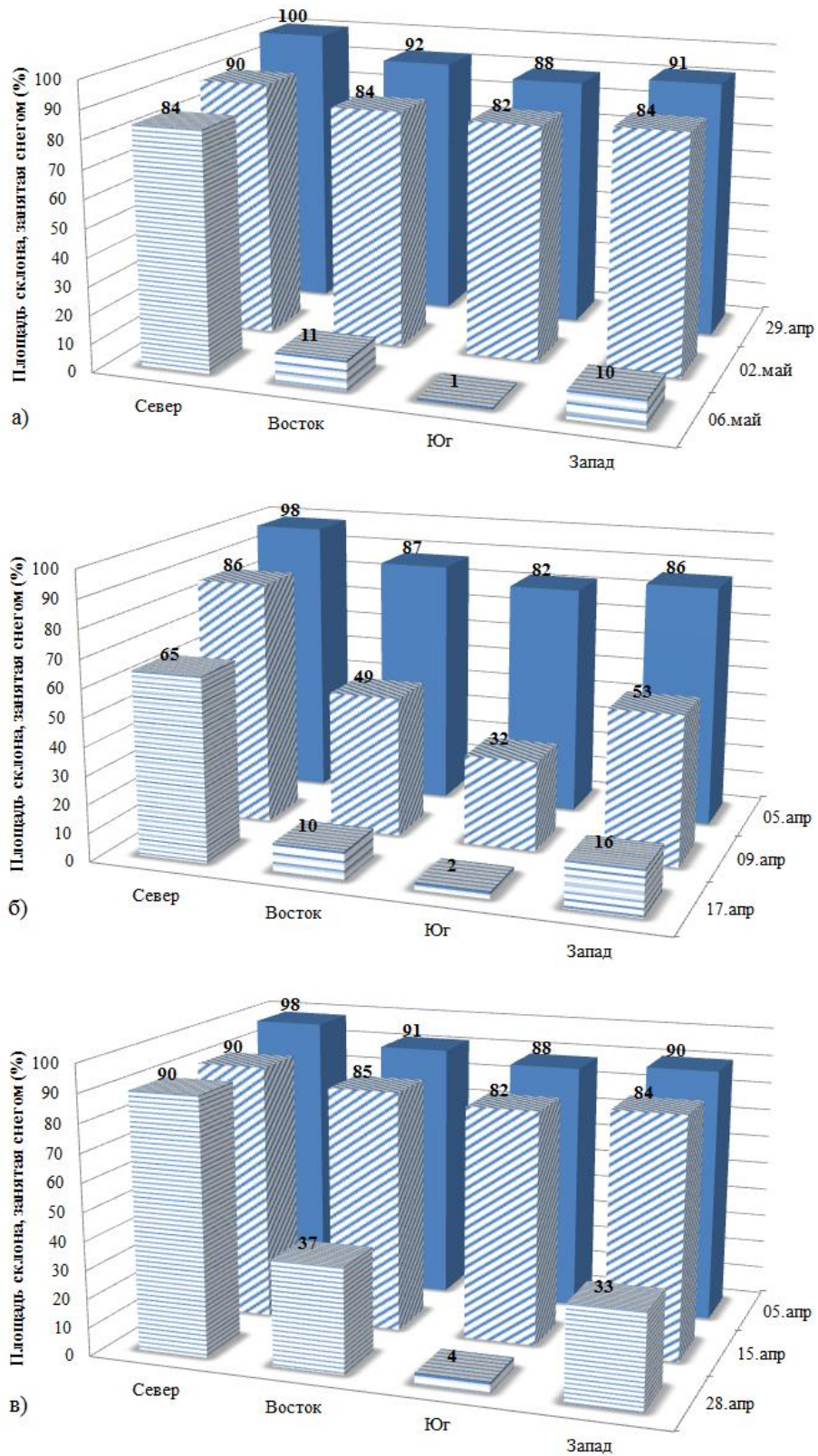


Рис. 4.12. Изменение площади снегового покрытия на склонах разной экспозиции водосбора г/п Коса-Коса по годам: а – 2004 г.; б – 2010 г.; в – 2015 г.

Интенсивность схода снежно покрова в течение весеннего периода возрастает с интенсивностью прироста положительных температур воздуха для склонов всех экспозиций, за исключением северной. Эта закономерность прослеживается для всех рассмотренных лет с разными метеорологическими условиями.

Так, в 2004 г., от 73% до 81% снежного покрова за 4 дня (02.05-06.05) сходит на западных, восточных и южных склонах, и только 6% – на северных.

При раннем снеготаянии 2010 г. сход снежного покрова со склонов более равномерный. В начале снеготаяния ежедневно освобождается около 9% площади западных и восточных склонов. Во второй половине периода снеготаяния интенсивность освобождения от снега уменьшается почти для всех склонов, составляя в среднем 5% для западных и восточных, и 7% для южных. И только для северных она увеличивается – на них снег сходит в среднем с 5% площади в сутки.

При затяжном снеготаянии в 2015 г., сход снежного покрова со склонов разной экспозиции также проходил равномерно, и только на северных значительно медленнее, чем на остальных склонах.

В табл. 4.3 представлены средние даты схода снежного покрова на склонах разной экспозиции исследуемых водосборов. Расчеты показали, что на равнинных водосборах г/п Коса-Коса и Кама-Гайны снежный покров со склонов южной экспозиции сходит в среднем на 24 дня раньше, чем с северных, и на 13 дней раньше, чем с западных и восточных склонов. Для южного водосбора г/п Сылва-Подкаменное эти величины составляют соответственно 14 и 4 дня. Разница в сходе снежного покрова с северных и южных склонов для горного водосбора г/п Вишера-Рябинино составляет 17 дней, при этом западные и восточные склоны освобождаются от снега в среднем на 6 дней раньше северных.

Средней датой схода снежного покрова для северных склонов является 22 мая, для южных – 30 апреля, и для западных и восточных – 11 мая.

Таблица 4.3

Средние даты схода снежного покрова на водосборах г/п Коса-Коса, Кама-Гайны, Вишера-Рябинино и Сылва-Подкаменное в 2004, 2010 и 2015 гг.

Год	Даты схода снежного покрова на склонах разной экспозиции			
	Север	Юг	Запад	Восток
г/п Коса-Коса				
2004	04 июня	06 мая	12 мая	12 мая
2010	09 мая	18 апреля	23 апреля	23 апреля
2015	17 мая	30 апреля	14 мая	14 мая
г/п Кама-Гайны				
2004	04 июня	11 мая	19 мая	19 мая
2010	10 мая	09 апреля	01 мая	01 мая
2015	20 мая	03 мая	15 мая	15 мая
г/п Вишера-Рябинино				
2004	10 июня	29 мая	30 мая	30 мая
2010	30 мая	16 мая	28 мая	28 мая
2015	15 июня	23 мая	10 июня	10 июня
г/п Сылва-Подкаменное				
2004	13 мая	06 мая	08 мая	08 мая
2010	11 мая	16 апреля	21 апреля	21 апреля
2015	19 мая	28 апреля	2 мая	2 мая

Выполненные расчеты интенсивности нарастания накопленных расходов воды и слоя стаявшего снега (рис. 4.13) позволили визуально оценить бассейновое время добегания талых вод до замыкающего створа. Установлено, что разные метеоусловия в весенний период оказывают слабое влияние на интенсивность подъема уровня воды и увеличения расходов, но существенным образом сказываются на сдвиге по времени начала интенсивного подъема и наступлении пика весеннего половодья

Так, в 2004 г. благодаря позднему и интенсивному снеготаянию, слою стаявшего снега поступали в речную сеть с водосборов быстро – в среднем через 10 сут.

В 2010 г. снеготаяние началось в конце марта, однако в середине апреля наблюдался возврат холодов, температура воздуха опускалась ниже 0°C, что

обусловило медленное увеличение расходов воды в начале половодья. На равнинных водосборах слой стаявшего снега поступали в среднем через 15 сут, а на горном – значительно быстрее, через 3-5 сут.

В 2015 г. снеготаяние носило затяжной характер, и слой стаявшего снега поступали в речную сеть с равнинных водосборов в среднем через 20 сут, а на горном – через 9 сут.

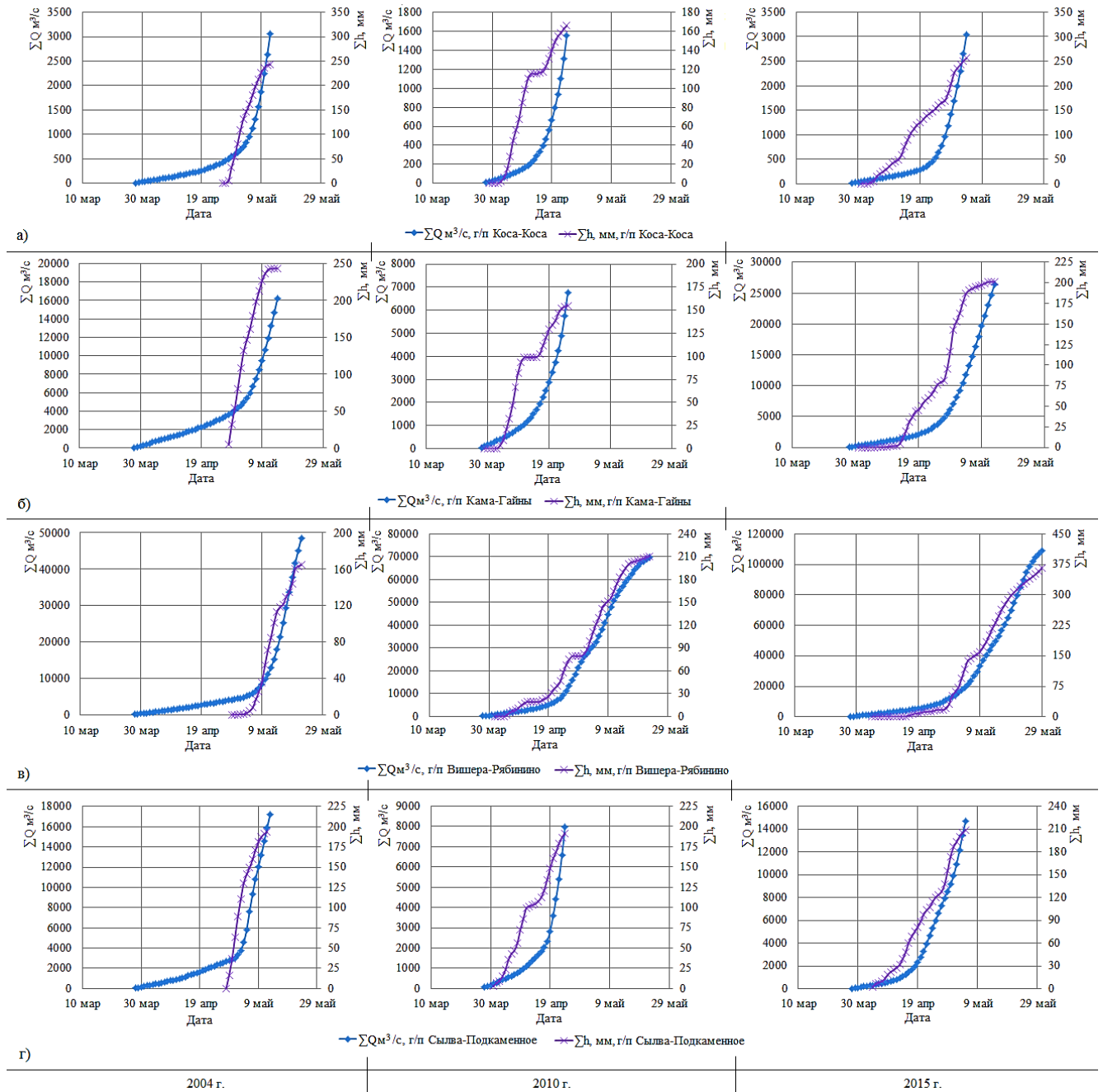


Рис. 4.13. Интенсивность нарастания накопленных расходов воды и слоя стаявшего снега для водосборов г/п Коса-Коса (а), Кама-Гайны (б), Вишера-Рябинино (в) и Сылта-Подкаменное (г) за 2004, 2010 и 2015 гг.

Выводы:

Пространственно-временные закономерности снеготаяния на водосборе Камского водохранилища и бассейнах его крупных притоков обусловлены физико-географическими особенностями территории.

Так, максимальный снеговой запас на водосборе Камского водохранилища уменьшается с севера на юг в среднем от 300 до 100 мм. Высота снежного покрова также уменьшается в среднем от 80 см на севере, до 50 см в южной части. Наибольшие значения максимального снегового запаса (до 500 мм) при высоте снежного покрова до 150 см характерны для горной северной части территории. Максимальный снеговой запас на юге формируется в середине марта, а в центральной и северной частях водосбора Камского водохранилища – в конце марта. В горной части территории максимальный снеговой запас наблюдается в первой декаде апреля.

Таяние снега начинается при установлении положительной температуры воздуха в дневное время, еще до устойчивого перехода ее средних суточных значений через 0°C. В центральной и равнинной южной частях территории это третья декада марта – первая декада апреля, а в горных восточных, северо-восточных районах – середина апреля. Переход температуры воздуха через 0°C к положительным значениям в горных районах происходит на 10-15 дней позже, чем на равнинных, и начало снеготаяния наступает на 5-10 дней позже. Поэтому в период, когда равнинные и южные предгорные водосборы (г/п Кама-Бондюг, Сылва-Подкаменное,) активно освобождаются от снежного покрова, в горной части (г/п Вишера-Рябинино) снеготаяние только начинается.

На продолжительность снеготаяния и величину слоя стаявшего за сутки снега оказывают влияние интенсивность нарастания температуры воздуха после ее перехода через 0°C к положительным значениям. Снеготаяние происходит с юга, юго-запада на северо-восток в среднем 33 сут (первая декада апреля – первая декада мая). На юге снеготаяние проходит в первой половине апреля, продолжительность которого в среднем составляет 25 сут. В центральной равнинной части территории водосбора Камского водохранилища снеготаяние

проходит во второй половине апреля в течение 27 сут. В горной части территории процесс снеготаяния приходится на май, продолжительность которого превышает 45 сут.

На процесс снеготаяния значительное влияние оказывают особенности подстилающей поверхности (залесенность, высота места и экспозиция склонов). Залесенность и высотная поясность замедляют таяние снега в северной и горной частях водосбора Камского водохранилища. Так, в начале периода снеготаяния освобождение горных водосборов от снежного покрова происходит очень медленно – 3-4% площади за 10 дней, при этом первыми (на 7-10 сут раньше) стаивают открытые незалесенные участки. Меридиональное расположение водосбора г/п Кама-Гайны является ярким примером проявления широтной зональности: раньше всего от снежного покрова освобождается южная и центральная его части, а позже – северная.

Совместное влияние высотной поясности и экспозиции склонов проявляется в более позднем начале и увеличении продолжительности снеготаяния на водосборах левобережных притоков Камского водохранилища, которые расположены в горной части, где имеет место следующее распределение склонов: западные – 32%, восточные – 27%, южные – 21% и северные – 20%. Расчеты показали, что снег с западных и восточных склонов сходит в среднем на 7 дней, а с северных – на 17 дней позже, чем с южных.

Для всего водосбора Камского водохранилища характерна следующая последовательность освобождения территории от снежного покрова. Снеготаяние начинается в южных и центральных частях, затем распространяется на центральную горную и северную равнинную части территории. Последними от снега освобождаются горные северо-восточные районы.

Выявленные пространственно-временные закономерности процесса снеготаяния дадут возможность более детально учитывать поступление талых вод в Камское водохранилище при составлении прогнозов весеннего половодья.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССА СНЕГОТАЯНИЯ НА ВОДОСБОРЕ КАМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

5.1. Оценка точности моделирования за период 2010–2020 гг.

Высокая точность расчета весеннего снеготаяния за разные годы и для разных по размеру речных водосборов (п. 3.2.) дает возможность применять предложенную модель для оценки процесса снеготаяния на всем водосборе Камского водохранилища. Это особенно важно для специалистов ПАО «РусГидро» – «Камская ГЭС» при назначении режима использования водных ресурсов в периоды предполоводной сработки и наполнения водохранилища.

Формирование притока в Камское водохранилище происходит с площади водосбора, равной 168000 км². Наиболее крупные реки, питающие водохранилище – Кама, Вишера, Яйва, Косьва, Иньва, Обва, Чусовая, Сылва. Бассейны этих рек различны по своим физико-географическим особенностям. Кама берет свое начало на Верхне-Камской возвышенности, а на северо-западе ее водосбор проходит по отрогам Северных Увалов, поэтому на процесс снеготаяния здесь влияет высотная поясность. Правобережные притоки (Иньва, Обва) представляют собой типичные равнинные реки с хорошо выработанными долинами и спокойным течением. Левобережные притоки (Яйва, Косьва, Чусовая, Сылва) в верховьях имеют горный характер и являются более многоводными. Различия в климатических условиях, особенностях рельефа, степени залесенности водосборов определяют условия снеготаяния на них.

В настоящее время расчеты процесса снеготаяния для водосбора Камского водохранилища сотрудниками Пермского ЦГМС выполняются вручную по методике Н.Д. Лебедевой (1959), подробно описанной в п. 2.3. Для этого территория водосбора Камского водохранилища разделена на шесть частей, соответствующих водосборам основных притоков Камского водохранилища (рис. 5.1).

Следует отметить, что данные о температуре воздуха, осадках и максимальном снегозапасе осредняются специалистами Пермского ЦГМС по метеостанциям, метео- и гидрологическим постам для каждой части. В разработанной нами модели расчеты ведутся для каждой ячейки раstra с учетом данных метеостанций, метео- и гидрологических постов, расположенных как внутри, так и за пределами водосбора. Это позволяет учитывать территориальную неравномерность распределения метеорологических характеристик и выполнять расчеты снеготаяния на более высоком уровне.

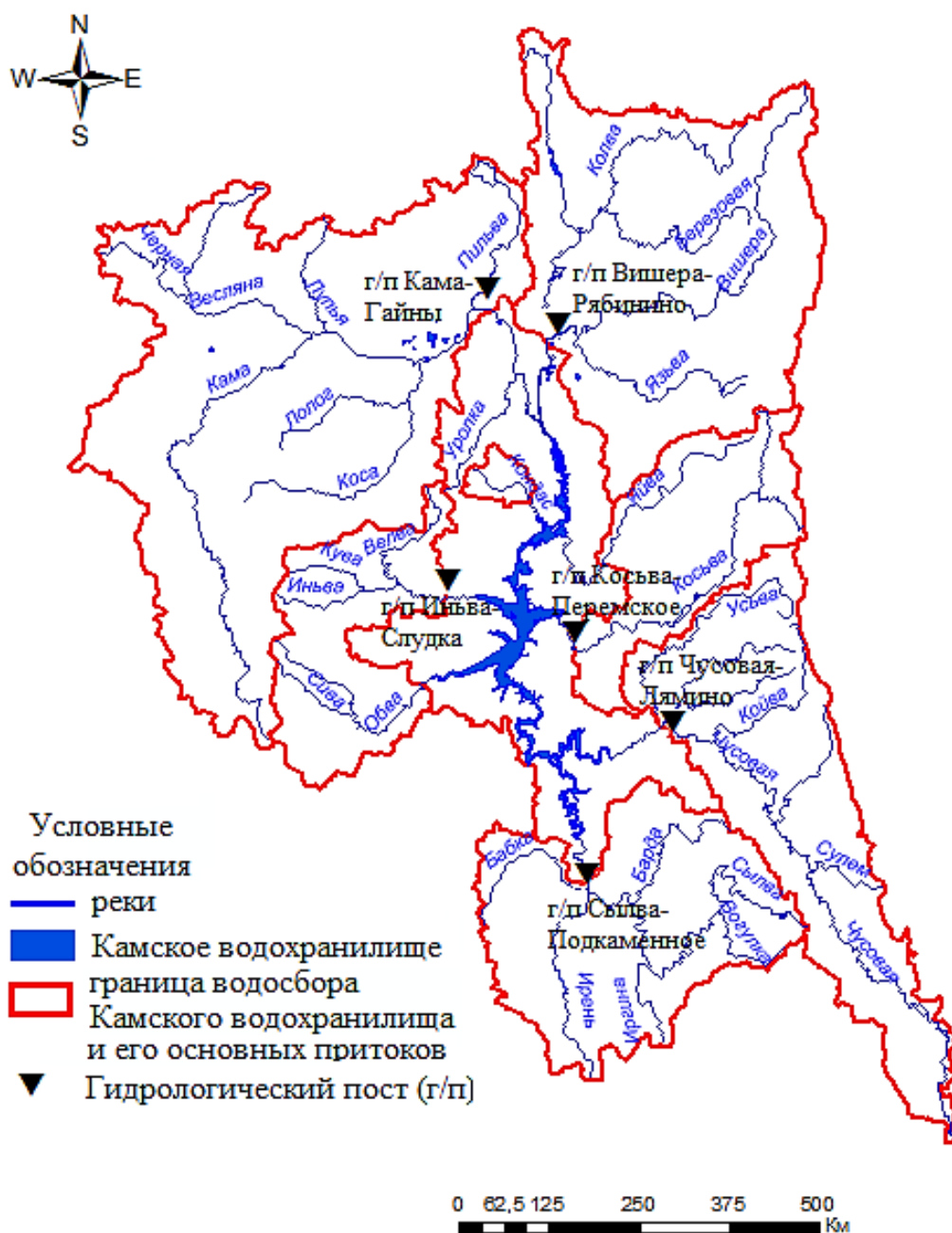


Рис. 5.1. Водосборы основных притоков Камского водохранилища

Расчеты снеготаяния с применением геоинформационной модели выполнены как на отдельных водосборах Камского водохранилища, так и на оставшейся территории (рис. 5.1) за период 2010–2020 гг. В табл. 5.1 представлены основные гидрографические характеристики исследуемых водосборов. Для расчетов использованы данные о рельефе по глобальной модели *GEBCO_2022 Grid* (URL: https://www.gebco.net/data_and_products/gridded_bathymetry_data/), приведенные к единой проекции (*Pulkovo 1995 GK Zone 10*) и разрешению ячейки растра 250x250 м. Информация о залесенности территории получена с применением маски леса по карте растительности Барталева С.А. и др. (URL: <http://www.iki.rssi.ru/books/2016bartalev.pdf>).

Таблица 5.1

Характеристики водосборов основных притоков Камского водохранилища

Водосбор	Площадь водосбора, км ²	Ср. высота водосбора, м БС	Ср. угол наклона водосбора, °	Лесистость, %	Распределение площади водосбора по сторонам света, %				
					С	В	Ю	З	Плоскость
г/п Кама-Бондюг	46603	192	0,77	94	25	26	24	24	0
г/п Вишера-Рябинино	31083	313	2,50	94	19	28	20	33	0
г/п Иньва-Слудка	10872*	191	1,11	65	24	30	23	22	0
г/п Косьва-Перемское и Яйва-Подслудное	11482	366	2,57	95	19	26	20	35	0
г/п Чусовая-Лямино	21347	366	2,21	90	18	30	21	31	0
г/п Сылва-Подкаменное	19543	253	1,47	67	24	26	23	27	0
Не охваченная наблюдениями площадь до плотины Камской ГЭС	26379	171	1,13	79	22	25	21	25	8

*вместе с р.Кондас для водосбора г/п Кондас-Ощепково

Площадь исследуемых водосборов меняется более чем в 4,5 раза и имеет максимальное значение у водосбора г/п Кама-Бондюг (46603 км²). Средние высоты водосборов Верхней Камы и ее правобережных притоков почти одинаковы – чуть более 190 м БС. Для водосборов левобережных притоков значения их средних высот находятся в пределах от 253 до 366 м БС. Наибольшие значения средних высот характерны для водосборов г/п Чусовая-Лямино и Косьва-Перемское – 366 м БС. Наименьшие значения средних высот (171 м БС) приходятся на неохваченную наблюдениями территорию.

Исследуемая территория имеет значительную залесенность (более 83%), особенно в северной и северо-восточной (горной) части. Наименьшие значения залесенности отмечены для водосборов г/п Иньва-Слудка и Сылва-Подкаменное – 65% и 67% соответственно, где сосредоточены основные кластеры хозяйственной деятельности.

Для левобережных притоков Камского водохранилища, водосборы которых расположены в горной части, имеет место следующее распределение склонов: западные – 32%, восточные – 27%, южные – 21% и северные – 20%. Характер распределения склонов на водосборе Верхней Камы и ее правобережных притоков несколько иной: западные – 23%, восточные – 28%, южные – 23% и северные – 25%. На всех водосборах крупных притоков Камского водохранилища плоскоравнинные территории занимают менее 1%, и только на неохваченной наблюдениями площади – 8%. Это связано с тем, что данная территория включает в себя акваторию Камского водохранилища, которая зимой покрыта льдом и снегом.

Для всех рассматриваемых водосборов выполнены расчеты процесса снеготаяния за период 2010–2020 гг. и проведена их верификация в местах расположения снегомерных маршрутов, где ведутся наблюдения за снежным покровом (рис. 5.2).

Анализ результатов расчетов показал, что общие закономерности процесса снеготаяния, выявленные на модельных водосборах (г/п Коса-Коса,

Кама-Гайны, Вишера-Рябинино и Сылва-Подкаменное), полностью подтверждаются.

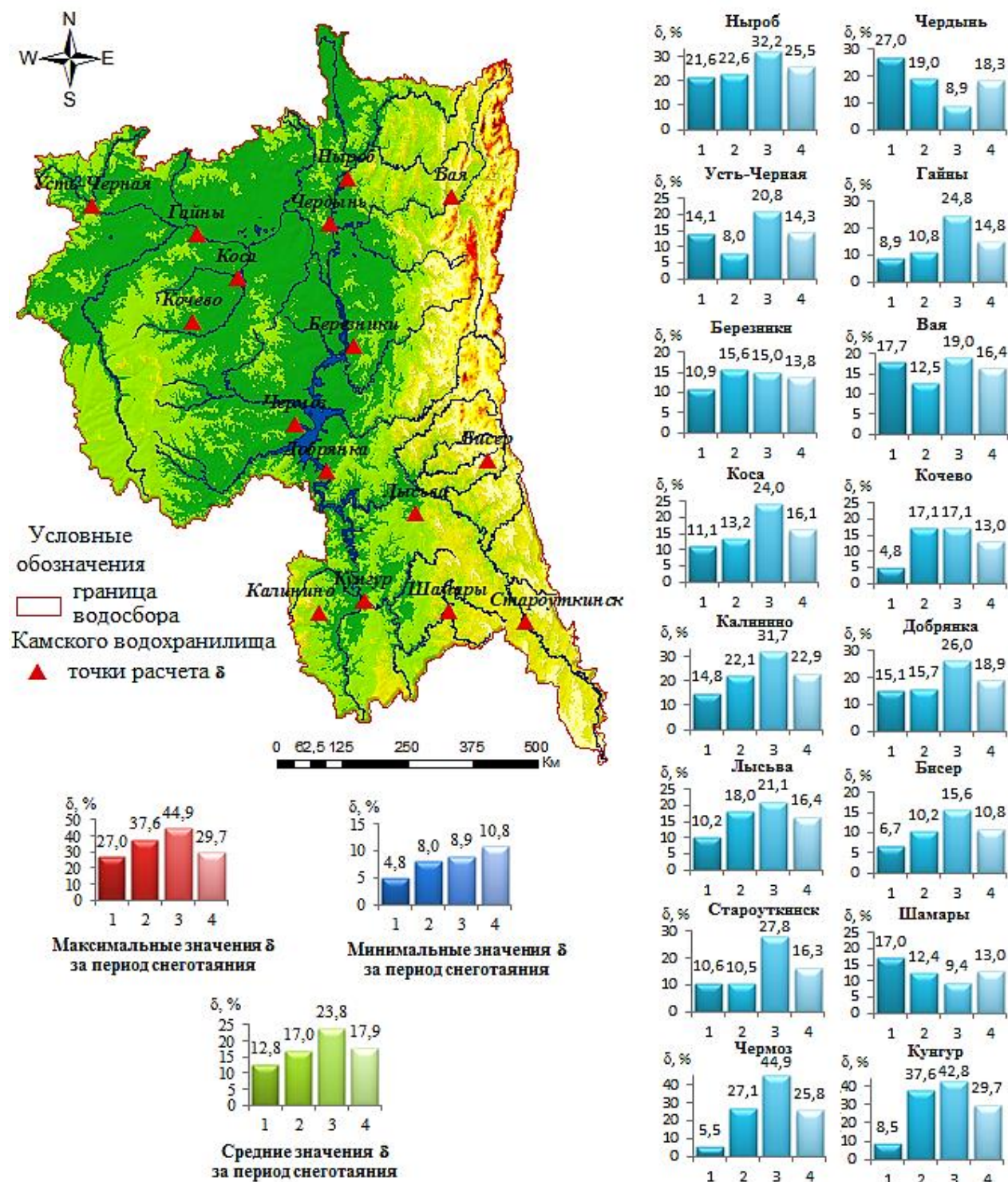


Рис. 5.2. Результаты верификации геоинформационной модели снеготаяния для водосбора Камского водохранилища за период 2010–2020 гг. (1 – начало снеготаяния; 2 – середина снеготаяния; 3 – конец снеготаяния; 4 – в среднем за период снеготаяния)

Так, для всего водосбора Камского водохранилища средние наименьшие расхождения расчетных и измеренных значений снегозапаса (δ), вычисленные по формуле 2.19, составили 12,8% в начале периода снеготаяния, а наибольшие (23,8%) – в конце. В среднем для всего периода снеготаяния на водосборе Камского водохранилища величина δ составила 17,9%.

Анализ пространственного распределения величин δ по территории водосбора показал, что они не зависят от широтной и высотной зональности. Максимальные величины δ приурочены к концу периода снеготаяния на МС Чермоз и МС Кунгур и могут быть связаны как с качеством проведения самих наблюдений за таянием снежного покрова, так и с локальными особенностями местности. МС Чермоз, расположенная в непосредственной близости к водохранилищу, характеризуется более сильными ветрами, что может сказываться на ветровом переносе и выдувании снега, и соответственно, результатах снегомерных съемок. МС Кунгур расположена на юго-восточной окраине города и со всех сторон на расстоянии 20-80 м окружена постройками (URL: <https://meteo.perm.ru/meteostantsii-permskogo-kрая/30-meteorologicheskaya-stantsiya-v-g-kungur>). Отопляющее влияние городских условий создает местный микроклимат и может отразиться на результатах наблюдений за снежным покровом. Так, для МС Кунгур А.Д. Крючковым (2021) было выявлено самое раннее нарушение устойчивости снежного покрова, а территория, к которой относится МС, отличается наименьшими среднемноголетними значениями количества осадков в зимний период среди аналогичных показателей по всему Пермскому краю.

Отдельно следует отметить про отличия расчетных и измеренных величин снегозапаса δ , полученных для ЦМР, построенных с разным разрешением. Так, на примере водосбора г/п Коса-Коса ($A= 6221 \text{ км}^2$) были проведены расчеты δ как для модели 100x100 м, так и 250x250 м. Сравнительный анализ расчетных и измеренных величин снегозапаса δ для МС Кочево, расположенной в центре водосбора г/п Коса-Коса, показал, что при использовании ЦМР с разрешением 100x100 м величина δ составила 8%, а при использовании ЦМР с разрешением

250x250 м – 13%. Таким образом, для средних по площади водосборов детальность представления исходной информации о подстилающей поверхности (рельеф, растительность и др.) имеет важное значение и должна учитываться в расчетах снеготаяния.

Расхождения расчетных и измеренных значений снегозапаса (δ) по годам представлены в табл. 5.2. Эти величины дают представление о том, насколько предложенная модель завышает или занижает значения снегозапаса для водосбора Камского водохранилища в годы с разными погодными условиями весеннего периода.

Таблица 5.2

Средние за период таяния расхождения расчетных и измеренных значений снегозапаса (δ) для водосбора Камского водохранилища за 2010–2020 гг.

Год \ МС, г/п	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2017	2018	2019	2020
Березники	-27,3	-8,3	-4,5	-19,7	-5,4	-6,6	-9,9	-14,0	-10,4	8,2
Бисер	-3,0	-3,2	-5,4	-0,5	-1,9	-5,8	4,0	27,7	9,1	14,1
Вая	5,0	4,5	16,8	-7,7	—	-4,0	9,2	-38,1	-4,4	10,4
Гайны	-21,1	-32,2	-2,2	-1,0	37,0	-4,8	3,0	5,2	6,8	6,7
Добрянка	-4,1	-4,4	13,1	-39,1	-12,0	22,5	-3,8	-33,0	-44,1	0,3
Калинино	-45,4	30,7	-3,0	—	-7,0	4,6	-18,7	27,2	0,5	-41,4
Коса	-7,1	-21,3	15,6	-6,6	5,2	4,0	13,6	12,6	-6,6	24,0
Кочевое	1,9	-18,6	-12,0	-15,1	-7,2	6,1	19,2	15,5	2,0	-2,4
Кунгур	12,8	40,8	28,9	—	-16,4	46,5	40,3	15,3	-12,5	20,0
Лысьва	16,9	14,6	3,6	20,6	0,1	-0,8	-3,6	23,7	13,8	4,1
Ныроб	-4,1	-5,5	0,1	43,6	-9,8	-16,4	-43,7	-15,2	9,9	26,4
Староуткинск	-7,2	10,3	8,2	13,6	—	—	—	7,6	25,7	10,6
Усть-Черная	13,1	31,3	21,6	-5,1	13,7	4,3	4,9	14,2	1,4	14,6
Чердынь	-30,2	-21,2	-18,9	-26,3	-9,2	-12,8	-3,1	-25,0	8,5	4,6
Чермоз	44,6	-5,6	-11,2	17,4	-13,7	28,6	-19,7	55,0	12,9	-49,4
Шамары	0,4	4,0	-21,5	—	—	-17,0	—	6,6	-13,3	-32,0
Среднее δ по модулю, %	15,3	16,0	11,7	16,6	10,6	12,3	14,1	21,0	11,4	16,8

«—» данные для сравнения отсутствуют

При использовании предложенной геоинформационной модели для расчетов снеготаяния систематических ошибок, завышающих или занижающих значения снегозапаса, не возникает. Только для МС Березники и Чердынь почти

во все годы можно отметить занижение расчетных величин снегозапаса (в среднем на 11,6%), а для МС Усть-Черная – завышение этих величин (в среднем на 11,4%). В остальных случаях, в разные годы и для разных пунктов наблюдений, изменение рассмотренной величины δ имеет разнонаправленный случайный характер. Анализ величины δ по модулю показал, что она изменяется от 10,6 до 21,0%. Это является хорошим результатом, и вполне сопоставимо с точностью применения других моделей снежного покрова (Шихов и др., 2021) на этой территории и даже несколько выше. Такая точность достигается вследствие применения данных о максимальном снегозапасе с МС, м/п и г/п, т.е. не происходит накопления ошибок в определении снежного покрова за весь зимний период.

Рассматривая изменение величины δ по территории водосбора Камского водохранилища, установлено, что на отдельных МС колебания могут быть более значительными. Так, на северо-западе территории среднее значение δ за 2010–2020 гг. составило 11,5%, а наибольшие расхождения расчетных и измеренных значений снегозапаса отмечены в 2011 г.: от -32,2% (МС Гайны) до 31,3% (МС Усть-Черная). На северо-востоке территории среднее значение δ за 2010–2020 гг. составило 14,0%, а наибольшие расхождения расчетных и измеренных значений снегозапаса пришлось на 2013 г.: от -26,3% (МС Чердынь) до 43,6% (МС Ныроб). В центральной равнинной части водосбора Камского водохранилища среднее значение δ за 2010–2020 гг. составило 17,9%, однако в 2018 г. расхождения расчетных и измеренных значений снегозапаса находились в пределах от -33,0% (МС Добрянка) до 55,0% (МС Чермоз). В горной восточной части территории среднее значение δ за 2010–2020 гг. было минимальным и составило 9,7%, а наибольшие расхождения расчетных и измеренных значений снегозапаса отмечены в 2019 г. на г/п Староуткинск: 25,7%. На юге водосбора Камского водохранилища среднее значение за 2010–2020 гг. было максимальным и составило 19,8%, наибольшие расхождения

расчетных и измеренных значений снегозапаса пришлось на 2015 г., где величина δ колебалась от -17,0% (г/п Самары) до 46,5% (МС Кунгур).

Для оценки качества модели в большинстве стран мира, а в последние годы и в России используется показатель Нэша – Сатклиффа (*NSE*) (Nash J.E. et al, 1970). Он рассчитывается по формуле:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \tilde{Y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (5.1)$$

где \bar{Y} – среднее арифметическое ряда Y_1, \dots, Y_n фактических значений моделируемой характеристики; Y – фактические значения снегозапаса; \tilde{Y} – получаемые с помощью модели значения снегозапаса.

Данный показатель не превышает единицу. Равенство $NSE = 1$ достигается при абсолютно точной модели, обеспечивающей совпадение величин Y и \tilde{Y} . Равенство $NSE = 0$ означает, что моделирование является столь же точным как расчет величины Y по ее среднему значению \bar{Y} . Отрицательные значения *NSE* свидетельствуют о совершенно неудовлетворительных результатах моделирования.

Согласно (URL: <https://method.meteorf.ru/publ/tr/tr375/htm/11.htm>) модель может считаться хорошей при условии $NSE \geq 0,80$; удовлетворительной – при условии $0,36 \leq NSE < 0,80$; неудовлетворительной – при условии $NSE < 0,36$. Оценка эффективности предложенной модели снеготаяния модели с использованием показателя Нэша-Сатклиффа по значениям оставшегося снегозапаса составила 0,78, что позволяет отнести ее к категории удовлетворительных.

Однако специалисты Гидрометцентра России отмечают (URL: <https://method.meteorf.ru/publ/tr/tr375/htm/11.htm>), что использование показателя эффективности модели и отнесение ее к вышеназванным категориям должно предусматривать сравнение результатов моделирования с результатами альтернативных прогнозов. В отечественной практике применение методики гидрологического прогнозирования считается оправданным, если ее погрешность явно ниже погрешности альтернативного прогноза. Прогноз снеготаяния и

оставшегося снеговзапаса сказывается на долгосрочных прогнозах стока (с заблаговременностью более 12-15 суток). Для последнего в качестве альтернативы используется климатический прогноз, который выражается нормой \bar{Y} прогнозируемой величины. Погрешность такого прогноза равна стандартному отклонению σ . Вывод о применимости методики прогнозирования делается на основании отношения S/σ , где S – среднеквадратическое отклонение смоделированных значений от фактических. Методика считается хорошей при $S/\sigma \leq 50$, удовлетворительной при условии $0,50 < S/\sigma \leq 0,80$ и неудовлетворительной – при условии $S/\sigma > 0,80$. Расчет величины $S/\sigma = 0,47$ показал, что методика расчета оставшегося снеговзапаса может быть отнесена к категории хороших.

Возникает вопрос, насколько ошибки расчетов снеготаяния определяются величиной максимального снеговзапаса и разными погодными условиями весны (ход температуры воздуха и атмосферных осадков), которые влияют на продолжительность периода снеготаяния.

Для анализа пространственно-временных особенностей максимального снеговзапаса и его отклонения от средних многолетних значений были выбраны четыре МС на водосборе Камского водохранилища: Гайны (196 м БС), Чердынь (208 м БС), Бисер (463 м БС) и Добрянка (155 м БС).

МС Чердынь и Бисер являются реперными метеостанциями Росгидромета, информация с которых дает представление о максимальном снеговзапасе в северной и горной частях водосбора Камского водохранилища. Для характеристики максимального снеговзапаса и дат его наступления на правобережной территории выбрана МС Гайны, средняя высота которой совпадает со средней высотой водосбора Камского водохранилища в этой части. МС Добрянка дает представление о максимальном снеговзапасе и датах его наступления для центральных и южных территорий (табл. 5.3).

Таблица 5.3

Максимальный снеговой запас и его отклонение Δ от средних многолетних значений для МС Гайны, Чердынь, Бисер и Добрянка за 2010–2020 гг.

МС Год	Гайны		Чердынь		Бисер		Добрянка	
	S и дата его наступления	Δ , %	S и дата его наступления	Δ , %	S и дата его наступления	Δ , %	S и дата его наступления	Δ , %
2010	158 (05.04)	-29	224 (31.03)	-23	238 (31.03)	-26	156 (31.03)	-5
2011	189 (31.03)	-16	212 (31.03)	-27	192 (05.04)	-40	168 (31.03)	2
2012	145 (31.03)	-35	220 (31.03)	-25	166 (05.04)	-48	136 (31.03)	-18
2013	165 (31.03)	-26	235 (31.03)	-20	263 (15.04)	-18	133 (10.03)	-19
2014	238 (05.04)	6	273 (20.03)	-7	288 (05.04)	-10	177 (10.04)	7
2015	214 (31.03)	-5	274 (20.03)	-6	287 (30.04)	-10	171 (10.03)	4
2017	220 (05.04)	-2	313 (05.04)	7	313 (05.04)	-2	178 (10.03)	8
2018	203 (31.03)	-9	244 (25.04)	-16	267 (10.04)	-17	78 (31.03)	-53
2019	228 (31.03)	2	305 (05.04)	4	325 (05.04)	2	143 (15.03)	-13
2020	231 (10.03)	3	330 (25.03)	13	357 (20.03)	12	155 (25.03)	-6
Ср.мн.,мм*	224		292		320		165	

* по данным А.Д. Крючкова (2021);

где S – максимальный снеговой запас, мм; Ср. мн. – средний многолетний максимальный снеговой запас, мм;

Δ – отклонение максимального снеговой запаса от ср. мн. значений, % (по формуле 4.1).

Как видно из табл. 5.3, формирование максимального снеговой запаса для северной и центральной частей водосбора Камского водохранилища часто приходится на 31.03. Для горных территорий из-за проявления высотной поясности эта дата сдвинута на 05.04.

Анализ величин максимального снеговой запаса в отдельные годы по сравнению с их среднемноголетними значениями показал, что в 2010–2013 гг. и 2018 г. они ниже среднемноголетних значений в среднем на 23%. В 2014, 2015, 2017 и 2019 гг. максимальный снеговой запас близок к среднемноголетним значениям и отклонения не превышают 4% по абсолютной величине. В 2020 г. величина максимального снеговой запаса в северо-восточных и горных территориях была выше среднемноголетних значений на 12 и 13% соответственно; на северо-востоке – на 3%. В центральной части водосбора Камского водохранилища величина максимального снеговой запаса была ниже среднемноголетних значений на 6%. В среднем для водосбора Камского водохранилища величина максимального снеговой запаса в 2020 г. была незначительно выше (5%) среднемноголетних значений.

Анализ лет с разными условиями хода среднесуточной температуры воздуха и атмосферных осадков в период снеготаяния возможно осуществить по одной репрезентативной МС. В качестве такой МС на наш взгляд следует использовать МС Добрянка, поскольку она расположена практически в центре водосбора Камского водохранилища.

Выполнены расчеты средней температуры воздуха, суммы атмосферных осадков и их отклонений от нормы как по отдельным месяцам (март, апрель, май), так и за весенний период в целом.

Согласно указаниям Гидрометцентра России (URL: <http://method.meteorf.ru/>) за норму температуры воздуха и атмосферных осадков принимаются ряды данных за период 30 и более лет. Отклонением температуры воздуха от нормы является величина в 1°C , а суммы атмосферных осадков 20%. Норма для МС Добрянка определена на основании данных URL: <https://meteo.perm.ru/meteostantsii-permskogo-kraya/28-meteorologicheskaya-stantsiya-v-g-dobryanka#:>).

Так, нормой для температуры воздуха в весенний период является величина $2,7^{\circ}\text{C}$, верхняя граница нормы составляет $3,7^{\circ}\text{C}$, а нижняя $1,7^{\circ}\text{C}$. Для суммы атмосферных осадков нормой является величина 134 мм, верхняя граница нормы составляет 161 мм, а нижняя 107 мм.

Анализ показал, что в весенний период температура воздуха по годам составляла: ниже нормы – 2013 г., в пределах нормы – 2011, 2017, 2018 гг. и выше нормы: – 2010, 2012, 2014, 2015, 2019, 2020 гг.

Для суммы атмосферных осадков наблюдается следующее распределение по годам: ниже нормы – 2010, 2011, 2015 г., в пределах нормы – 2012–2014, 2017–2019 гг., и выше нормы – 2020 г.

Однако формирование величины максимального снегозапаса в целом для водосбора Камского водохранилища часто приходится на последнюю декаду марта, а сам процесс снеготаяния в основном приходится на апрель (табл. 5.3). Поэтому целесообразно рассмотреть среднюю температуру воздуха и сумму

атмосферных осадков, а также отклонение этих величин от нормы для апреля месяца (рис. 5.3).

В апреле температура воздуха по годам составляла: ниже нормы – 2014 г., в пределах нормы – 2011, 2015, 2017–2020 гг. и выше нормы: – 2010, 2012, 2013 гг. Для суммы атмосферных осадков наблюдается следующее распределение по годам: ниже нормы – 2010, 2019 гг., в пределах нормы – 2011–2013, 2015 и 2017 гг., и выше нормы: –2014, 2018, 2020 гг. (рис. 5.3б).

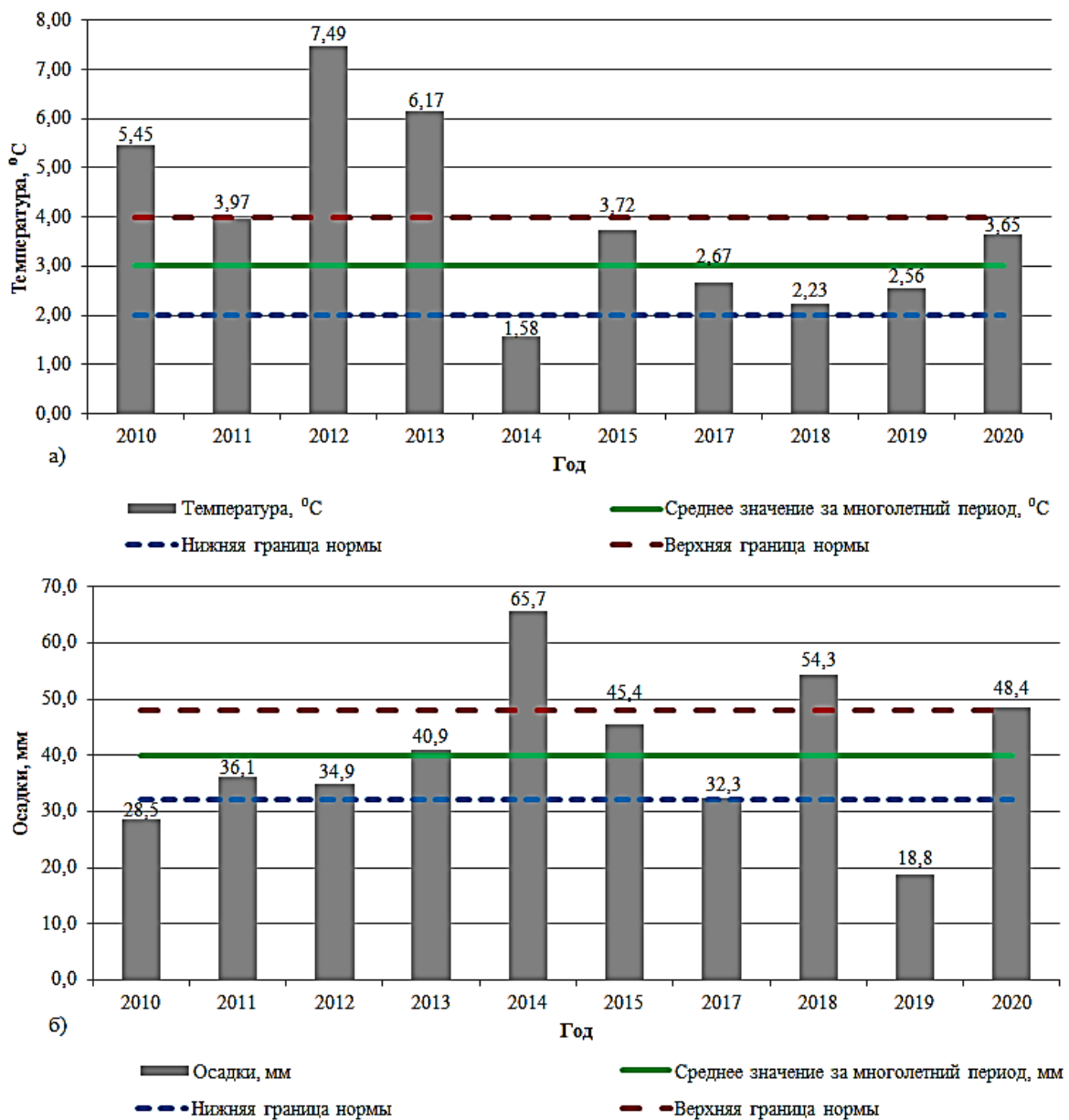


Рис. 5.3. Средняя температура воздуха (а) и сумма атмосферных осадков (б) за апрель, а также отклонение этих величин от нормы

Вывод:

Таким образом, выполненные расчеты снеготаяния с применением геоинформационной модели и их валидация для водосбора Камского водохранилища за период 2010–2020 гг. показали, что пространственное распределение величин δ по территории водосбора не зависит от широтной и высотной зональности. Максимальные величины δ приурочены к концу периода снеготаяния и могут быть связаны как с качеством проведения самих наблюдений за таянием снежного покрова, так и с локальными особенностями местности.

Для водосбора Камского водохранилища величина δ составила: в начале периода снеготаяния – 12,8%, в середине – 17,0%, в конце – 23,8%. В среднем для всего периода снеготаяния на водосборе Камского водохранилища $\delta = 17,9\%$.

Анализ расхождения расчетных и измеренных значений снегозапаса для водосбора Камского водохранилища в годы с разными погодными условиями показал отсутствие систематической (завышающей или занижающей) ошибки модели. Изменение этой ошибки в разные годы и для разных пунктов наблюдений носит разнонаправленный случайный характер. В целом по водосбору она изменяется от 10,6 до 21,0%. При этом самыми важными факторами остаются ежесуточный ход средней температуры воздуха и выпадения атмосферных осадков в условиях конкретных лет.

Выполнена оценка эффективности предложенной модели снеготаяния по значениям оставшегося снегозапаса с использованием показателя Нэша-Сатклиффа (NSE) и величины S/σ . По критерию $NSE = 0,78$ модель снеготаяния относится к категории удовлетворительных, а методика расчета оставшегося снегозапаса по критерию $S/\sigma = 0,47$ – к категории хороших.

5.2. Расчет снеготаяния на примере аномального 2020 г.

2020 г. характеризовался аномальными условиями снеготаяния и формирования весеннего половодья. На северных реках Пермского края (г/п Весляна-Усть-Черная, Колва-Чердынь, Вишера-Рябино и Кама-

Тюлькино) наблюдалось высокое весеннее половодье с перекрытием исторических максимумов уровня воды, что было обусловлено метеорологическими условиями весеннего периода. Стоит отметить, что на водосборы Камы и Вишеры в 2020 г. пришлось 55% от общего притока воды к плотине КамГЭС. Остальной приток поступил с водосборов рек Иньвы, Косьвы, Сылвы и Чусовой (28%) и с неохваченной гидрологическими наблюдениями территории, непосредственно примыкающей к Камскому водохранилищу (17%) (рис. 5.4).

В марте 2020 г. впервые за всю историю наблюдений была отмечена положительная среднемесячная температура воздуха. В южных частях водосбора Камского водохранилища устойчивый переход температуры воздуха через 0°C к положительным значениям произошел на три недели раньше нормы – 10-11 марта (рис. 5.5а). Аномально теплая погода отмечалась на протяжении всего месяца, за исключением начала третьей декады.

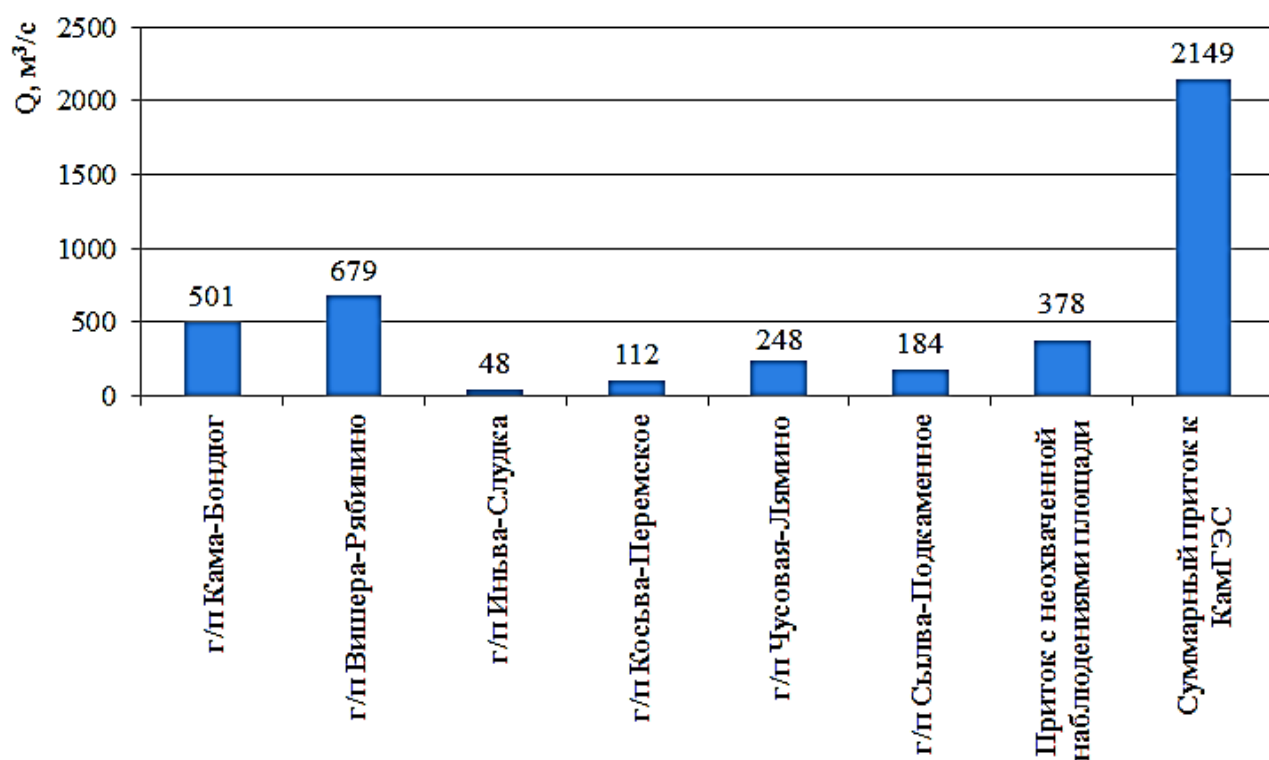


Рис. 5.4. Среднегодовая величина притока воды с водосбора Камского водохранилища за 2020 г.

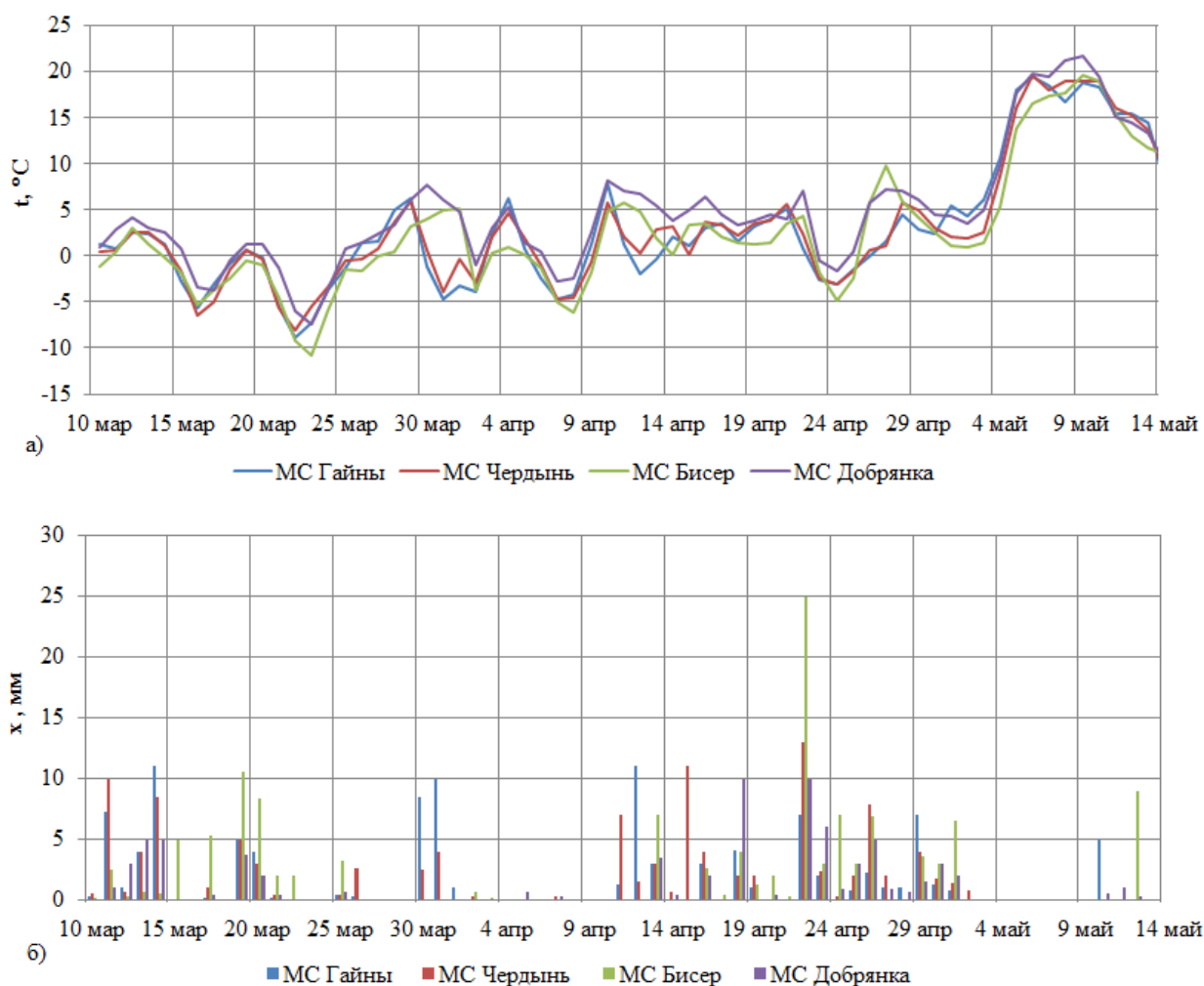


Рис. 5.5. Изменение среднесуточной температуры воздуха (а) и величины атмосферных осадков (б) в весенний период 2020 г.

В этот же период на всей территории водосбора выпали обильные осадки в виде снега, особенно в восточной (горной) части. В конце марта снегопады наблюдались также и на северо-западе территории: на МС Гайны выпало 20 мм осадков (рис. 5.5б).

Средняя температура воздуха в апреле была около климатической нормы – $+4^\circ\text{C}$. Однако месяц отличался неустойчивой погодой с волнами тепла (10.04-13.04 и 26.04-28.04) и возвратами холодов (06.04-08.04 и 23.04-25.04), что повлияло на интенсивность процесса снеготаяния.

На рис. 5.6 показано изменение снегозапаса на водосборе Камского водохранилища весной 2020 г. В начале периода снеготаяния (рис. 5.6а) снег

покрывает всю территорию водосбора. Особенно высокие значения снегозапаса характерны для северо-восточных горных территорий – более 1000 мм.

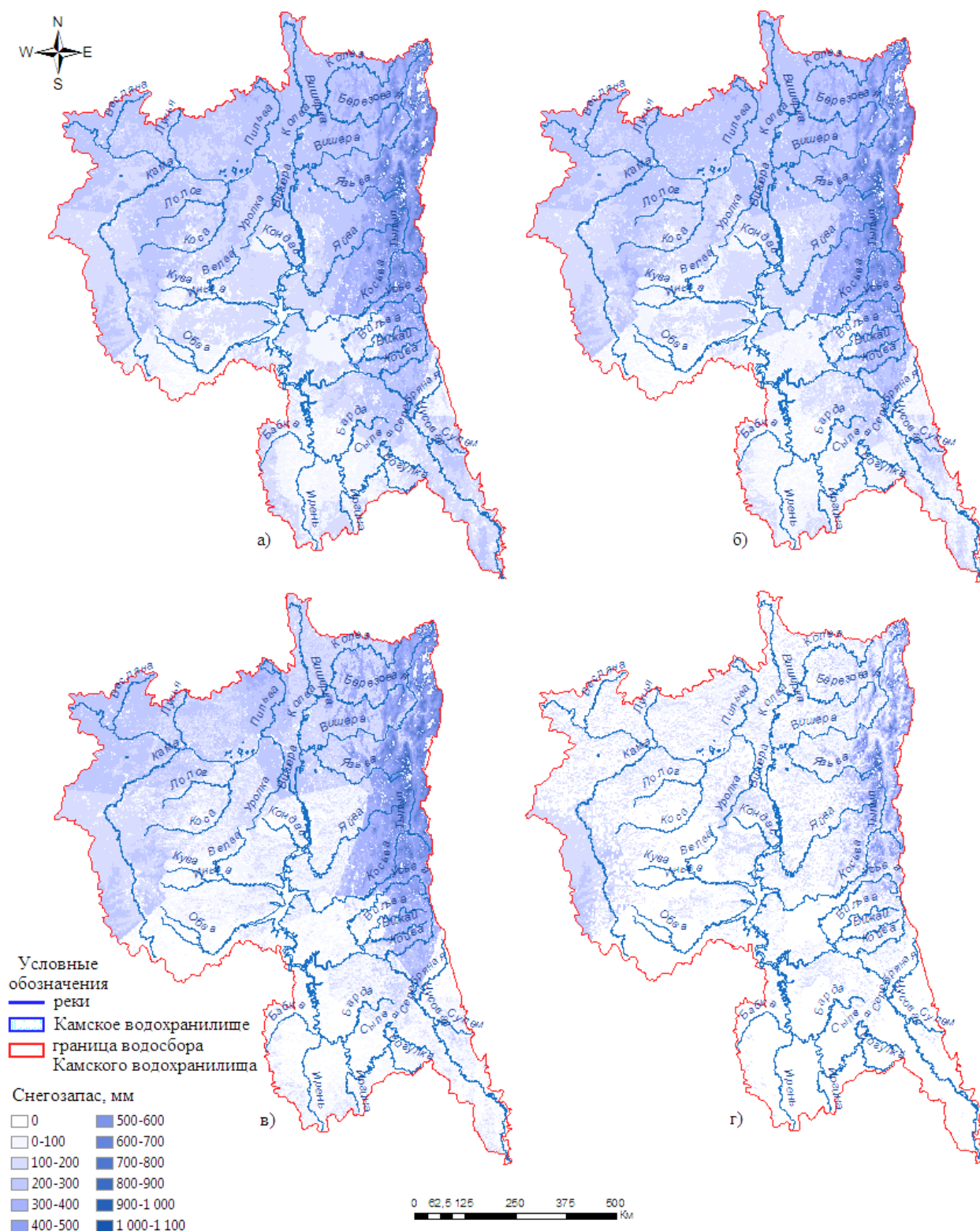


Рис. 5.6. Пространственное распределение снегозапаса на водосборе Камского водохранилища в весенний период 2020 г. (а – 05.04; б – 15.04; в – 25.04; г – 10.05)

В период 10-13 апреля резкое повышение температуры воздуха (рис. 5.5а) спровоцировало ускорение процесса снеготаяния и частичный сход снежного покрова в южных и центральных частях водосбора Камского водохранилища (рис. 5.6б). К концу апреля центральные и южные части водосбора Камского водохранилища полностью освободились от снежного покрова (рис. 5.6в). Неустойчивый характер погоды, возвраты холодов и влияние высотной поясности способствовали тому, что большие запасы снега в северной и восточной (горной) частях водосбора Камского водохранилища сохранились до середины мая. Интенсивное потепление в конце первой декады мая до $+20^{\circ}\text{C}$ (рис. 5.5а) привело к быстрому стаиванию оставшегося здесь снежного покрова (рис. 5.6г) и формированию исторических максимумов весеннего половодья на реках.

Неустойчивый характер снеготаяния нашел отражение в динамике притока воды с водосбора к плотине Камской ГЭС весной 2020 г. (рис. 5.7). Так, расходы воды по г/п Кама-Бондюг начали увеличиваться в конце марта, что обусловлено переходом температуры воздуха через 0°C к положительным значениям и широтной зональностью из-за меридионального расположения данного водосбора. Это оказывает значительное влияние на таяние снежного покрова в южной и северной частях водосбора – в то время, как первая освобождается от снега, вторая еще практически полностью покрыта снежным покровом. Продолжительность весеннего половодья на водосборе г/п Кама-Бондюг в 2020 г. составила 2,5 месяца, а пик ($3690 \text{ м}^3/\text{с}$) наблюдался 16.05.

Схожий характер весеннего половодья наблюдался на водосборе г/п Вишера-Рябинино. При этом для него характерен временной сдвиг сроков начала и окончания половодья в позднюю сторону по сравнению с водосбором г/п Кама-Бондюг, где половодье началось во второй декаде апреля, а закончилось – в середине июня. Пик половодья ($6550 \text{ м}^3/\text{с}$) наблюдался 15.05.

На водосборе г/п Иньва-Слудка, как и на г/п Кама-Бондюг, начало половодья пришлось на третью декаду марта. Пик половодья ($298 \text{ м}^3/\text{с}$) наблюдался 23.04, когда центральная правобережная часть водосбора Камского

водохранилища почти полностью освободилась от снежного покрова из-за значительного потепления в середине месяца.

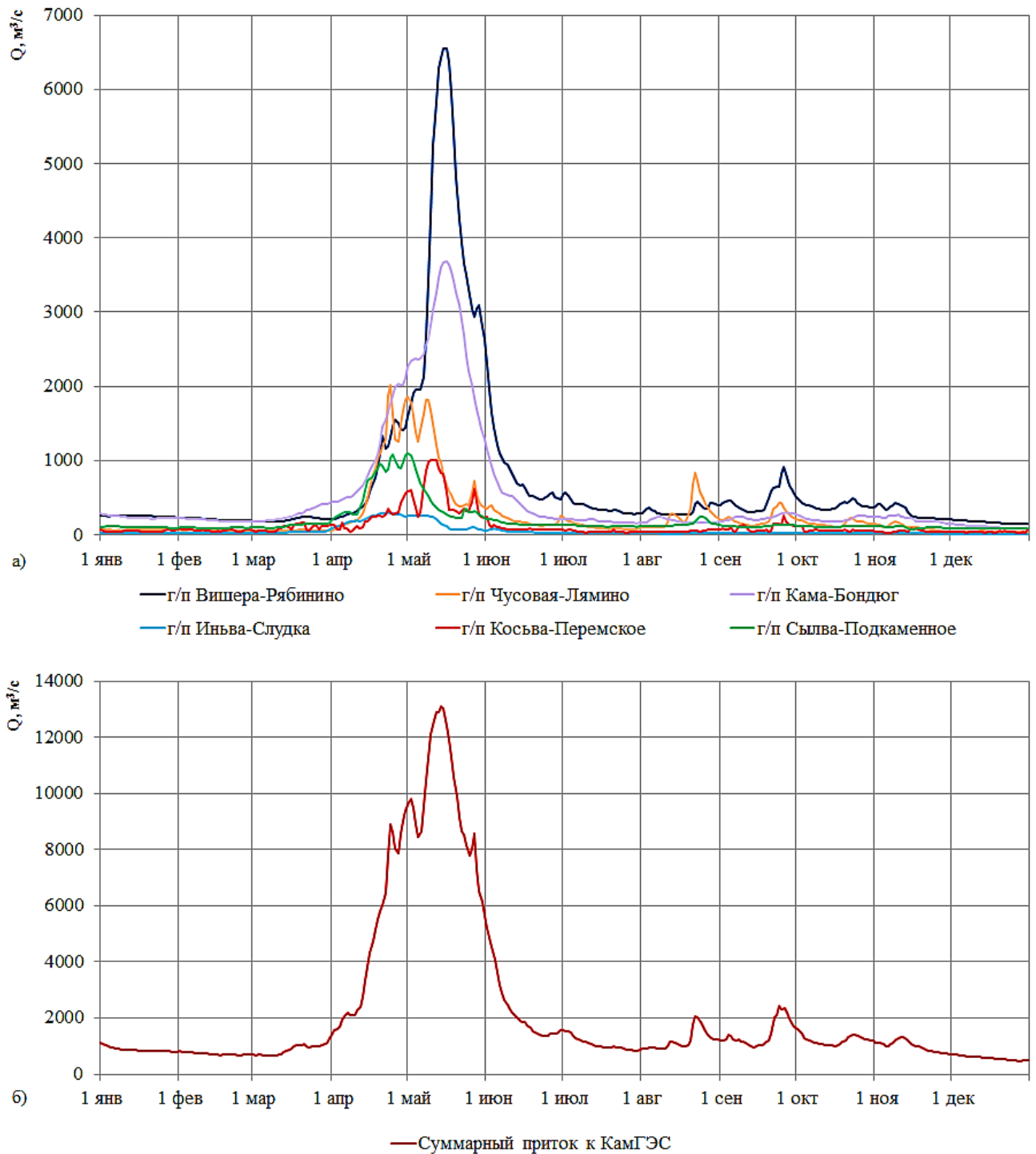


Рис. 5.7. Внутригодовое изменение расхода воды по г/п Кама-Бондюг, Вишера-Рябинино, Иньва-Слудка, Косьва-Перемское, Сылва-Подкаменное, Чусовая-Лямино (а) и суммарный приток к КамГЭС (б) за 2020 г.

На г/п Сылва-Подкаменное и Чусовая-Лямино весеннее половодье началось в первой декаде апреля, а закончилось во второй декаде мая, при этом. При этом на пике половодья наблюдалось несколько максимумов, обусловленных колебаниями температуры воздуха. Наибольший расход воды ($1096 \text{ м}^3/\text{с}$) на г/п Сылва-Подкаменное наблюдался 01.05, а на г/п Чусовая-Лямино – 24.04 ($2020 \text{ м}^3/\text{с}$).

На г/п Косьва-Перемское весеннее половодье началось в середине апреля, а закончилось в конце мая, из-за расположения водосбора в горной центральной левобережной части исследуемой территории. Пик половодья ($1010 \text{ м}^3/\text{с}$) наблюдался с 10.05 по 12.05.

В 2020 г. среднее значение притока воды весеннего половодья к плотине Камской ГЭС составило $4570 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис. 5.7б), и явилось наибольшим за последние 10 лет (2010–2020 гг.). Максимальный приток наблюдался 14.05 и составил $13100 \text{ м}^3/\text{с}$.

Разработанная модель снеготаяния показала высокое совпадение расчетных величин снегозапаса с данными снегомерных съемок в период таяния снежного покрова. Наибольшее расхождение наблюдалось в конце периода снеготаяния. Согласно данным Пермского ЦГМС, интенсивное потепление в мае 2020 г. началось с 4 числа. При этом на 05.05 запас воды в снеге превышал 100 мм (по результатам снегомерных съемок) только на МС Усть-Черная и Вая и г/п Нововильвенский, а к 10.05 снег стаял на всех МС и г/п за исключением МС Вая (29 мм), Нововильвенский (59 мм) и Рябинино (5 мм). Результаты расчетов по геоинформационной модели показали наличие снежного покрова на 10.05 на всем северо-востоке водосбора Камского водохранилища (рис. 5.6). Вследствие отсутствия пунктов наблюдения за снежным покровом не представляется возможным проверить эту информацию, однако ее подтверждают результаты измерений расхода воды (рис. 5.7) и спутниковые снимки. Пик притока весеннего половодья на северных реках водосбора Камского водохранилища пришелся на вторую декаду мая, т.е. модель очень точно

отразила пространственное распределение снежного покрова и величину оставшегося снегозапаса на данной территории в этот период.

Вывод:

Таким образом, расчеты снеготаяния для 2020 г. с аномально высоким историческим весенним половодьем показали, что его формирование обусловлено значительным максимальным снегозапасом, затяжным периодом весны с возвратами холодов и резким интенсивным потеплением в конце первой декады мая до $+20^{\circ}\text{C}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований достигнута цель диссертации – выявлены пространственно-временные закономерности процесса снеготаяния на водосборе Камского водохранилища с использованием геоинформационного моделирования.

Основные результаты исследования:

1. На основе метода температурных коэффициентов разработана геоинформационная модель снеготаяния, в которой выполняется посуточный расчет слоя стаявшего снега (мм), снегозапаса (мм) и доли оставшегося снежного покрова (%) в точках, соответствующих ячейкам растровой модели водосбора.

2. Предложен метод учета высоты и экспозиции склонов, который существенно уточняет и усовершенствует расчеты снеготаяния. Учет высоты осуществляется введением коэффициентов, в качестве значений которых использованы параметры регрессионных уравнений зависимостей максимального снегозапаса от высоты места. Учет влияния склонов разной экспозиции на неравномерность таяния снега также осуществляется введением коэффициентов: для северных – 0,5; для южных – 1,5; для западных, восточных и плоско-равнинной территории – 1,0. При использовании таких коэффициентов наблюдаются наименьшие значения относительной погрешности моделирования снегозапаса и слоя стаявшего снега.

3. Для проверки результатов моделирования пространственного распределения снежного покрова предложен метод верификации модельных карт с данными космического мониторинга на наличие или отсутствие снега в каждой растровой ячейке. При выполнении оверлейных операций установлено оптимальное значение доли оставшегося снега в каждой ячейке растровой модели, которое составило 0,5.

4. Для автоматизированного выделения снежного покрова на залесенной территории использован индекс *NDFS*, позволяющий определять снежный

покров в лесных массивах с большей точностью за счет высокого коэффициента отражения в инфракрасной зоне спектра, что существенно повышает качество верификации расчетов снеготаяния.

5. Валидация разработанной геоинформационной модели снеготаяния в разные годы и для разных по размеру водосборов бассейна Камского водохранилища показала, что средняя величина совпадения площади снегового покрытия по результатам моделирования и по спутниковым данным для равнинных водосборов до г/п Коса-Коса и Кама-Гайны составила 72,2%, для южного водосбора г/п Сылва-Подкаменное – 63,9%, а для горного водосбора г/п Вишера-Рябинино – 87,8%.

6. Значительное влияние на результаты валидации по спутниковым снимкам оказывает облачность. Выполненные расчеты для участков водосборов, не занятых облачностью, показали, что достоверность моделирования для равнинных водосборов (г/п Коса-Коса и Кама-Гайны) увеличивается в среднем на 11,1%, для южного водосбора (г/п Сылва-Подкаменное) – на 24,7%, а для горного водосбора (г/п Вишера-Рябинино) – на 5,8%.

7. На основе выполненных расчетов снеготаяния для четырех исследуемых водосборов выявлены следующие закономерности. Небольшая площадь и слабая расчлененность водосбора г/п Коса-Коса и южное расположение водосбора г/п Сылва-Подкаменное способствуют быстрому таянию снега. На водосборе г/п Кама-Гайны в процессе снеготаяния прослеживается широтная зональность: раньше всего от снежного покрова освобождаются южная и центральная части территории водосбора, а позже – северная. Для горного водосбора г/п Вишера-Рябинино характерны более поздние сроки начала и окончания снеготаяния, обусловленные широтной зональностью, высотной поясностью и значительной расчленённостью рельефа.

8. На равнинных водосборах (г/п Коса-Коса и Кама-Гайны) средняя продолжительность снеготаяния составляет 27 сут, на южном водосборе г/п Сылва-Подкаменное – 25 сут, а на горном (г/п Вишера-Рябинино) – 45 сут. Раньше всех снег стаивает на склонах южной экспозиции, через 7 сут на

западных и восточных склонах. На северных склонах снег сходит в среднем на 17 сут позже южных.

9. Проверка разработанной геоинформационной модели снеготаяния для всего водосбора Камского водохранилища за период 2010–2020 гг. выполнена путем сравнения рассчитанных значений оставшегося снеготаяния в местах наблюдений на метеостанциях, расположенных в разных частях водосбора, с их фактическими значениями. Для периода снеготаяния величина расхождения δ составила в среднем 17,9%, максимальная разница рассчитанных и измеренных значений снеготаяния (23,8%) характерна для окончания периода снеготаяния, а минимальная (12,8%) – для его начала.

10. Анализ расхождения расчетных и измеренных значений снеготаяния для водосбора Камского водохранилища в годы с разными погодными условиями показал отсутствие систематической (завышающей или занижающей) ошибки и ее разнонаправленный характер. Значение этой ошибки по абсолютной величине за период 2010–2020 гг. изменяется в пределах от 10,6 до 21,0%.

11. Выполнена оценка эффективности предложенной модели снеготаяния по значениям оставшегося снеготаяния с использованием показателя Нэша-Сатклиффа (NSE) и величины S/σ . По критерию $NSE = 0,78$ модель снеготаяния относится к категории удовлетворительных, а методика расчета оставшегося снеготаяния по критерию $S/\sigma = 0,47$ – к категории хороших.

Таким образом, в результате геоинформационного моделирования выявлены пространственно-временные закономерности снеготаяния на водосборе Камского водохранилища, что позволит более детально учитывать поступление талых вод при составлении прогнозов весеннего половодья.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Абельс Г.Ф. Суточный ход температуры снега и определение зависимости между теплопроводностью снега и его плотностью. Спб.: 1893. 65 с.
2. Алпатьев А.М., Перченков Ф.Ф. Суммарное испарение с поверхности снежного покрова на Европейской территории СССР // Изв. ВГО. 1963. Т. 95, № 6. С. 495–503.
3. Андриянов В.Г. Внутригодовое распределение речного стока. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 327 с.
4. Атлас Пермского края / Коллектив авторов. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь: 2012. 124 с.
5. Барахтанов Л.В., Ершов В.И., Рукавишников С.В., Куляшов А.П. Снегоходные машины. Горький: Волго-Вятское кн. изд-во, 1986. 191 с.
6. Бельчиков В.А., Корень В.И. Модель формирования талого и дождевого стока для лесных водосборов // Тр. Гидрометеоцентра СССР. 1979. Вып. 218. С. 3–21.
7. Беспалов Д.П., Плешкова Е.И. Павловская магнитно-метеорологическая обсерватория экспериментальная база главной физической обсерватории (к 130-летию со дня образования) // Труды главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. Вып. 558. СПб. 2008. С. 252–262.
8. Беховых Л.А., Макарычев С.В., Шорина И.В. Основы гидрофизики. Учебное пособие. Барнаул: Изд-во АГАУ, 2008. 172 с.
9. Борщ С.В., Гельфан А.Н., Морейдо В.М., Мотовилов Ю.Г., Симонов Ю.А. Долгосрочный ансамблевый прогноз весеннего притока воды в Чебоксарское водохранилище на основе гидрологической модели: результаты проверочных и оперативных испытаний // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2017. № 366. С. 68–86.
10. Бураков Д.А., Иванова О.И. Анализ формирования и прогноз стока весеннего половодья в лесных и лесостепных бассейнах рек Сибири // Метеорология и гидрология. 2010. №6. С. 87–100.

11. Васильев О.Ф., Годунов С.К., Притвиц Н.А. и др. Численный метод расчета распространения длинных волн в открытых руслах и его приложение к задаче о паводке // Докл. АН СССР, 1963. № 3. Т. 151. С. 525–527.
12. Великанов М.А. Гидрология суши. Л.: Гидрометеиздат, 1948. 527 с.
13. Виноградов Ю.Б. Вопросы гидрологии дождевых паводков на малых водосборах Средней Азии и Южного Казахстана. Алма-Ата // Тр. КазНИГМИЖ, 1967. Вып. 28. 262 с.
14. Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Л., Гидрометеиздат, 1988. 312 с.
15. Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Математическое моделирование в гидрологии: учебное пособие. М.: Академия, 2010. 304 с.
16. Владимиров А.М. Гидрологические расчеты. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 365 с.
17. Воеводин А. Ф., Грушевский М. С., Никифоровская М. С. и др. Расчет неустановившегося движения на р. Тверце с помощью электронно-вычислительной машины. // Тр. ГГИ. 1965. Вып. 121. С. 88–104.
18. Володина Е.Е., Бенгтссон Л., Лыкосов В.Н. Параметризация процессов тепловлагопереноса в снежном покрове для целей моделирования сезонных вариаций гидрологического цикла суши // Метеорология и гидрология. 2000. № 5. С. 16–28.
19. Галахов В.П. Условия формирования и расчет максимальных снегозапасов в горах: (По результатам исслед. на Алтае). Новосибирск: Наука, 2003. 104 с.
20. Георгиевский М.В., Третьякова Г.Д. Моделирование снеготаяния для малоизученных бассейнов // Четвертые Виноградовские чтения. Гидрология: от познания к мировоззрению: Сб. докл. Междунар. науч.-прак. конф. СПб.: Санкт-Петербургский гос. ун-т, 2020. С. 54–59.
21. Гельфан А.Н. Сравнение результатов применения двух методов расчета промерзания почвы // Метеорология и гидрология. 1989. № 2. С. 98–104.

22. Гельфан А.Н., Морейдо В.М. Динамико-стохастическое моделирование формирования снежного покрова на Европейской территории России // Лёд и Снег. 2014. Т. 54. № 2. С. 44–52. doi:10.15356/20766734201424452.
23. Гвоздецкий Н.А. Физико-географическое районирование СССР, М.: Изд-во МГУ, 1968. 578 с.
24. Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л., 1984. 564 с.
25. Григорьев В.Ю., Миллионщикова Т.Д., Сазонов А. А., Чалов С. Р. Оценка влияния изменения климатических параметров на сток рек бассейна Байкала во второй половине XX – начале XXI вв. // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2020. № 5. С. 3–11.
26. Грушевский М. С. Волны попусков и паводков в реках. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 336 с.
27. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 328 с.
28. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я., Айзель Г.В. Моделирование формирования стока рек и снежного покрова на севере Западной Сибири // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 4. С. 387–395.
29. Делеур М.С., Румянцев В.А. Опыт применения корреляционного анализа для описания временной изменчивости снеготаяния в бассейне р.Дона // Труды ГШ, 1974. Вып.214. С. 54–60.
30. Дзердзеевский Б.Л., Курганская З.М., Витвицкая З.М. Типизация циркуляционных механизмов в Северном полушарии и характеристика синоптических сезонов // Труды НИУ ГУГМС. Гидрометеиздат. 1946. 80 с.
31. Дмитриев А.В., Коган Р.М., Никифоров М.В., Фридман Ш.Д. Самолетная гамма-съемка снежного покрова // Метеорология и гидрология. 1970. №3. С. 83–94.
32. Дмитриев А.В., Коган Р.М., Никифоров М.В., Фридман Ш.Д. Определение водных запасов в верхнем слое почв и на поверхности методом гамма-съемки //Труды ИЭМ. 1971. Вып. 7. С. 183–191.

33. Делеур М.С. Космические методы изучения снежного покрова Земли. Л., Гидрометеиздат. 1980. 78 с.
34. Догановский А.М., Малинин В.Н. Гидросфера Земли. СПб.: Гидрометеиздат. 2004. 625 с.
35. Евсенкин К.Н., Ильинский А.В. Многолетняя динамика запасов воды в снежном покрове лесного массива Рязанской Мещеры // Евразийский союз ученых. 2020. №4–5 (73). С. 24–27. DOI 10.31618/ESU.2413-9335.2020.5.73.684.
36. Ермакова О.Д. К характеристике свойств снежного покрова в Южном Прибайкалье // Труды Тигирекского заповедника. 2015. №7. С. 173–175.
37. Железняков Г.В., Неговская Т.А., Овчаров Е.Е. Гидрология, гидрометрия и регулирование стока. М.: Колос, 1984. 205 с.
38. Жидиков А.П., Левин А.Г., Нечаева Н.С., Попов Е.Г. Методы расчета и прогноза половодья для каскада водохранилищ и речных систем. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 128 с.
39. Жмаева Г.П., Кучмент Л.С. Определение показателей потерь стока для долгосрочных прогнозов весеннего стока // Метеорология и гидрология. 1979. № 2. С. 73–79.
40. Зайков Б.Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Тр. НИУ ГУГМС СССР. 1946. Сер. IV. Вып. 24. С. 67–95.
41. Зарецкий Ю.А., Лавров С.А. Математическое моделирование процессов промерзания, оттаивания и инфильтрации влаги в почве // Тр. ГГИ. 1986. Вып. 308. С. 37–49.
42. Зиновьев А.Т., Кошелев К.Б., Марусин К.В. Использование компьютерного моделирования и ГИС-технологий для научного обоснования инженерных решений по предотвращению затопления пойм рек // Водные ресурсы России: современное состояние и управление : Сб. мат-в Всеросс. науч.-практ. конф. Том II. Сочи: ООО "Лик", 2018. С. 98–105.
43. Изображение Земли из космоса: примеры применения: науч.-попул. изд. М.: ООО «Инженерно-технологический центр «СКАНЭКС», 2005. 100 с.

44. Казакова Е.В. Ежедневная оценка локальных значений и объективный анализ характеристик снежного покрова в рамках системы численного прогноза погоды COSMO-Ru: дис. ... канд. ф.-мат. М.: Гидрометцентр России, 2015.

45. Калинин В.Г., Микова К.Д., Трифонова Е.В., Русаков В.С., Русаков Л.С. Усовершенствование метода расчета снеготаяния с применением ГИС-технологий // Проблемы географии Урала и сопредельных территорий: материалы межрегион. науч. - практ. конф. Челябинск, 2010. С. 62–66.

46. Калинин В.Г., Микова К.Д., Трифонова Е.В., Русаков В.С., Русаков Л.С. Оценка влияния рельефа при расчете пространственного распределения снежного покрова в период снеготаяния // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов: в 4 т. Т. III: Управление водными ресурсами речных водосборов: тр. Междунар. науч. - практ. конф. (17-22 мая 2011 г., Пермь) / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2011. С. 93–96.

47. Калинин В.Г. Пьянков С.В. Применение геоинформационных технологий в гидрологических исследованиях. Пермь: Пермский гос. ун-т, 2010. 212 с.

48. Калинин В.Г., Пьянков С.В. Гидрография. Определение гидрографических характеристик рек и их водосборов с применением цифрового картографического моделирования: учеб. пособие / Перм. гос. нац. иссл. ун-т. Пермь, 2013. Ч. II. 71 с.

49. Калинин В.Г. Водный режим камских водохранилищ и рек их водосбора в зимний сезон. Перм. гос. нац. иссл. ун-т. Пермь, 2014. 184 с.

50. Калинин В.Г., Суманеева К.И., Русаков В.С. Моделирование пространственного распределения снежного покрова в период весеннего снеготаяния // Метеорология и гидрология. 2019. № 2. С. 74–85.

51. Калинин В.Г., Шайдулина А.А., Русаков В.С., Фасахов М.А. К вопросу об учете влияния экспозиции склонов в расчетах снеготаяния // Развитие географических исследований в Беларуси в XX–XXI веках [Электронный ресурс]: Материалы междунар. науч.-практ. оч.-заоч. конф. Под

общ. ред. П.С. Лопуха. Минск: БГУ, 2021. С. 392–397. URL: https://www.elibrary.ru/download/elibrary_46536061_12100808.pdf.

52. Калинин В.Г., Шайдулина А.А., Русаков В.С., Фасахов М.А. О верификации модельных расчетов пространственного распределения снежного покрова в период снеготаяния // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов [Электронный ресурс]: Тр. VIII Всерос. науч.-практ. конф. Пермь, 2021. С. 99–105. URL: https://www.elibrary.ru/download/elibrary_45959854_91915109.pdf.

53. Калинин В.Г., Шайдулина А.А., Русаков В.С., Фасахов М.А. Математико-геоинформационное моделирование процесса снеготаяния на речных водосборах Прикамья // Лед и снег. 2022. 62 (1): С. 63–74. DOI: <https://doi.org/10.31857/S2076673422010116>.

54. Калинин В.Г., Шайдулина А.А. О верификации расчетов снеготаяния с данными наблюдений на метеорологических станциях // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов [Электронный ресурс]: тр. IX Всероссийской науч.-практ. конф. с международным участием. Пермь, 2023. Т. 1. С. 100–104. URL: <https://elis.psu.ru/node/643288>.

55. Калинин Г.П., Кучмент Л.С. О численных методах решения уравнений Сен-Венана для расчета неустановившегося движения воды в реках // Метеорология и гидрология. 1963. № 6. С. 3–9.

56. Калинин Г.П. От аэрокосмических снимков к расчетам и прогнозам стока. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 40 с.

57. Калинин Г.П., Курилова Ю.В., Колосов П.А. Космические методы в гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 185 с.

58. Картвелишвили Н.А. Неустановившиеся открытые потоки. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 128 с.

59. Кашутина Е.А., Ясинский С.В., Коронкевич Н.И. Весенний поверхностный склоновый сток на Русской равнине в годы различной водности // Известия РАН. Серия географическая. 2020. № 1. С. 37–46.

60. Китаев Л.М., Кислов А.В. Региональные различия снегонакопления – современные и будущие изменения (на примере Северной Европы и севера Западной Сибири) // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 2. С. 98–104.
61. Китаев Л.М., Титкова Т.Б. Зональные особенности изменений снеготпасов восточно-европейской равнины (по данным спутниковых наблюдений). Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 5. С. 167-180. DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-5-167-178.
62. Козин В.В., Кузнецова Э.А. Физико-географические факторы пространственно-временной изменчивости снежного покрова нефтегазопромыслового региона: монография. Нижневартовск: Изд-во Нижневарт. гос. ун-та, 2015. 151 с.
63. Комлев А.М. Закономерности формирования и методы расчетов речного стока. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2002. 163 с.
64. Комлев А.М. Исследования речного стока. Пермь: Пермский университет, 2006. 307 с.
65. Комлев, А. М. Реки Пермского края: монография. Пермь: Типография купца Тарасова, 2011. 144 с.
66. Корзун В.И. Сток и потери талых вод на склонах полевых водосборов. Л., Гидрометеиздат, 1968. 170 с.
67. Корень В.И., Кучмент Л.С. Построение математической модели формирования дождевых паводков // Труды ГМЦ. 1971. Вып. 72.
68. Корень В. И. Математические модели в прогнозах речного стока. Л., Гидрометеиздат, 1991. 200 с.
69. Корень В. И., Кучмент Л. С. Численное интегрирование уравнений Сен-Венана по явным схемам при расчетах неустановившегося движения воды в реках // Тр. Гидрометцентра СССР. 1967. Вып. 5. С. 49–61.
70. Корень В.И., Кучмент Л.С. Построение математической модели формирования дождевых паводков // Труды ГМЦ. 1971. Вып. 72.
71. Краткий справочник для гидрологических расчётов на реках западного Урала. Пермь, 1966. 160 с.

72. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Расчеты речного стока / Л.: Госстройиздат, 1934. 259 с.
73. Кренке А.Н., Разуваев В.Н., Китаев Л.М., Мартуганов Р.А., Шакирзянов Р.Н. Снежность на территории СНГ и его регионов в условиях глобального потепления // Криосфера Земли. 2000. Т. IV. № 4. С. 97–106.
74. Крючков А.Д. Динамика основных характеристик снежного покрова на территории Пермского края за период 1950-2017 гг. // Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России [Электронный ресурс]: Материалы Всерос. науч.-практ. конф. Иркутск. 2018. С. 157–162.
75. Крючков А.Д., Истомина О.В. Динамика снежного покрова на территории Пермского края за период 1988–2018 гг. Вестник Удмуртского университета. Серия Биология. Науки о Земле. 2019. Т. 29. Вып. 2. С. 243–251.
76. Крючков А.Д. Сравнительный анализ высоты снежного покрова по данным стационарных и ландшафтно-маршрутных наблюдений в Пермском крае // Климатические риски и космическая погода: материалы Международной конференции и Школы молодых ученых. Иркутск: Иркутский гос. ун-т, 2021. С. 352–359.
77. Крючков А.Д., Калинин Н.А. Сравнение характеристик снежного покрова по данным метеорологических станций и реанализа ERA 5-Land на территории Пермского края // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2021. № 2(380). С. 95–110. DOI 10.37162/2618-9631-2021-2-95-110.
78. Коротаяев Н.Я. Почвы Пермской области. Пермь, 1962. 280 с.
79. Комаров В.Д. О процессах формирования половодья на малой реке и предвычисления его гидрографа // Тр. ЦИП. Вып. 6 (33). 1947. С. 3–41.
80. Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогноза. Л., Гидрометеоиздат, 1959. 295 с.
81. Кузнецов В.И. Испарение со снежного покрова // Труды ГГИ, 1964. Вып. 109. С. 3–56.

82. Кузин П.С. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 456 с.
83. Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 348 с.
84. Кузьмин П.П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 180 с.
85. Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 178 с.
86. Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г., Смахтин В.Ю. Система физико-математических моделей гидрологических процессов и опыт ее применения к задачам формирования речного стока // Водные ресурсы. 1986. № 5. С. 24–36.
87. Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока. М.: Наука, 1983. 216 с.
88. Лурье И.К., Косиков А.Г. Теория и практика цифровой обработки изображений // Дистанционное зондирование и географические информационные системы. Под ред. А.М. Берлянта. М.: Научный мир, 2003. 168 с.
89. Лебедева Н.Д. Долгосрочные прогнозы притока воды в водохранилище Камской ГЭС // Тр. ЦИП. Вып. 155. М.: Гидрометеиздат, 1967. С. 89–102.
90. Лебедева Н.Д. Расчет снеготаяния и метод краткосрочного прогноза даты наступления максимального уровня половодья на р. Каме // Тр. ЦИП. Вып. 94. М.: Гидрометеиздат, 1959. С. 15–33.
91. Львович М.И. Опыт классификации рек СССР. Тр. ГГИ. 1938. Вып. 6.
92. Львович М.И. Человек и воды: Преобразование водного баланса и речного стока. М.: Географгиз, 1963. 568 с.
93. Макаров В.С. Беляков В. Расчет проходимости колесных машин при криволинейном движении по снегу. LAP Lambert Academic Publishing GmbH & Co. 2012. 160 с.

94. Макаров В.С. Статистический анализ характеристик снежного покрова // Современные проблемы науки и образования. 2013. № 1; URL: <http://www.science-education.ru/107-8289>.
95. Матарзин Ю.М. Водосбор и сток рек, питающих Камское водохранилище / Камское водохранилище. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1959. 159 с.
96. Методы изучения и расчета водного баланса / Ред. В.С. Вуглинский, Г. С. Клейн и др. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 397 с.
97. Методические рекомендации по определению расчетных гидрологических характеристик при отсутствии данных гидрометрических наблюдений, 2009. 193 с.
98. Методические указания по производству микроклиматических обследований в период изысканий / под ред. Гольцберг И.А. Л.: Гидрометиздат. 1969. 63 с.
99. Микова К.Д., Трифонова Е.В. Вопросы об использовании эмпирических зависимостей для прогноза дат начала весеннего половодья // Проблемы географии Урала и сопредельных территорий: материалы междунар. науч. - практ. конф. Челябинск. АБРИС, 2008. С. 80–82.
100. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая гидрология. М. Изд-во Высшая школа. 1991. 368 с.
101. Мотовилов Ю.Г. Численное моделирование процесса инфильтрации воды в мерзлую почву // Метеорология и гидрология. 1977. № 9. С. 67–75.
102. Мотовилов Ю.Г., Гельфан А.Н. Модели формирования стока в задачах гидрологии речных бассейнов. М.: изд. РАН, 2018. 300 с.
103. Назаров Н.Н. География Пермского края, Перм. ун-т, Пермь, 2006. 139 с.
104. Николаев С.Ф. Растительность / Пермская область. Пермь: Перм. кн. изд-во, 1959. С. 103–127.
105. Наставление по гидрометеорологическим станциям и постам // Наблюдения за снежным покровом. Вып 3, ч. 1 Л.: Гидрометеиздат, 1985. С. 98–113.

106. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3 «Многолетние данные». Ч. 1-6. Л.: Гидрометеиздат, 1990 Вып. 9. 557 с.
107. Нежиховский Р.А. Наводнения на реках и озерах. 1988. 184 с.
108. Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.
109. Носенко О.А. Снежный покров центра Европейской части России по данным AMSR-E и SSM/I // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2006. Т. 3. № 1. С. 296–300.
110. Огиевский А.В. Гидрология суши. М.: Сельхозгиз, 1951. 516 с.
111. Осокин Н.И. Сосновский А.В. Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории России // Лёд и снег. 2014. Т. 54. № 4. С. 72–80.
112. Островский Г.М. О густоте речной сети Среднего Урала и Приуралья. Учен. зап. Перм. ун-та №146. 1966. С. 50–54.
113. Паршин В.Н. Точность учета снегозапасов в бассейне и ее влияние на точность прогноза объема половодья // Тр. ЦИП. Вып. 30 (57), 1953 С. 3–5.
114. Петренко Н.В. влиянии меридиональных горных хребтов на эволюцию циклонов / Труды ЦИП. Вып. 7 (34), 1948. С. 6–65.
115. Попов Е.Г. Анализ формирования стока равнинных рек. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 131 с.
116. Попов Е.Г. Вопрос теории и практики прогнозов речного стока. М., Гидрометиздат, 1963. 395 с.
117. Попов Е.Г. Основы гидрологических прогнозов, Л.: Гидрометеиздат, 1968. 294 с.
118. Поляков Б.В. Гидрологический анализ и расчеты. Л.: Гидрометеиздат, 1946. 246 с.
119. Постников А.Н. Испарение с поверхности снежного покрова за период его залегания на территории России // Ученые записки РГГМУ. 2016. № 42. С. 55–63.

120. Правила использования водных ресурсов Камского и Воткинского водохранилищ на р. Каме. Федеральное агентство водных ресурсов, 2016. 202 с.
121. Пьянков С.В., Шихов А.Н. Геоинформационное обеспечение моделирования гидрологических процессов и явлений: монография. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2017. 148 с.
122. Пьянков С.В., Шавнина Ю.Н. Геоинформационная система «Гидротехнические сооружения Пермского края» как пример реестра водных объектов, Информационный бюллетень ГИС-Ассоциации, №1 (63), М., 2008. С. 29–33.
123. Пьянков С.В., Калинин В.Г. Гидрография. Создание цифровых моделей рельефа для определения гидрографических характеристик рек и их водосборов. Ч. 1. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т, 2014. 63 с.
124. Пьянков С.В., Шихов А.Н., Михайлюкова П.Г. Моделирование снегонакопления и снеготаяния в бассейне р. Кама с применением данных глобальных моделей прогноза погоды. Лёд и Снег. 2019. 59(4). С. 494–508.
125. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 11. Средний Урал и Приуралье. Вып. 1. Кама. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 420 с.
126. Рихтер Г. Д. Снежный покров, его формирование и свойства. М.; Л.: Изд-во Акад. наук СССР, 1945. 118 с.
127. Рубинштейн К.Г., Громов С.С., Хан В.М., Игнатов Р.Ю. Сравнение характеристик снежного покрова для бассейнов великих сибирских рек по результатам численных экспериментов, данным наземных и спутниковых наблюдений и реанализов // Вычислительные технологии. 2005. Т. 10. № S2. С. 118–124.
128. Руководство по метеорологическим приборам и методам наблюдений. ВМО-№8. Всемирная Метеорологическая Организация, 2014. 788 с.
129. Сазонов А.А. Вероятные сценарии и расчет характеристик затопления селитебных территорий на основе комплекса математических моделей: автореф... дис. кан. геогр. наук. М.: 2021. 28 с.

130. Сапожников В.И. Основы прогноза стока по запасам воды в речной сети. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 104 с.
131. Соколовский Д.Л. Речной сток. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 539 с.
132. Серебрянная О.Л., Глебова К.С. Обработка на лету и динамическое составление мозаик растровых изображений в ArcGIS: новое решение традиционных задач. [Электронный ресурс] // ArcReview. 2011. № 4 (59). Режим доступа: <http://dataplus.ru/news/arcreview/>.
133. Справочник по климату СССР, Вып. 9. Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияние. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 69 с.
134. Субботин А.И. Сток талых и дождевых вод. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 376 с.
135. Сумачев А.Э., Банщикова Л.С. Прогнозирование гидрологических характеристик с использованием нейронных сетей. Труды III Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития», 2019, 812–815 с.
136. Титкова Т.Б., Виноградова В.В. Сроки залегания снежного покрова на территории России в начале XXI в. по спутниковым данным // Лёд и Снег. 2017. Т.57. №1. С. 25–33.
137. Турков Д.В., Сократов В.С. Расчёт характеристик снежного покрова равнинных территорий с использованием модели локального тепловлагообмена SPONSOR и данных реанализа на примере Московской области // Лед и Снег. 2016. 56(3): С. 369–380.
138. Узлов В.А., Шишков Г.И., Щербаков В.В. Основные физические параметры снежного покрова // Тр. Нижегородского гос. техн. Ун-та им. Р.Е. Алексеева. 2014. Т. 103. № 1. С. 119–129.
139. Хан В.М., Рубинштейн К.Г., Шмакин А.Б. Сравнение сезонной и межгодовой изменчивости снежного покрова в бассейнах рек России по данным наблюдений и реанализов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. №1. С. 69–80.
140. Чеботарев Н.П. Учение о стоке. М.: МГУ, 1962. 405 с.

141. Чеботарев А.И. Общая гидрология. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 544 с.
142. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. Л.: Гидрометиздат, 1978. 308 с.
143. Чурюлин Е.В., Копейкин В.В., Розинкина И.А., Фролова Н.Л., Чурюлина А.Г. Анализ характеристик снежного покрова по спутниковым и модельным данным для различных водосборов на Европейской территории Российской Федерации // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 2(368). С. 120–143.
144. Шайдулина А.А., Фасахов М.А., Кетов Р.А., Скороход А.С. О применении инструментария ArcGIS к расчетам инфильтрации// Географическое изучение территориальных систем [Электронный ресурс]: тр. XV Всероссийской науч.-практ. конф. студентов, аспирантов и молодых учёных Пермь, 2021. С. 141–145.
145. Шайдулина А.А., Бубнов Е.Д. Оценка погрешности моделирования снеготаяния с применением ГИС-технологий // Географическое изучение территориальных систем [Электронный ресурс]: тр. XV Всероссийской науч.-практ. конф. студентов, аспирантов и молодых учёных Пермь, 2021. С. 145–149. URL: https://www.elibrary.ru/download/elibrary_46343800_32627389.pdf.
146. Шайдулина А.А. Оценка времени таяния снежного покрова на склонах северной и южной экспозиции средствами ГИС-технологий // Геосфера. Современные проблемы естественных наук: сборник статей Всероссийской науч.-практ. конф. Вып. 14 / отв. ред. А.Ф. Нигматуллин. Уфа: РИЦ БашГУ, 2021. С. 256–260.
147. Шайдулина А.А. Расчеты поступления солнечной радиации на склоны в период снеготаяния // Вестник ВГУ. Серия: География. Геоэкология. 2022. №1: С. 50–58. DOI: <https://doi.org/10.17308/geo.2022.1/9085>.
148. Шайдулина А.А., Калинин В.Г., Фасахов М.А. Пространственно-временные закономерности снеготаяния на речных водосборах Верхней Камы // Географический вестник. 2022. 60 (1): С. 100–112. DOI: <https://doi.org/10.17072/2079-7877-2022-1-100-112>.

149. Шайдулина А.А., Демина В.В. Изменчивость скоростного режима рек северо–западной части водосбора Камского водохранилища в период весеннего половодья // Проблемы экологии Волжского бассейна («Волга-2022») [Электронный ресурс]: тр. 7-й всероссийской науч. конф., вып. 5. Н. Новгород, 2022. С. 1-6. URL: http://вф-река-море.рф/ECO/2022/PDF_ECO/eco57.pdf.

150. Шайдулина А.А., Кетов Р.А. Анализ потерь на испарение и инфильтрацию в период весеннего половодья (на примере водосбора г/п Коса-Коса)// Проблемы экологии Волжского бассейна («Волга-2022») [Электронный ресурс]: тр. 7-й всероссийской науч. конф., вып. 5. Н. Новгород, 2022. С. 1-6. URL: http://вф-река-море.рф/ECO/2022/PDF_ECO/eco58.pdf.

151. Шалабанов А.А. Пропускает ли воду мерзлая почва? // Почвоведение. №3. 1903. С. 269–274.

152. Шихов А.Н., Чурюлин Е.В., Абдуллин Р.К. Оценка достоверности расчета запасов воды в снежном покрове с применением данных глобальных моделей прогноза погоды и модели снежного покрова SnoWE (на примере бассейна р. Камы //Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2021. 66(1). doi: 10.21638/spbu07.2021.110.

153. Шкляев А.С. Балков. В.А. Климат Пермской области. Пермь, 1963. 190 с.

154. Шкляев В.А., Шкляева Л.С. Статистические характеристики устойчивого снежного покрова в Пермском крае // Географический вестник. 2010. Вып. 4 (15). С. 69–75.

155. Шутов В.А. Методы анализа пространственной изменчивости снегозапасов // Известия РАН. Серия географическая. 1998. №1. С. 122–132.

156. Шутов В.А. Интерполяция и расчет снегозапасов в речных бассейнах с учетом рельефа местности // Метеорология и гидрология. 1996. №10. С. 67–74.

157. Шутов В.А. Методы анализа пространственной изменчивости снегозапасов // Известия РАН. Серия географическая. 1998. №1. С. 122–132.

158. Шутов В.А. Расчет таяния снежного покрова // Метеорология и гидрология. 1993. № 4. С. 20–28.
159. Шутов В.А., Калюжный И.Л. Анализ пространственного распределения зимних осадков и снегозапасов в бассейне р. Белой // Метеорология и гидрология. 1997. №1. С. 105–114.
160. Щеглов А.Н., Олтян И.Ю., Арефьева Е.В., Болгов М.В., Котосонов А.С., Чяснавичюс Ю.К., Жданенко И.В. О результатах применения метода прогнозирования параметров катастрофических наводнений на неизученных территориях в целях оценки риска чрезвычайных ситуаций // Технологии гражданской безопасности. 2023. Т. 20. №. 1 (75). С. 48–56.
161. Ясинский С.В., Кашутина Е.А. Пространственные и временные закономерности изменения весеннего склонового и речного стока на Русской равнине // Известия РАН. Серия географическая. 2007. № 5. С. 71–81.
162. Ясинский С.В., Гусев Е.М., Кашутина Е.А. Оценка эффективности управления гидрологическими процессами на малых водосборах в период снеготаяния на основе динамико-стохастического моделирования // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2007. № 1. С. 63–91.
163. Ясинский С.В., Сидорова М.В., Алиева М.Б., Чернов Р.А., Нарыков А.Н. Динамика и пространственное распределение снегозапасов в крупном городе в бассейне Волги (на примере Нижнего Новгорода) // Лёд и снег. 2022. Т. 62. № 2. С. 217–226.
164. [Электронный ресурс]: vsegei.ru/ru/info/quaternary-2500.
165. [Электронный ресурс]: <http://egrpr.soil.msu.ru/download.php>.
166. [Электронный ресурс]: <https://geographyofrussia.com/snezhnyj-pokrov-2>.
167. [Электронный ресурс]: <https://gufo.me/dict/glaciology>.
168. [Электронный ресурс]: <https://bigenc.ru/physics/text/5556638>.
169. [Электронный ресурс]: <https://dic.academic.ru/dic.nsf/mas/27063>
170. [Электронный ресурс]: <http://meteo.perm.ru/meteostantsii-permskogo-kraja>.

171. [Электронный ресурс]: <https://meteo.perm.ru/istoriya-i-sostav/126-istoriya-permskogo-tsgms>.
172. [Электронный ресурс]: <https://rp5.ru/>.
173. [Электронный ресурс]: <https://desktop.arcgis.com/ru/arcmap/10.4/get-started/setup/arcgis-desktop-quick-start-guide.htm>.
174. [Электронный ресурс]: <https://desktop.arcgis.com/ru/arcmap/10.4/tools/spatial-analyst-toolbox/how-natural-neighbor-works.htm>
175. [Электронный ресурс]: <https://pro.arcgis.com/ru/pro-app/tool-reference/spatial-analyst/an-overview-of-the-solar-radiation-tools.htm>.
176. [Электронный ресурс]: <https://portal.tpu.ru/SHARED/n/NASA/Education/NiVIE/Tab/p2.pdf>.
177. [Электронный ресурс]: <http://researchpark.spbu.ru/kgt-metods-rus/1192-kgt-modis-rus>.
178. [Электронный ресурс]: <https://lance.modaps.eosdis.nasa.gov/imagery-apps/>.
179. [Электронный ресурс]: <http://desktop.arcgis.com/ru/arcmap/10.3/analyze/commonly-used-tools/surface-creation-and-analysis.htm>.
180. [Электронный ресурс]: <https://world-weather.ru/archive/russia/>.
181. [Электронный ресурс]: <https://method.meteorf.ru/publ/tr/tr375/htm/11.htm>.
182. Anderson E.A. A Point Energy and Mass Balance Model of a Snowcover. NOAA Technical Report National Weather Service-19, U.S. Dept. Commerce, Silver Spring, MD, 1976. pp. 138–144.
183. Arino O, Bicheron P, Achard F, Latham J, Witt R, Weber JL 2008. GlobCover: the most detailed portrait of Earth. Eu Space Agency Bull. 136 24–31.
184. Bergstrom S. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. Norrkoping, Sweden: Univ. Lund. Bull., 1976. 134 p.
185. Brun E., Vionne V., Boone A., Decharme B., Peings Ya., Valette R., Karbou F., Morin S. Simulation of Northern Eurasian Local Snow Depth, Mass, and Density Using a Detailed Snowpack Model and Meteorological Reanalyses // Journ. of Hydrometeorology. 2013. № 14. P. 203–219.

186. Brown R.D., Derksen C. Is Eurasian October snow cover extent increasing? // *Environ. Research Letters*. 2013. № 8. 024006. Doi: 10.1088/17489326/8/2/024006.
187. Brun Eric, Peings Yannick, Vionnet Vincent, Boone Aaron, Decharme Bertrand, Douville Hervé, Karbou Fatima and Morin Samuel. Using reanalyses for studying past Eurasian snow cover and its relationship with circulation variability. ECMWF-WWRP/THORPEX Workshop on Polar Prediction, 24–27 June 2013, 10 p.
188. Brun E., Voinnet V., Boone A., Decharme B., Peyngs Y., Valette R., Karbou F., Morin S. Simulation of Northern Eurasian local snow depth, mass, and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalyses // *Journ. of Hydrometeorology*. 2013. V. 14. P. 203–219.
189. Essery R.L.H. Seasonal snow cover and climate change in the Hadley Center GCM // *Annals of Glaciology*. 1997. V. 25. P. 362–366.
190. Shmakin A.B. The updated version of SPONSOR land surface scheme: PILPS influenced improvements // *Global and Planetary Change*. 1998. V. 19. № 1–4. P. 49–62.
191. Dubayah R., Rich P.M. GIS and Environmental Modeling: GIS-based solar radiation modeling // *Progress and Research Issues. GIS World Books*. Fort Collins, CO. 1996, pp. 129–134.
192. Dubayah R., Rich P.M. Topographic solar radiation models for GIS // *International Journal of Geographical Information Systems*, 9. 1995, pp. 405–419.
193. Estilow T. W., Young A. H., and Robinson D. A. A long-term Northern Hemisphere snow cover extent data record for climate studies and monitoring // *Earth Syst. Sci. Data*, 2015. Vol. 7. P. 137–142.
194. Canadian Environmental Sustainability Indicators: Snow cover. Environment and Climate Change Canada (2020) [Электронный ресурс] URL:<https://www.canada.ca/en/environment-climate-change/services/environmental-indicators/snow-cover.html> (дата обращения 12.12.2021).

195. Franchini M., Helmlinger K.R., Foufoula-Georgiou E., Todini E. Stochastic storm transposition coupled with rainfall–runoff modelling for estimation of exceedence probability of design floods. *J. Hydrol.*, 1996, vol. 175, pp. 511–532.
196. Gusev E.M., Nasonova O.N. The simulation of heat and water exchange at the land–atmosphere interface for the boreal grassland by the land-surface model SWAP. *Hydrol. Process.*, 2002, vol. 16, pp. 1893–1919.
197. Gelfan, A. Testing robustness of the physically-based ecomag model with respect to changing conditions / A. Gelfan, Yu Motovilov, I. Krylenko, V. Moreido, E. Zakharova // *Hydrological Sciences Journal*. 2015. Vol. 60, №. 7-8. P. 1266–1285. doi: 10.1080/02626667.2014.935780.
198. Gelfan A. Gustafsson D., Motovilov Yu., Arheimer B., Krylenko I., Lavrenov A. Climate change impact on the water regime of two great arctic rivers: modeling and uncertainty issues. *Climatic Change*. 2017. Vol. 141., № 3. P. 499-515. doi: 10.1007/s10584-016-1710-5.
199. Grayson R., Blöschl G. *Spatial Modelling of Catchment Dynamics*. In: *Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling*. edited by R. Grayson, G. Blöschl. Cambridge University Press, 2000a, pp. 51–81.
200. Crawford N. H., R. K. Linsley. The synthesis of continuous streamflow hydro- graphs on a digital computer. Stanford University Dept. of Civil Engr. Tech. Report 12, 1962, 121 p.
201. Kalinin V.G., Rybakova L.O., Shaydulina A.A. Decryption of snow cover on space images in spring period // 2021 IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci 834(1): 012026 pp. 1–7. DOI:10.1088/1755-1315/834/1/012026.
202. Kalinin V.G, Shaydulina A.A., Rusakov V.S., Fasakhov M.A. Mathematical and geoinformation modeling of snow melting process in catchment areas in the Kama region. *Water Resources*, 2022, Vol. 49, Suppl. 1, pp. S80–S89. Pleiades Publishing, Ltd., 2022. Russian Text The Author(s), 2022, published in *Led i Sneg*, 2022, Vol. 62, No. 1, pp. 63–74. DOI: <https://doi.org/10.1134/S0097807822070053>.

203. Krylenko I. Motovilov Yu., Antokhina E., Zhuk V., Surkova G. Physically-based distributed modelling of river runoff under changing climate conditions // Remote Sensing and GIS for Hydrology and Water Resources (IAHS Publ. 36X, 201X) (Proceedings RSHS14 and ICGRHWE14, Guangzhou, China, August 2014). Guangzhou, 2014. Vol. 368 of IAHS Publ. P. 156–161.
204. Kuchment L.S., Demidov V.N., Motovilov Y.G. A physically-based model of the formation of snowmelt and rainfall runoff. In: Symposium on the Modelling Snowmelt- Induced Processes (ed. by E. M. Morris), pp. 27–36. IAHS Publ., 1986 155. IAHS Press, Wallingford, UK.
205. Kuchment L.S., Romanov P.Yu., Gelfan A.N., Demidov V.N. Use of satellite-derived data for characterization of snow cover and simulation of snowmelt runoff through a distributed physically based model of runoff generation // Hydrology and Earth system science. 2010. Vol. 14. No. 2. pp. 339–350.
206. Khan V., Holko L., Rubinstein K., Breiling M. Snow cover characteristics over the main Russian river basins as represented by reanalyses and measured data // Journ. of Applied Meteorology and Climatology. 2008. V. 47. P. 1819–1833.
207. Motovilov Y., Gottschalk L., Engeland L. and Rodhe A. Validation of a distributed hydrological model against spatial observation, Agric. Forest Meteor., 1999, vol. 98–99, pp. 257–277.
208. Motovilov Yu.G., Fashchevskaya T.B. Simulation of spatially-distributed copper pollution in a large river basin using the ecomag-hm model // Hydrological Sciences Journal. 2019, vol. 64, № 6, pp. 739–756. doi: 10.1080/02626667.2019.1596273.
209. Motovilov Y.G. A model of snow cover formation and snowmelt processes. IAHS Publ., 1986, vol. 155, pp. 47–57.
210. Morris E.M. Modeling the flow of mass and energy within a snowpack for hydrological forecasting. Ann. Glaciol., 1983, vol. 4, pp. 198–203.
211. Nash J.E., Sutcliffe J.V. River flow forecasting through conceptual models. Part 1. A discussion of principles // J. Hydrology. 1970, vol. 10. P. 282–290.

212. O'Connell P.E. A historical perspective. In Bowles D.S. and O'Connell P.E., editors, *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*, 1991, pp. 3–30. Kluwer, Dordrecht.
213. Todini E. Hydrological catchment modelling: past, present and future. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2007, vol.11, no. 1, pp. 468–482.
214. Perrin C., Michel C., Andréassian V. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation // *Journal of Hydrology*. 2003. V. 279, Issues 1–4, 2003, pp. 275–289.
215. Pyankov S.V., Kalinin N.A., Shikhov A.N., Abdullin R.K. and Bykov A.V. (2019). Simulation of snow cover formation and melt with publication of the output data on the web map service (on the example of Kama river basin). *IOP Conference Series: Earth and Environmental Sciences*, 321, 012009. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/321/1/012009>.
216. Schellander H., Hell T. Modeling snow depth extremes in Austria // *Natural Hazards*, 2018. 94: pp. 1367–1389.
217. Slater A.G., Schlosser C.A., Desborough C.E. The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2(d) // *Journ. of Hydrometeorology*. 2001. V. 2. № 1. P. 7–25.
218. *Snow and Climate* / Ed. by R.L. Armstrong, E. Brun. Cambridge University Press, 2008. 222 p.
219. Shaydulina A.A., Gyrdymov D.A. Simulation of velocity field changes in a backwater area of the Kama reservoir in different water regime phases 2019 IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci 321 012047 pp. 1–5. DOI:10.1088/1755-1315/321/1/012032.
220. Rusakov S., Kalinin V., Chingayeva E., Shaydulina A. Hydrodynamic Modeling of the Winter Runoff of the Upper Kama // *Springer Nature Switzerland AG 2023 E. Isaeva and Á. Rocha (Eds.): Perm Forum 2022, LNNS 622*, pp. 1–10, 2023. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-031-28086-3_20.
221. Rutter N., Essery R., Pomeroy J., Altimir N., Andreadis K., Baker I., Barr A., Bartlett P., Boone A., Deng H., Douville H., Dutra E., Elder K., Ellis C., Feng X.,

Gelfan A., Goodbody A., Gusev Y., Gustafsson D., Hellstrom R., Hirabayashi Y., Hirota T., Jonas T., Koren V., Kuragina A., Lettenmaier D., Li W.-P., Luce C., Martin E., Nasonova O., Pumpanen J., Pyles R.D., Samuelsson P., Sandells M., Schadler G., Shmakin A., Smirnova T.G., Stahli M., Stockli R., Strasser U., Su H., Suzuki K., Takata K., Tanaka K., Thompson E., Vesala T., Viterbo P., Wiltshire A., Xia K., Xue Y., Yamazaki T. Evaluation of forest snow processes models (Snow MIP 2) // *Journ. of Geophys. Research.* 2009. V. 114. D06111. doi:10.1029/2008JD011063.

222. Rittger K, Painter and T H, Dozier J 2013 Assessment of methods for mapping snow cover from MODIS Water Resources, vol. 51, pp. 367–380.

223. Valéry, A., 2010. Modélisation précipitations – débit sous influence nivale. Élaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants. Thèse de Doctorat, Cemagref (Antony), AgroParisTech (Paris), 405 p.

224. Wang X Y, Wang J, Jiang Z Y, Li H, Hao X H. An effective method for snow-cover mapping of dense coniferous forests in the upper Heihe river basin using landsat operational land imager data *Remote Sens*, 2015, vol. 7, pp. 17246–17257.

225. Wang X W et al. Subpixel monitoring of the seasonal snow cover with MODIS at 250 m spatial resolution in the Southern Alps of New Zealand: Methodology and accuracy assessment *Hydrol. Process.*, 2017, vol. 31, no 18, pp. 3225–3241.

226. Wang X, Wang J, Che T, Huang X, Hao X, Li H. Snow Cover Mapping for Complex Mountainous Forested Environments Based on a Multi-Index Technique *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2018, vol. 11, no. 5, pp. 1433-1441 doi: 10.1109/JSTARS.2018.2810094.

227. Wang X, Chen S, Wang J. An Adaptive Snow Identification Algorithm in the Forests of Northeast China *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2020, vol 13, pp. 5211–5222 doi: 10.1109/JSTARS.2020.3020168.

228. Winkler R.D., Spittlehouse D.L., Golding D.L. Measured differences in snow accumulation and melt among clearcut, juvenile, and mature forests in southern British Columbia // *Hydrological Processes*, 2005, vol. 19 (1). P. 51–62.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Модели расчета снеготаяния

Модель	Метеорологические данные	Дополнительные данные и параметры	Шаг по времени	Результаты расчетов снежного покрова	Расчет расхода воды (-/+)
Полураспределенные модели формирования стока					
<i>HBV</i> (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) (Bergstrom, 1976; Lindström et al., 1997)	атмосферные осадки, температура воздуха.	потенциальная эвапотранспирация.	24 ч	формирование и таяние снежного покрова.	+
<i>SRM (Snowmelt Runoff Model)</i> (Martinec, 1975; Martinec et al. (1994)	данные МС (температура воздуха, атмосферные осадки, максимальный снегозапас); высотные зоны (3-4 по бассейну).	коэффициенты потерь на эвапотранспирацию.	24 ч	площадь снегового покрытия каждой высотной зоны.	+
<i>GR4J</i> (modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier, Perrin et al., 2003)	модель снега <i>Cema-Neige</i> (Valery, 2010), модель ЧПП (<i>ICON</i>); ежедневная температура воздуха, сумма осадков.	потенциальная эвапотранспирация; коэффициент межбассейнового обмена (мм/сут); весовой коэффициент теплового состояния снежного покрова (безразмерный); коэффициенты стаивания (мм/(сут*С°).	24 ч	формирование и таяние снежного покрова.	+
Модели формирования стока с распределенными параметрами					
<i>ECOMAG</i> (Motovilov et al., 1999; Мотовилов, Гельфан, 2018)	ежедневная температура воздуха, дефицит влажности воздуха и сумма осадков.	цифровая модель рельефа <i>GLOBE</i> (1 км или 90 м); тематические карты масштаба 1:2 500 000: почвенная и ландшафтная.	24 ч	динамика накопления снежного покрова и его таяние; поступление воды на поверхность.	+

Продолжение приложения

Модель	Метеорологические данные	Дополнительные данные и параметры	Шаг по времени	Результаты расчетов снежного покрова	Расчет расхода воды (-/+)
Модели формирования стока с распределенными параметрами					
Гидрограф (Виноградов, 1988; Виноградов, Виноградова, 2010)	суточные (часовые) значения температуры воздуха, дефицита влажности воздуха, слоя осадков	Основными параметрами модели являются физические свойства ландшафтов: почвенные, ландшафтные карты и карты растительности.	24 ч	Пространственное распределение снежного покрова, запас воды и плотность снежного покрова	+
Модели снежного покрова с распределенными параметрами					
<i>SnoWE</i> (Казакова, 2015; Чурюлин, 2019)	модель ЧПП (COSMO-Ru); данные МС (высота снежного покрова, температура воздуха, атмосферные осадки, скорость ветра).	ЦМР (7 км); спутниковые данные NOAA (граница снежного покрова).	24 ч	<i>SWE</i> , высота снежного покрова, плотность снега в форматах: GRIB (сеточные данные); txt-файл (характеристики снежного покрова на МС).	-
Модель снеготаяния для водосбора Камы (Пьянков, Шихов, 2019)	модель ЧПП (<i>ICON, GFS</i>); данные МС (температура и влажность воздуха, атмосферные осадки).	ЦМР (3 км); карта типов подстилающей поверхности; листовой индекс LAI. коэффициенты стаивания; коэффициенты ослабления ветра в лесу; коэффициенты перехвата осадков лесной растительностью.	24 ч	<i>SWE</i> , водоотдача снега и площадь снегового покрытия в формате <i>Geotiff</i> .	-

Модель	Метеорологические данные	Дополнительные данные и параметры	Шаг по времени	Результаты расчетов снежного покрова	Расчет расхода воды (-/+)
Модели снежного покрова с распределенными параметрами					
Геоинформационная модель снеготаяния (Калинин и др., 2019, 2022)	Данные МС (температура воздуха, атмосферные осадки); данные МС, м/п и г/п (максимальный снеговой запас и даты его наступления в лесу и в поле).	ЦМР (0,1 км или 0,25 км), модель экспозиции склонов; карта распределения полевых и лесных территорий. коэффициенты стаивания (мм/(сут*С°); коэффициенты экспозиции склонов (учитывающие поступление солнечной радиации); коэффициенты высоты местности (учитывающие снеговой запас в лесу и в поле).	24 ч	SWE, слой стаявшего снега и площадь снегового покрытия в форматах: <i>Geotiff</i> ; <i>dbf</i> -файл отдельно для лесной и полевой территории (снеговой запас на текущую дату, его доля от максимального и слой стаявшего за день снега для каждой растровой ячейки).	-