



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

Кафедра гидрофизики и гидропрогнозов

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

На тему **Оценка снеготпасов**
Азиатской территории России

Исполнитель Антонов Алексей Владимирович
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель к.т.н., доцент
(ученая степень, ученое звание)

Хаустов Владимир Александрович
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой

В.К.
(подпись)

д.т.н., профессор
(ученая степень, ученое звание)

Коваленко Виктор Васильевич
(фамилия, имя, отчество)

«07» июля 2016г.

Санкт-Петербург
2016



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

Кафедра гидрофизики и гидропрогнозов

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(бакалаврская работа)

На тему Оценка снеготпасов
Азиатской территории России

Исполнитель Антонов Алексей Владимирович
(фамилия, имя, отчество)

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

Хаустов Владимир Александрович
(фамилия, имя, отчество)

**«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой**

(подпись)
д.т.н., профессор
(ученая степень, ученое звание)

Коваленко Виктор Васильевич
(фамилия, имя, отчество)

«__» _____ 20__ г.

Санкт–Петербург
2016

Оглавление

Введение.....	3
Глава 1. Физико-географическое положение Азиатской части России	5
1.1. Рельеф местности	5
1.2 Климат	10
1.3 Речной сток	15
1.4 Растительность	19
1.5 Снежный покров.....	21
1.6 Исходные данные	24
1.6.2 Данные маршрутных снегосъемок	25
1.6.3 Данные спутникового зондирования	27
2.1 Математическая модель снегозапасов	31
2.2 Поиск решения в Excel	32
2.3 Переопределенная система линейных уравнений	33
2.4 Оценка расчетов по критерию S/σ	34
Глава 3 Расчет ежедневных снегозапасов	43
3.1 Определение устойчивого перехода температуры через 0°C к отрицательным значениям	43
3.2. Результаты моделирования накопления снегозапасов.....	44
3.3. Результаты сравнения спутниковых данных с данными маршрутных снегосъемок	46
Выводы	48
Литература	49

Введение

Главным фактором, который определяет объем стока, максимальный расход и уровень половодья, является «интенсивность поступления талых вод на водосборы рек» [12]. Поэтому изучение процессов снегонакопления и снеготаяния является актуальной задачей. Низкая плотность и плохая обеспеченность сети метеонаблюдений является одним из главных факторов, влияющих на точность расчетов снегонакопления и снеготаяния в моделях, но применение «цифровых моделей рельефа (ЦМР) и карт типов растительного покрова» [12], полученных благодаря спутниковой съемке, позволяет создавать пространственные модели, как для тестовых водосборов, так и для обширных территорий.

Снежный покров является ключевым звеном экосистемы. Он относится к абиотической части природных комплексов. Снежный покров, являясь функцией климата, определяет многие показатели экосистем, изменяя их гидротермический режим. Поэтому между ним и остальными элементами экосистем имеется тесная взаимосвязь.

Снежный покров делится по критерию продолжительности залегания на: временный и устойчивый. Временный снежный покров характеризуется тем, что он может существовать от нескольких часов до нескольких дней, а устойчивый – более продолжительное время, от нескольких месяцев. Так же в распределении снежного покрова прослеживается зональность. В его формировании важную роль играют климат, рельеф и растительный покров.

На формирование и распределение снежных покровов оказывает существенное влияние его ветровой перенос. Так в ландшафтах, где преобладают высокие приземные скорости ветра, снежный покров залегает неравномерно.

Процесс снеготаяния, который вытекает из снегонакопления, начинается после установления в снежной толще нулевой температуры. Существует два типа снеготаяния - адвективный и радиационный.

Адвективный тип протекающий за счет тепла воздуха или конденсирующегося на поверхности снега водяного пара. Радиационный - связан с проникновением солнечной радиации в снежную толщу. Скорость снеготаяния определяется количеством образованной талой воды на единицу площади в единицу времени.

Начиная со второй половины 70-х годов XX в. на территории России происходят значимые изменения во внутригодовом распределении стока большинства рек. Создана гидрометеорологическая база ежедневных данных:

- приземной температуры воздуха,
- осадков,
- материалам маршрутных снегомерных съемок,
- материалам спутникового зондирования проекта GlobSnow.

Апробирована математическая модель расчета ежедневных запасов воды в снеге.

В данной дипломной работе будет оценена степень точности расчетов изменения снегозапасов с материалами маршрутных снегомерных съемок и спутникового зондирования над Азиатской частью России.

Глава 1. Физико-географическое положение Азиатской части России

1.1. Рельеф местности

Азиатская часть России простирается от Урала до Тихого океана, включая в себя Дальний Восток и Сибирь. (Рисунок. 1). Площадь Азиатской части России составляет 12,8 млн. км² или около 75% территории нашей страны. Это значительно больше территории любой страны мира.



Рисунок 1.1 Состав Азиатской части России

Наличие обширных равнин, соседствующих с высокими горными образованиями, свидетельствует о неоднородности и контрастности рельефа России. Разные по размеру формы рельефа не обособлены, а взаимосвязаны. Так на более крупные формы рельефа накладываются более мелкие.

«Россия, особенно в азиатской части, имеет общий уклон поверхности к северу. Большая часть территории представляет собой гигантский амфитеатр, наклоненный к Северному Ледовитому океану, куда несут свои воды крупные реки. Закономерности размещения крупнейших форм рельефа объясняются особенностями строения земной коры и историей геологического развития территории. На крупнейшие формы рельефа накладываются более мелкие неровности поверхности: крупные, средние и мелкие. К крупным формам рельефа относят отдельные хребты и межгорные впадины в горных сооружениях, большие возвышенности и широкие речные долины на равнинах. Средние формы – это долины небольших рек, холмы, балки, овраги, а мелкие – кочки, бугры и др. Образование средних, мелких и некоторых крупных форм рельефа обусловлено внешними силами, то есть деятельностью рек, ручьев, ледников, ветра и т. д. Рельеф России весьма разнообразен: представлены широкие равнины, плоскогорья, высокие и средневысотные горы. Преобладающими из крупных форм рельефа являются равнины. Горные сооружения обрамляют равнины, причем основная часть гор сосредоточена на юге Сибири, северо-востоке и востоке страны.» [14]

Рельеф азиатской части России представляет собой сочетание долин, плоскогорий, горных хребтов, низменностей и равнин. На рисунке 1.2 представлен профиль рельефа азиатской части России по 60°с.ш.

В Азиатской части Российской Федерации самыми крупными равнинами являются: Западно-Сибирская равнина и Среднесибирское плоскогорье.

Общая площадь Западно-Сибирской равнины составляет около 3 млн км². Средняя высота – 120 м, но некоторые ее части достигают высот 200 м. Рельеф равнины характеризуется геологическим строением. В основании Западно-Сибирской равнины лежит эпигерцинская Западно-Сибирская плита. Фундамент этой плиты сложен из палеозойских отложений.

Рельеф Западно-Сибирской равнины весьма разнообразен, но поверхность самой низменности равнинная с небольшим перепадом высот. В центральной (Кандинская и Среднеобская низменности) и северной

(Нижнеобская, Надымская и Пурская низменности) частях равнины располагаются пониженные участки (50-100 м). «Вдоль западной, южной и восточной окраин протягиваются невысокие (до 200-250 м) возвышенности: Северо-Сосьвинская и Туринская, Ишимская равнина Приобское и Чулымо-Енисейское плато, Кетско-Тымская, Верхнетазовская и Нижнеенисейская возвышенности. Отчетливо выраженную полосу возвышенностей образуют во внутренней части равнины Сибирские Увалы (средняя высота — 140-150 м), простирающиеся с запада от Оби на восток до Енисея, и параллельная им Васюганская равнина.» [8]

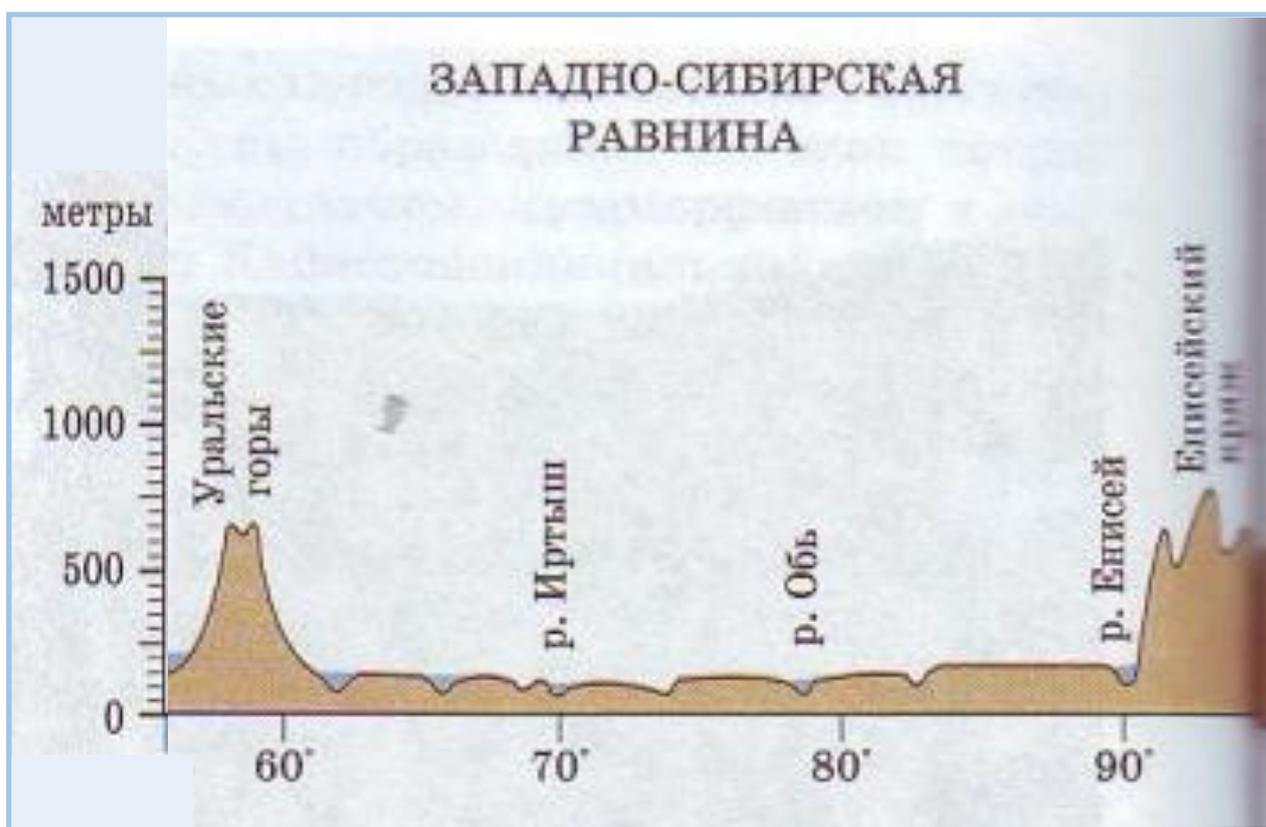


Рисунок 1.2. Профиль рельефа азиатской части России по 60° с.ш.

Очень интересен, с точки зрения рельефа, полуостров Ямал, расположенный на севере Западной Сибири. Он обладает ступенчатостью и

имеет большое количество террас. «Эта ступенчатость рельефа на Ямале сформировалась в процессе прерывистого понижения уровня Арктического бассейна. В южной части полуострова наиболее распространён параллельно-грядовой рельеф. Полосы скоплений гряд, сложены обычно песчано-супесчаными породами.

Длина некоторых гряд от 40 – 160 м до нескольких километров, а ширина от 25 – 40 до сотен метров. Высота гряд от нескольких метров до нескольких десятков метров. На средних и северных широтах Ямала такой рельеф встречаются реже. Здесь в ряде случаев зоны параллельно-грядового рельефа переходят в полосы линейных элементов без чётких возвышений гряд. Эти элементы образуют самостоятельные массивы.»[8]

Среднесибирское плоскогорье является плоскогорьем расположенном в «пределах Сибирской платформы в восточной части России на территории Восточной Сибири – в Якутии, Красноярском крае и Иркутской области. Площадь данного плоскогорья составляет 3,5 млн км². Оно, хотя и считается равниной, сильно приподнято. Его средние высоты – от 500 до 700 м, а наиболее высокие части – Енисейский кряж и плато Путорана – возвышаются более чем на 1000 м. Среднесибирское плоскогорье на юге ограничено хребтами Восточного Саяна, Прибайкалья и Забайкалья, на западе долиной Енисея, на севере – Северо-Сибирской низменностью, на востоке – долиной реки Лены.»[14]

В рельефе Среднесибирского плоскогорья просматривается чередование широких плато и кряжей. Путорана (гора Камень – 1701 м над уровнем моря) относится к наиболее поднятой части, образовавшаяся сложением вулканических туфитрапп. По западной окраине плоскогорья протягиваются сильно расчлененные возвышенности Енисейского кряжа со средней высотой 900 м над уровнем моря (высшая точка гора Енашимский Полкан – 1104 м над уровнем моря). Четко выделяется Средне-Ангарский кряж высотами до 700-1000 м. Водоразделы Нижней Тунгуски, Ангары и Вилюя сглажены, с абсолютными отметками 400-600 м; местами характерны невысокие гряды и

куполообразные поверхности на месте древних лавовых потоков. На северо-западе плоскогорья равнины имеют следы ледниковой обработки. На северо-востоке располагается Лено-Виллюйская низменность (Центрально-Якутская), с абсолютными отметками от 100 до 200 м, а по периферии – до 400 м.

Высотная поясность проявляется на приподнятой поверхности Среднесибирского плоскогорья, в горах Урала, северо-востока и юга Сибири, Дальнего Востока.

Горы в азиатской части России занимают около 70% территории. Горные пояса и равнины России представлены на рисунке 3.

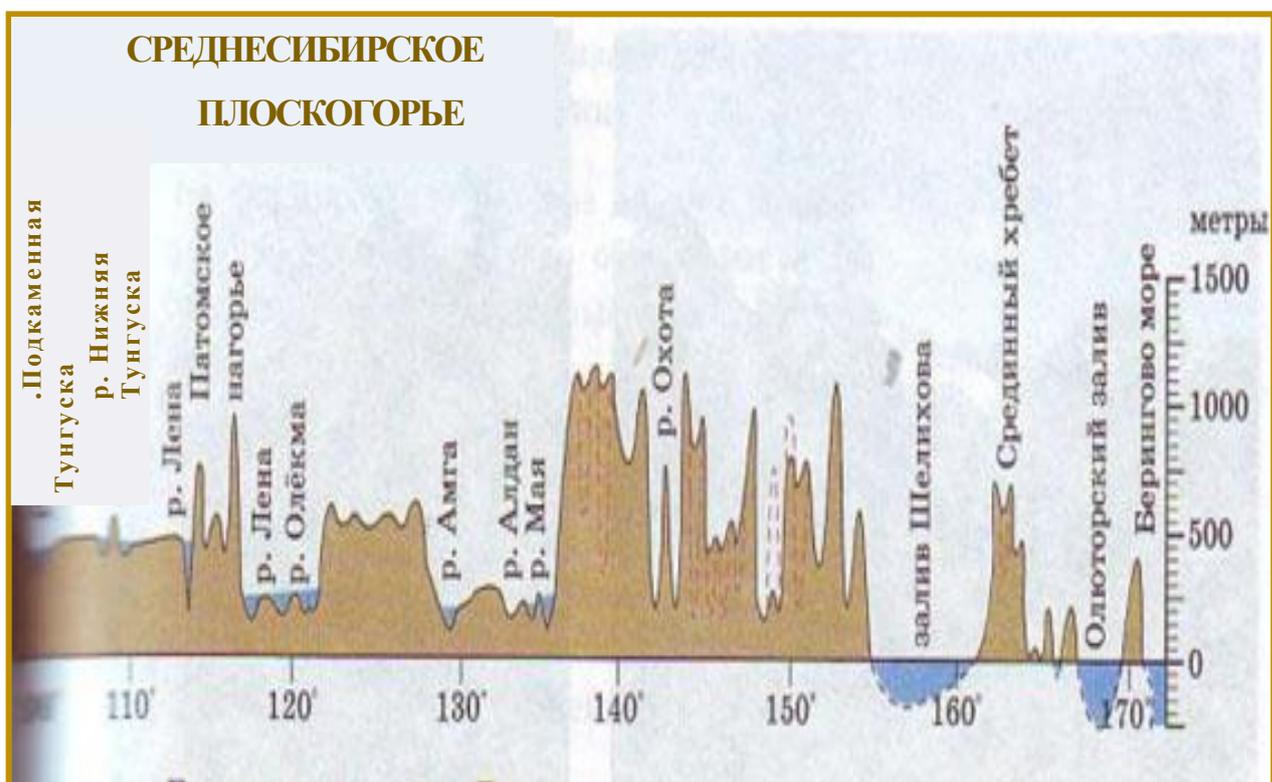


Рисунок 1.3. Горные пояса и равнины России.

1.2 Климат

Разнообразие климатических условий России обусловлено обширностью территории, особенностью ее географического положения на материке и сложностью рельефа. На Рисунке 1.4 представлена климатическая карта России, заимствованная с сайта kontur-map.ru

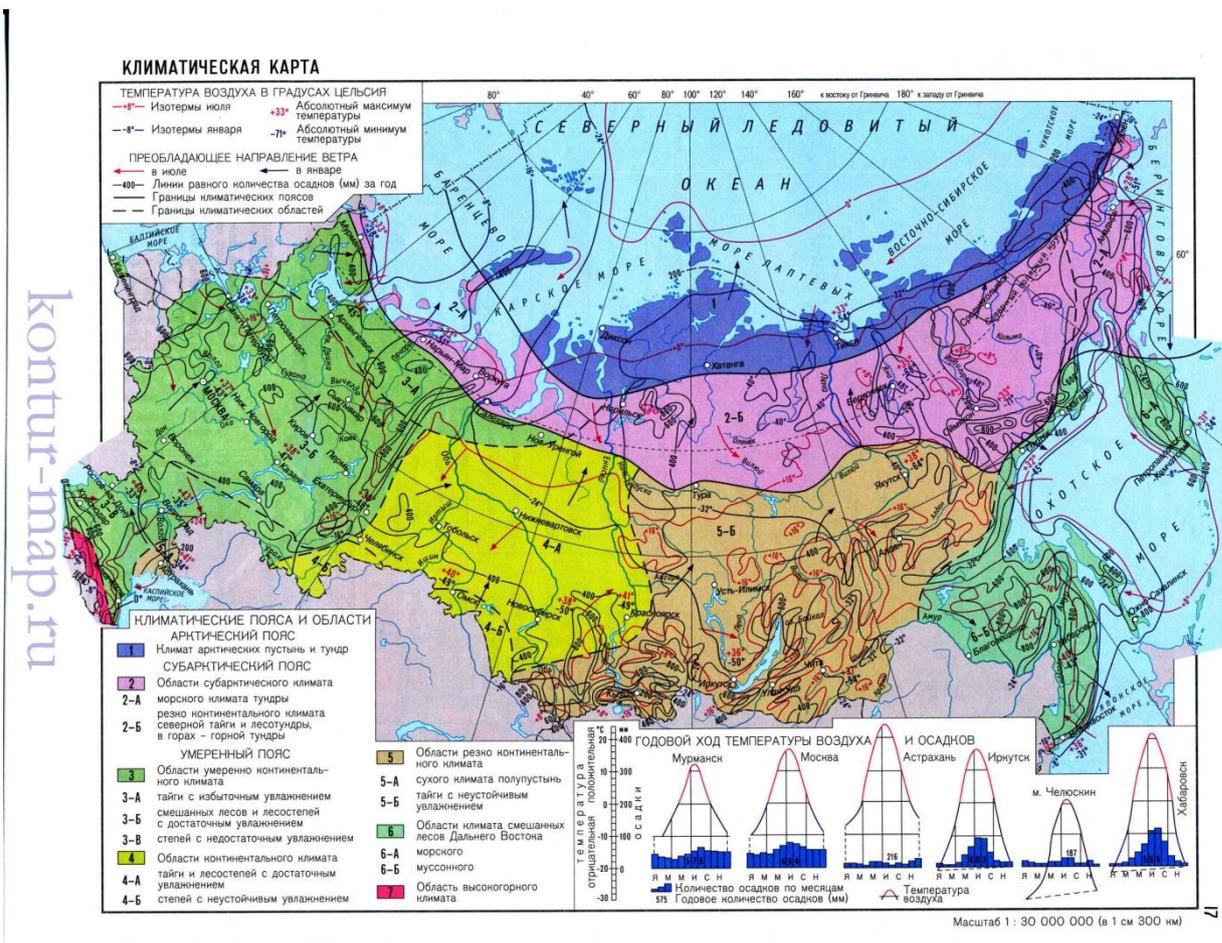


Рисунок 1.4. Климатическая карта России

Северо-восточная часть Азии занимает большую часть страны. Значительная протяженность вдоль параллели обуславливает изменение климатических элементов с запада на восток. Важным фактором, усугубляющим пестроту и региональные различия климата, является распределение по территории крупных форм рельефа и их

расчлененность. Климат обширной территории резко-континентальный, отличается своей суровостью. В Азиатском районе далеко на юг распространилась область многолетней мерзлоты. Сибирь и Дальний Восток отличаются своими сложными природными условиями.

Главной чертой климата азиатской части России является его континентальность. Зимой климат определяет обширная область высокого атмосферного давления, формирующаяся над остывающей сушей (Азиатский, или Сибирский антициклон) и на севере сливающаяся с постоянным арктическим максимумом. Выхолаживанию способствует и сильно расчлененный рельеф: холодный воздух застаивается в межгорных долинах и котловинах. В результате образуется температурная инверсия: самые низкие температуры наблюдаются на дне котловин, а не в верхних частях склонов.

В азиатской части России можно выделить несколько областей, имеющие различные климатические условия летом, но схожие зимой. Климат островов Северного Ледовитого океана и крайнего севера Сибири (арктический климатический пояс) – арктический, северного побережья материка – субарктический. Большая часть территорий расположена в умеренном поясе. На этой территории можно выделить две климатические области: область резко континентального умеренного климата и муссонный тип умеренного климата. Первый тип простирается по территории от Урала до прибрежных хребтов Дальнего Востока, а второй формируется на тихоокеанском побережье Дальнего Востока

В арктическом климатическом поясе круглый год преобладают арктические воздушные массы. Данная территория имеет очень мало солнечной радиации из-за своего географического положения. Зимой, в условиях полярной ночи, средние температуры воздуха составляют около -30°C , так как поверхность практически не получает солнечного тепла. В восточной части отмечаются наиболее низкие температуры. В летнее время Солнце не заходит за горизонт, однако, угол падения лучей небольшой. При этом поверхность снега отражает большую часть радиации. На таяние снега и льда

расходуется тепло. Поэтому, на большей части территории средняя температура самого теплого месяца близка к 0°C. Арктический воздух не в состоянии содержать в себе много водяного пара из-за своей низкой температуры. Поэтому, осадков выпадает мало – от 100 до 200 мм, несмотря на свое островное и приморское положение. Но даже такое незначительное количество влаги не в состоянии испариться, и территория характеризуется избыточным увлажнением ($K > 1$).

Азиатские зимы отличаются крайней суровостью: они везде очень холодные и сухие. Температуры понижаются с юго-запада (-22 °C на юге Западной Сибири) на восток и северо-восток (-50°C); самые низкие отмечаются в глубоких впадинах. На северо-востоке Сибири в котловинах Оймяконского нагорья зафиксирована температура -71,2°C – самая низкая в Северном полушарии.

Зимой выпадает очень мало осадков. На всей территории зимние, а в Арктике и летние осадки выпадают в виде снега. Высокий снежный покров устанавливается лишь на приокеанических восточных и северо-восточных окраинах.

В зависимости от географического положения территории климатические условия различаются летом. На побережьях особенно ярко проявляется охлаждающее и увлажняющее влияние океанов. На берегах Северного Ледовитого океана холодно (до +8°C) и идут дожди. На тихоокеанском Дальнем Востоке выше +15°C средние температуры поднимаются только на самом юге, у подножий Сихотэ-Алиня. Сильными ливнями выпадают муссонные дожди.

На остальной, континентальной, части региона лето теплое и сухое. Средние температуры в июле почти везде выше +20°C. А в замкнутых межгорных котловинах (даже за полярным кругом) столбик термометра может подняться до +35°C. Годовые амплитуды температур, во внутренних впадинах гор Южной Сибири, достигают максимальных на планете величин – 100°C.

На равнинах Сибири выпадает значительно меньше осадков, чем в европейской части России. К востоку их количество уменьшается и зависит от рельефа местности: на приподнятых поверхностях значительно больше, чем на низменностях

Для Западно-Сибирской равнины характерен суровый, достаточно континентальный климат. Выраженная «зональность климата и значительные различия климатических условий северных и южных частей Западной Сибири» [8] обуславливаются большей протяженностью её с севера на юг. Близость Северного Ледовитого океана оказывает большое влияние на континентальный климат Западной Сибири. Обмену воздушными массами между северными и южными её районами способствует равнинный рельеф.

В холодный период в пределах равнины взаимодействуют две области атмосферного давления: относительно повышенного и пониженного. Область относительно повышенного атмосферного давления находится над южной частью равнины, а область пониженного давления – над Карским морем и северными полуостровами. «Зимой преобладают массы континентального воздуха умеренных широт, которые поступают из Восточной Сибири или образуются на месте в результате выхолаживания воздуха над территорией равнины.

В пограничной полосе областей повышенного и пониженного давления нередко проходят циклоны. Поэтому зимой погода в приморских провинциях весьма неустойчива; на побережье Ямала и Гыданского полуострова случаются сильные ветры, скорость которых достигает 35-40 м/сек. Температура здесь даже несколько более высокая, чем в соседних лесотундровых провинциях, расположенных между 66 и 69° с. ш. Однако южнее зимние температуры опять постепенно повышаются. В целом же зима характеризуется устойчивыми низкими температурами, оттепелей мало. Минимальные температуры на всей территории Западной Сибири почти одинаковы. Даже вблизи южной границы страны, в Барнауле, бывают морозы до -50 ... -52°.» [2] Весна на этой территории сухая и сравнительно холодная.

«В теплое время года над Западной Сибирью устанавливается пониженное давление, а над Северным Ледовитым океаном формируется область более высокого давления. В связи с этим летом преобладают слабые северные или северо-восточные ветры и заметно усиливается роль западного переноса воздуха. В мае происходит быстрое повышение температур, но нередко, при вторжениях арктических масс воздуха, бывают возвраты холодов и заморозки. Наиболее теплый месяц – июль, средняя температура которого от 3,6° на острове Белом до 21...22° в районе Павлодара. Абсолютный максимум температуры – от 21° на севере (остров Белый) до 44° в крайних южных районах (Рубцовск). Высокие летние температуры в южной половине Западной Сибири объясняются поступлением сюда прогретого континентального воздуха с юга – из Казахстана и Средней Азии. Осень наступает поздно.» [13]

Летом, со стороны Атлантики, приносятся воздушные массы, благодаря которым выпадает большое количество осадков. До 70-80% годовой суммы осадков в Западной Сибири выпадает в период с мая по октябрь. «Особенно много их в июле и августе, что объясняется интенсивной деятельностью на арктическом и полярном фронтах. Количество зимних осадков сравнительно невелико и составляет от 5 до 20-30 мм/мес. На юге в некоторые зимние месяцы снега иногда совсем не выпадает. Характерны значительные колебания количества осадков в разные годы. Так, в лесостепной зоне, где при средней многолетней сумме осадков около 300-350 мм/год во влажные годы выпадает до 550-600 мм/год, а в сухие – всего 170-180 мм/год. Для крайних южных районов Западной Сибири характерны засухи, случающиеся главным образом в мае и июне.» [8]

«На Дальнем Востоке летом устанавливается юго-восточный перенос воздуха – летний муссон. Здесь более холодный и, следовательно, более тяжелый морской воздух взаимодействует с континентальным воздухом. В результате возникают фронтальные процессы, с прохождением которых связаны сильные ливни (муссонные дожди) на Сахалине, Камчатке, в Хабаровском и Приморском краях. Довольно часто сюда приходят и мощные

циклоны в виде тайфунов, возникающих на тропических фронтах за пределами нашей страны.»[8]

Широкому распространению вечной мерзлоты и промерзанию грунта в северных районах Западной Сибири способствует её суровый климат. Повсеместно мерзлота встречается на таких полуостровах как: Гыданский, Ямал и Тазовский.«В этих районах сплошного (слитного) её распространения мощность мерзлого слоя весьма значительна (до 300-600 м), а температуры его низкие (на водораздельных пространствах: -4 , -9° , в долинах -2 , -8°). Южнее, в пределах северной тайги до широты примерно 64° , мерзлота встречается уже в виде разобщенных островов, перемежающихся с таликами. Мощность её уменьшается, температуры повышаются до $0,5 - 1^{\circ}$, возрастает и глубина летнеготаяния, особенно на участках, сложенных минеральными горными породами.» [14]

1.3 Речной сток

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

Очень богата поверхностными водами, несмотря на континентальный климат, азиатская часть России.

Крупнейшие сибирские реки характеризуются самыми высокими показателями водности: Лена – самая протяжённая (4400 км), Обь имеет самый большой водосбор, площадь которого около 3 млн. кв. м, Енисей – самая многоводная, в среднем за год сбрасывает в Северный Ледовитый океан 600 куб. м воды.

Азиатская часть России имеет густую сеть рек бассейна Северного-Ледовитого океана. Крупнейшие реки бассейна – Обь, Енисей, Лена входят в число величайших рек континента и мира.

Самой крупной рекой бассейна Тихого океана, занимающего пятую часть территории России, является Амур.

Распределение форм рельефа по территории – важнейшая из причин, обуславливающих мощь сибирских рек. Горные барьеры, находящиеся у южных окраин Сибири, задерживают выпадающие здесь атмосферные осадки. А общий уклон поверхности способствует тому, что вся выпавшая над огромной территорией Сибири влага направляется в одну сторону – на север, в океан.

У сибирских рек бассейна Северного Ледовитого океана велика роль ледникового питания. Реки Дальнего Востока, впадающие в моря Тихого океана, питаются водами муссонных дождей. В бассейнах рек Уссури и Амур наводнения, носящие катастрофический характер, часто вызываются муссонными дождями

Разливаются и те, и другие летом. Зимой все реки Сибири замерзают, а многие промерзают до дна, образуя в долинах обширные наледи.

Озера по территории размещены очень неравномерно. Их много там, где сочетаются влажный климат и котловины на поверхности. Преобладают озера пресные, на юге появляются соленые.

«На Западно-Сибирской равнине располагаются около одного миллиона озёр, общая площадь которых составляет более 100 тыс. км². По происхождению котловин они разделяются на несколько групп: занимающие первичные неровности равнинного рельефа; термокарстовые, моренно-ледниковые, озёра речных долин, которые в свою очередь делятся на пойменные и старичные. Своеобразные озера – "туманы" – встречаются в приуральской части равнины. Они располагаются в широких долинах, разливаются весной, резко сокращая свои размеры летом, и к осени многие вообще исчезают.» [14] В южных районах озера нередко заполнены солёной водой. Западно-Сибирской низменности принадлежит мировой рекорд по количеству болот на единицу площади (площадь заболоченной территории около 800 тысяч квадратных километров). Причинами этого явления являются

следующие факторы: избыточное увлажнение, плоский рельеф, многолетняя мерзлота и способность торфа, имеющегося здесь в большом количестве, удерживать значительную массу вод

Поверхность Среднесибирского плоскогорья «расчленена густой сетью речных долин; глубина их в наиболее приподнятых окраинных провинциях достигает 250-300 м, а местами и более. Реки относятся к бассейну Северного Ледовитого океана, наиболее крупные из которых – Нижняя Тунгуска, Подкаменная Тунгуска, Ангара, Лена, Вилюй и правая составляющая Хатанги, река Котуй. Многие среднесибирские реки имеют горный характер, отличаются быстрым течением и значительными уклонами. Там, где они пересекают выходы кристаллических пород, в русле образуются многочисленные пороги, водопады, шиверы; скорость течения в таких местах достигает 3-5 м/с. Только в верховьях и в пределах низменностей реки протекают в широких долинах, а течение их становится медленным.

Большинство среднесибирских рек питается талыми снеговыми водами и летне-осенними дождями. Доля грунтового питания по причине широкого распространения вечной мерзлоты сравнительно невелика (обычно не более 5-8%), но несколько увеличивается в южных районах. Почти на всех реках сток за теплый период года составляет до 70-90% годового, а на зиму приходится не более 10%. Основная масса воды стекает в период половодья – в конце весны, а на севере страны – в начале лета. Снежный покров сходит дружно, в условиях еще слабо оттаявших грунтов. Поэтому талые воды не просачиваются в почву и стекают в реки, вызывая значительный подъем уровня воды, который достигает на Лене 10 м, а на Нижней Тунгуске даже 20-25 м.»[8]

На территории Западно-Сибирской равнины протекает более 2000 рек, общая длина которых превышает 250 тыс. км. «Эти реки выносят в Карское море ежегодно около 1200 км³ воды – в 5 раз больше, чем Волга. Густота речной сети не очень велика и меняется в разных местах в зависимости от рельефа и климатических особенностей: в бассейне Тавды она достигает 350 км, а в Барабинской лесостепи – всего 29 км на 1000 км². Некоторые южные районы

страны общей площадью более 445 тыс. км² относятся к территориям замкнутого стока и отличаются обилием бессточных озер.» [14]

Территория равнины «расположена в пределах большого Западно-Сибирского артезианского бассейна, в котором гидрогеологами выделяется несколько бассейнов второго порядка: Тобольский, Иртышский, Кулундинско-Барнаульский, Чулымский, Обский и др. В связи с большой мощностью покрова рыхлых отложений, состоящего из чередования водопроницаемых (пески, песчаники) и водоупорных пород, для артезианских бассейнов характерно значительное количество водоносных горизонтов, приуроченных к свитам различного возраста – юрским, меловым, палеогеновым и четвертичным. Качество подземных вод этих горизонтов весьма различно. В большинстве случаев артезианские воды глубоких горизонтов минерализованы сильнее, чем залегающие ближе к поверхности.

Основные источники питания большинства рек – талые снеговые воды и летне-осенние дожди. В соответствии с характером источников питания сток по сезонам неравномерен: примерно 70-80% его годовой суммы приходится на весну и лето. Особенно много воды стекает в период весеннего половодья, когда уровень крупных рек поднимается на 7-12 м (в низовьях Енисея даже до 15-18 м). В течение длительного времени (на юге – пяти, и на севере – восьми месяцев) западносибирские реки скованы льдом. Поэтому на зимние месяцы приходится не более 10% годового стока.

Для рек Западной Сибири, в том числе самых крупных – Оби, Иртыша и Енисея, характерны незначительные уклоны и малая скорость течения. Так, например, падение русла Оби на участке от Новосибирска до устья на протяжении 3000 км равно всего 90 м, а скорость её течения не превышает 0,5 м/с.» [14]

1.4 Растительность

Характер растительного покрова определен климатическими условиями территории, тесно связан с ее рельефом, слагающими поверхность горными породами, глубиной залегания подземных вод.

Острова и побережье Северного Ледовитого океана заняты полярными пустынями.

Самую северную растительную зону образует тундровая растительность. Она самая молодая, сформировавшаяся после отступления ледника. Слово «тундра» означает «безлесие». В тундре преобладают мхи и лишайники, иногда встречаются небольшие кустарники.

Растения тундры – преимущественно многолетники, а многие из них – брусника, клюква, багульник – вечнозеленые. Еще более любопытная особенность тундровых растений – они ксерофиты, т.е. засухоустойчивые, что удивительно в условиях переувлажненных почв. Дело в том, что растения не могут усваивать холодную воду. Проявляется ксероморфизм в малорослости тундровых растений.

Южнее, в лесотундре, появляются кустарники – карликовые березы и ивы. На северо-востоке Сибири типичны заросли кедрового стланика.

Там, где средняя температура июля становится выше +10°C и выпадает достаточное количество осадков, появляются леса.

Лесная растительность образует две зоны: тайги и смешанных лесов.

На тайгу приходится 80 % площади всех российских лесов. Темнохвойная тайга, густая и темная, состоит из ели, пихты и кедра. Она распространена к западу от Енисея. На востоке Сибири, где климат отличается резкой континентальностью, господствует тайга светлохвойная – светлая и разреженная, состоящая из лиственницы и сосны. К хвойным породам в тайге примешиваются мелколиственные береза и осина.

Хвойные породы деревьев лучше, чем лиственные, приспособлены к суровым климатическим условиям: жаркому лету, холодной зиме, избытку или недостатку влаги. Самая холодостойкая из хвойных – лиственница, сбрасывающая листья-иголки во время студёных сибирских морозов. Горизонтальная корневая система позволяет ей расти на многолетней мерзлоте. Ель и пихта капризны: они предпочитают суглинистые, хорошо дренированные, богатые минеральными веществами почвы. К числу самых нетребовательных пород принадлежит сосна: она хорошо чувствует себя на песках и каменистых почвах. Лиственница заходит даже на верховые болота

Особенно большим видовым разнообразием отличаются смешанные и широколиственные леса. Их растительность наиболее древняя, сохранившаяся с доледникового времени. Смешанные и широколиственные леса занимают территории к югу от тайги, с мягким влажным климатом – самым благоприятным для древесных пород. Для теплолюбивых широколиственных пород непереносимы холодные зимы Сибири. Поэтому восточнее Урала сплошной зоны эти леса не образуют.

Необычна, разнообразна и уникальна растительность лесов Дальнего Востока. Эти леса состоят из широколиственных пород, среди которых очень много южных субтропических видов – амурский бархат, корейский кедр, маньчжурский орех, лимонник.

На Среднесибирском плоскогорье преобладают лиственничные леса, «в южной части, сосново-лиственничные и сосновые боры. Северная часть плоскогорья занята горной тундрой. В долинах на юге Среднесибирского плоскогорья встречаются участки лесостепей (Канская и Красноярская лесостепи) и степей (Балаганские степи).» [14]

«Значительные амплитуды высот и сильно пересеченный рельеф обуславливают отчетливо выраженную высотную зональность. Так, в горах низовьев Нижней Тунгуски на высоте до 250-400 м располагается темнохвойная тайга, которая выше сменяется светлохвойными лиственничными лесами. На высоте 500-700 м они переходят в

горное лиственничное редколесье или заросли кустарниковой ольхи; вершины массивов, поднимающихся выше 700-800 м, заняты горной каменистой тундрой.» [8]

1.5 Снежный покров

Изучение формирования снежного покрова, его распределения по территории и в особенности определение снегозапаса в конце зимы перед началом снеготаяния в пределах речных бассейнов представляет большой научный и практический интерес, так как снегозапас является основным фактором пополнения вод и формирования объема весеннего стока.

В Западной Сибири первый снег появляется на севере в сентябре, а ко второй декаде октября почти на всей территории региона. Устойчивый снежный покров на побережье Карского моря образуется в начале октября, в центральной части – в третьей декаде октября и в южной – в начале ноября. Процесс весеннего снеготаяния и разрушения устойчивого снежного покрова начинается в апреле и завершается окончательно в южных степных районах в конце апреля, в лесной зоне – в конце мая, в северных районах – в середине июня. Но в зависимости от характера зимних условий, эти сроки могут сдвигаться на две недели или даже на месяц. В высокогорных районах Алтая снег сохраняется большую часть года, а снежники сохраняются в течение всего лета, как на Алтае, так и в горах Кузнецкого Алатау. Число дней со снежным покровом на севере составляет около 250 дней, уменьшаясь до 160–140 в степных районах.

На большей части Восточной Сибири сроки появления снега и образования устойчивого снежного покрова близки. В течение 10 дней снежный покров становится устойчивым и лежит всю зиму. На побережье северных морей первый снег появляется в конце августа – начале сентября, а с

конца сентября образуется уже устойчивый снежный покров. В центральных районах устойчивый снежный покров образуется в течение октября. В малоснежных долинах Минусинской котловины снежный покров образуется в начале ноября, а в сухих долинах Забайкалья даже в декабре. Разрушение устойчивого снежного покрова на большей части Восточной Сибири происходит в течение апреля, на юге – в третьей декаде марта. На самом же севере Восточной Сибири полное разрушение снежного покрова отмечается в конце июня. Среднее число дней со снежным покровом на севере составляет 260 дней, убывая к югу до 180–160 дней, и снова возрастая в Саянах до 250 дней. На горных хребтах Якутии бывает до 180 дней, а в сухих долинах Забайкалья – до 140–160 дней со снежным покровом.

«Мощность снежного покрова в тундровой и степной зонах в феврале составляет 20-40 см, в лесоболотной полосе – от 50-60 см на западе до 70-100 см в восточных приенисейских районах.[14]

Снегозапасы, т.е. запас воды в снежном покрове – это общее количество воды в твердом и жидком виде, содержащиеся в рассматриваемый момент времени в снежном покрове. Равен произведению высоты снега на его плотность, определяемые в результате снегосъемок.

Максимальный снегозапас или наибольший запас воды в снежном покрове – это общее количество воды в твердом и жидком виде, содержащееся в снежном покрове на момент максимального его накопления. Следует иметь в виду, что снежный покров представляет собой явление исключительной сложности, чрезвычайно изменчивое в пространстве и во времени. Сравнительно редкая сеть станций и постов делает задачу обобщения данных по снегозапасам, температуре и осадкам весьма затруднительной, но в то же время, важной и актуальной. Целью работы является выявление современных тенденций в формировании снегозапасов по территории азиатской части России.

Основные факторы, формирующие снегонакопление, – климатические: осадки и температура холодного периода, ветер (метелевый перенос), поэтому

основой для анализа режима снегонакопления послужили декадные данные снегомерных съемок, средние месячные суммы твердых осадков и среднемесячные температуры холодного периода (ноябрь–март)

Основную долю в питании сибирских рек составляют талые воды, образующиеся за счет таяния накопившихся твердых осадков за зимний период года.

«Расположение существующих станций и постов не всегда отражает реальные условия формирования снежного покрова. Это связано с тем, что станции находятся в основном в долинах и межгорных котловинах, и потому большинство из них расположены до высоты 1000 м. Новую информацию о территориальном распределении снежного покрова дает космический мониторинг. Анализ натуральных наблюдений за снежным покровом и первых снимков со спутников проведен многими исследователями до 80-х гг. прошлого века. Спустя 30 лет появилась возможность использовать модернизированное спутниковое оборудование и разработанные новейшие методики определения снегозапасов на недоступных для человека высотах.» [14]

«Развитие современных технологий открывает новые возможности для решения прикладных гидрологических задач. Дистанционные методы оценки состояния природной среды развиваются уже не первое десятилетие, при этом решение многих технических проблем и сопутствующих задач, в частности идентификации снега и льда по космическим снимкам позволило более объективно определять границы исследуемых объектов. Созданные программные продукты обработки спутниковой информации позволяют в автоматическом режиме получать площади заснеженности и её распределение по высоте бассейна.» [2]

Методической основой определения снегозапасов с использованием спутниковой информации является «метод теплового проявления». Для расчета снегозапасов используется серия снимков, полученных со спутников NOAA, TERRA. По снимкам выделяется граница снега. Созданное программное обеспечение позволяет фиксировать метки сезонной снеговой границы в

автоматическом режиме. Отмеченные точки попадают в базу данных, где регистрируются истинные координаты и высота. Для каждой точки выполняются расчеты слоя стаявшего снега (в мм воды) по наземной ежедневной метеорологической информации. Полученные данные приводятся к 20 марту – дате выпуска первоначального прогноза. Снеговая линия, которая лучше всего определяется по космическому снимку, наглядно представляет одновременное распределение снега по территории. Снимки выявляют различия высоты снеговой линии на склонах разной экспозиции. Сочетание разновременных снимков позволяет определять градиент снегозапасов на одном склоне.

В настоящее время накоплено достаточное количество материала, которое позволяет для каждого района подобрать оптимальный набор снимков. Ход снеготаяния по территории, подчиненный законам вертикальной зональности, определяет периоды, в которые для каждого района выбираются снимки.

1.6 Исходные данные

Для проведения расчетов были выбраны станции, на которых проводились совместные измерения ежедневных метеорологических характеристик (температура воздуха и осадки) и характеристик снежного покрова (общий запас воды в снеге). В расчётах использовалось 112 станций Азиатской части России с совместными наблюдениями без пропусков в данных за период 2000-2015 г.г.

В работе использованы данные Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – мирового центра данных (ГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»).

Перечень станций России для новой версии архива составлен на основании Списка станций Росгидромета, включенных в Глобальную сеть наблюдений за климатом (утвержденного Руководителем Росгидромета 25 марта 2004г.) и списка реперных метеорологических станций Росгидромета, подготовленного в Главной Геофизической Обсерватории им. А.И. Воейкова (исп. Зав. ОМРЭИ ГГО В.И.Кондратюк).

Массив данных содержит характеристики снежного покрова по данным маршрутных снегомерных съемок. Наблюдения за снежным покровом по регламенту маршрутных снегосъемок осуществляются через каждые 10 дней в течение холодного периода (каждые пять дней в период интенсивного снеготаяния). Список станций формировался на основе списка ВМО (PublicationNo. 9, Volume A, ObservingStations).

1.6.2 Данные маршрутных снегосъемок

Снегосъемки осуществляются отдельно для трех типов ландшафта: поле, лес и овраги. Длина маршрута составляет 1 или 2 км (в поле и в лесу). Каждые 10 (в лесу) или 20 (в поле) метров измеряется высота снежного покрова, каждые 100 (в лесу) или 200 (в поле) метров измеряются остальные характеристики снежного покрова. В оврагах измерения проводятся только по заданию Гидрометеорологической обсерватории. Каждая запись в архиве содержит 19 характеристик:

- 1) Индекс ВМО
- 2) Год
- 3) Месяц
- 4) Тип маршрута:
 - а) -поле
 - б) -лес

- в) -балки
- 5) День
- 6) Степень покрытия окрестности станции снегом. Значения изменяются от 0 до 10. Десять – 100% покрытия
- 7) Степень покрытия маршрута снегом. Значения изменяются от 0 до 10. Десять – 100% покрытия
- 8) Степень покрытия маршрута ледяной коркой. Значения изменяются от 0 до 10. Десять – 100% покрытия
- 9) Средняя высота снежного покрова на маршруте (см)
- 10) Наибольшая высота снежного покрова на маршруте (см)
- 11) Наименьшая высота снежного покрова на маршруте (см)
- 12) Средняя плотность снега , г/см³
- 13) Средняя толщина ледяной корки (мм)
- 14) Толщина слоя снега, насыщенного водой (мм)
- 15) Толщина слоя чистой воды (мм)
- 16) Запас воды в снеге (мм)
- 17) Запас воды, общий (мм)
- 18) Характер залегания снежного покрова:
 - а) 0– равномерный снежный покров на замерзшей почве без сугробов
 - б) 1 – равномерный снежный покров на оттаявшей почве без сугробов
 - в) 2– равномерный снежный покров без сугробов, состояние почвы не известно
 - г) 3 – неравномерный снежный покров на замерзшей почве, небольшие сугробы
 - д) 4 – неравномерный снежный покров на оттаявшей почве, небольшие сугробы
 - е) 5 – неравномерный снежный покров, состояние почвы не известно, небольшие сугробы

- ж) 6– очень неравномерный снежный покров на замерзшей почве, большие сугробы
- з) 7– очень неравномерный снежный покров на оттаявшей почве, большие сугробы
- и) 8– очень неравномерный снежный покров, состояние почвы не известно, большие сугробы
- к) 9– снежный покров с проталинами

19) Характер снежного покрова:

- а) 0 – свежий снег, пылевидный
- б) 1 – свежий снег, пушистый
- в) 2 – свежий снег, липкий
- г) 3 – старый снег, рассыпчатый
- д) 4 – старый снег, плотный
- е) 5 – старый снег, влажный
- ж) 6 – снежная корка, не связанная со снегом под ней
- з) 7 – плотный снег с коркой на поверхности
- и) 8 – влажный снег с коркой на поверхности
- к) 9 – снег, насыщенный водой

1.6.3 Данные спутникового зондирования

Данные о яркостной температуре пассивного микроволнового зондирования в равноплощадной SSM/I системе координат (EASE-Grid) доступны с 1978 г. Микроволновая СВЧ-радиометрия, она же пассивная микроволновая съемка, заключается в измерении интенсивности излучения на частотах от 6 до 37 ГГц. Относительная прозрачность атмосферы в микроволновом диапазоне делает эти данные чрезвычайно перспективными для

определения параметров снежного покрова, особенно для малонаселенных территорий, где другие источники данных отсутствуют.

Актуальность использования для мониторинга состояния окружающей среды результатов дистанционного зондирования посредством измерений пассивного микроволнового излучения земной поверхности связана прежде всего с высокой в ходе спутниковых измерений степенью пространственно-временного разрешения. Тем не менее, алгоритмы восстановления снегозапасов по спутниковым данным требуют дополнительных уточнений, для более корректного учета характера растительности, мощности снежного покрова, насыщенности снежной толщи водой и льдом.

Нами проведена оценка данных по модели спутниковых данных SSM/I в узлах регулярной сетки 1x1o (<http://reverb.echo.nasa.gov/reverb>).

Интенсивность микроволновой радиации и соответственно микроволновая яркостная температура, испускаемая снежным покровом, характеризуется распространением излучения, которое в свою очередь зависит от термодинамической температуры, плотности снега, его слоистости, структуры и зернистости (размера кристаллов снега), условий подстилающей поверхности (Changetal., 2000). В микроволновом диапазоне снегу свойственен отрицательный спектральный градиент, поэтому при увеличении высоты снежного покрова в канале 18-19 ГГц температура падает медленнее, чем в канале 36-37 ГГц. Поэтому, как правило, в качестве индикатора появления снега на поверхности принимается положительное значение разности яркостных температур между 19 ГГц и 37 ГГц, которое с увеличением высоты снежного покрова пропорционально увеличивается. Модели восстановления снегозапасов по данным дистанционных измерений, как правило, основаны на расчете разницы тех или иных частотных диапазонов микроволнового излучения в сочетании с коэффициентами, так или иначе характеризующими особенности поверхности. Точность определения запасов воды в снеге оценивается авторами методики в 25% при существенно меньшей точности на залесенных пространствах (Changetal., 2000). Наиболее важной проблемой,

стоящей на пути эффективного картирования снеготаяния, стоит малое разрешение, предоставляемое пассивной съемкой, и насыщение влагой снежного покрова талой водой во время оттепелей и в период снеготаяния, что приводит к повышению яркостных температур в точке, в которой подстилающая поверхность воспринимается как бесснежный участок. Однако, хотя количественный анализ величины снеготаяния на участках с талым снегом не рекомендован авторами модели, это может быть некритичным по следующим причинам:

- если кратковременный период таяния наблюдается зимой, то снег "возрождается" при низких температурах, приводящих к замерзанию воды;
- если мокрый снег встречается весной, последнее значение водного эквивалента сухого снега будет определено в период, обычно очень близкий к максимальному накоплению.

Серьезные проблемы возникают с лесной растительностью, затеняющей снежный покров, и ошибочными значениями данных, полученных с помощью стандартного алгоритма в местах, где значительную долю снежного покрова занимали крупные кристаллы инея. Это вызвало очевидную необходимость ввести поправочные коэффициенты и модификации к алгоритмам, учитывающим неоднородный состав зерен, зернистость снега в снежном покрове, что и было предложено Tait A. и его коллегами (Tait et al., 2000). Еще одна проблема, приводящая к большим погрешностям при измерении, заключается в полном рассеивании микроволнового излучения до достижения поверхности снега, и, следовательно, занижению данных на территории с большой мощностью снежного покрова (saturation effect) (Changet al., 2000). В ходе решения основной цели и задач проводимых исследований использовались данные двух видов: значения снеготаяния, восстановленных по результатам измерений при спутниковом дистанционном зондировании и фактические значения снеготаяния, полученные при наземных наблюдениях метеорологическими станциями.

В качестве данных спутникового зондирования о запасах воды в снеге использованы материалы проекта Финского метеорологического института GLOBSNOW – SnowWaterEquivalent (SWE).

Данные представляют собой массив значений запаса воды в снеге (в мм слоя) в узлах сетки для всего Северного полушария. По специально разработанной программе из указанного массива выбраны узлы, расположенные в пределах от 42° до 78° северной широты, от 60° до 180° восточной долготы.

На указанной поверхности расположены узлы сетки, часть из которых попадает на водную поверхность, а часть – в горные районы.

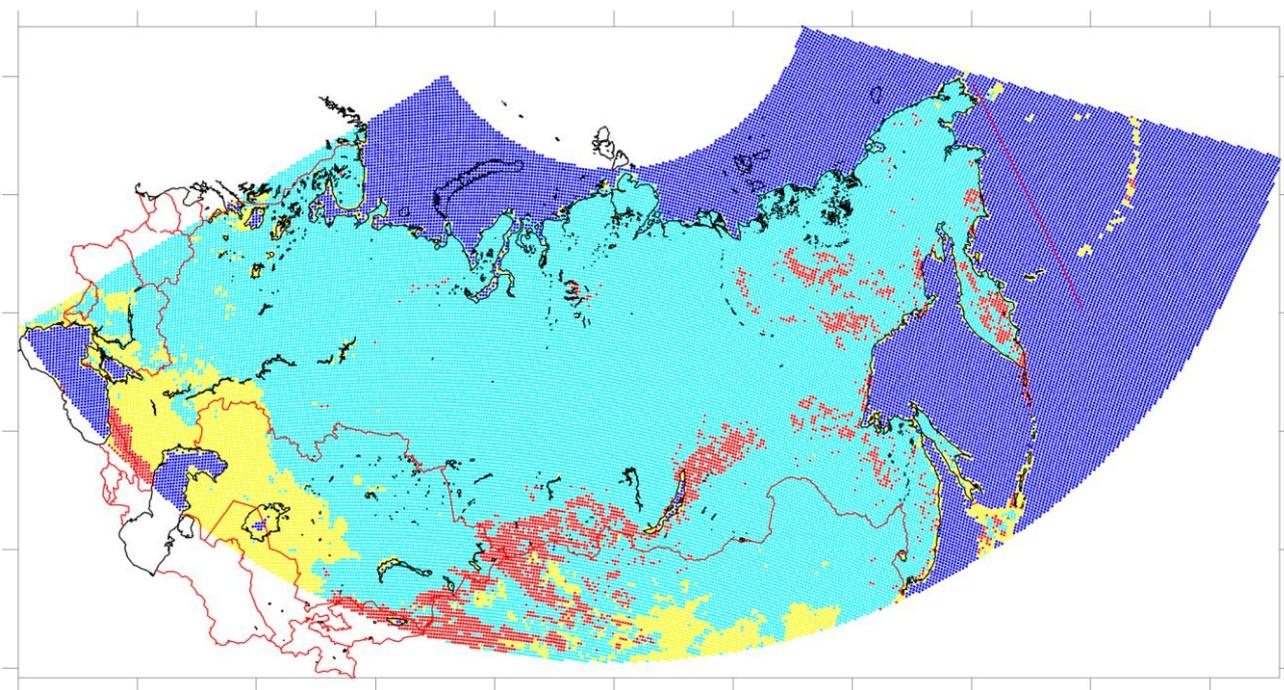


Рисунок Расположение узлов сетки с данными SWE (SnowWaterEquivalent). Обозначения: 1 – узлы с данными SWE (ненулевые значения), 2 – отсутствие снега (нулевые значения SWE), 3 – вода, 4 – горы.

2.1 Математическая модель снегозапасов

Чтобы определить дату начала снегонакопления на водосборе, необходимо назначить дату устойчивого перехода приземной температуры к отрицательным значениям по сумме температур в осенний период. Для этого, начиная с даты, когда температура становится ниже 5°C , выполняется суммирование температур до даты, когда сумма принимает численные значения меньше 5-ти. Дата соответствующая первому значению после максимума суммы температур и принимается за устойчивый переход к отрицательным значениям представлено на рисунке 2.1.

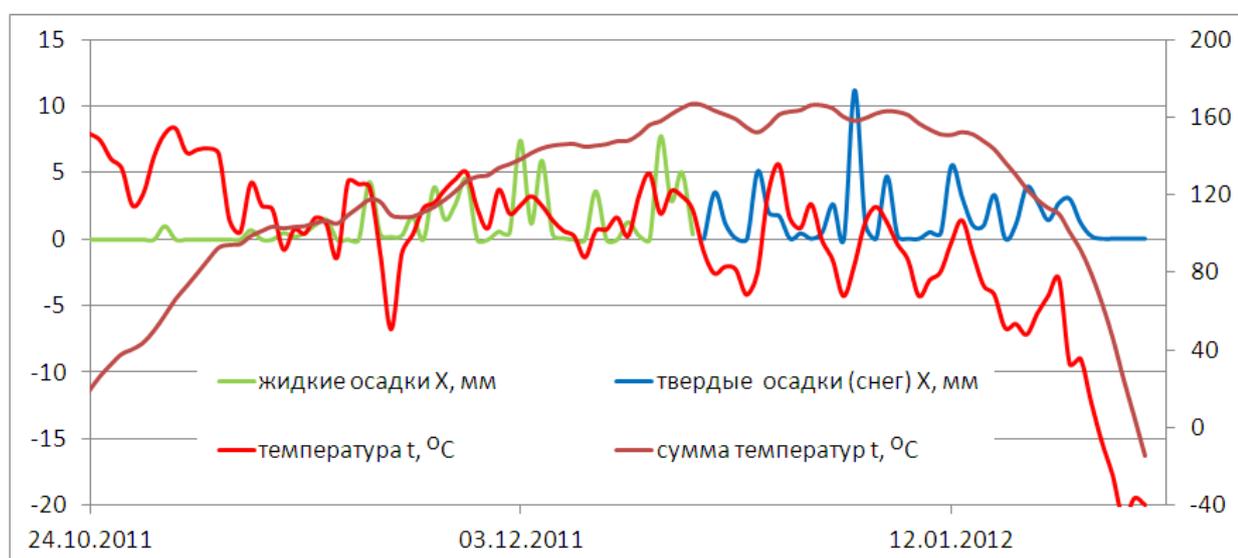


Рисунок 2.1. Дата устойчивого перехода к отрицательным значениям

С даты устойчивого перехода температур к отрицательным значениям выполнялось суммирование твердых осадков (снега, X) с коэффициентом потерь (k_f). В период оттепелей водоотдача учитывалась температурным коэффициентом (k_t) и положительными температурами (t^+).

Формула для расчета снеготпасов, как суммы выпавших твердых осадков (снега) с учетом водоотдачи в период оттепелей на каждый (i -ый) день:

$$S_i = \sum_{i=1}^m kf \cdot X_i - kt \cdot t_i^+ \quad (1)$$

Параметры модели kf и kt определялись при решении обратной задачи по известным запасам воды в снежном покрове (по данным снегомерных наблюдений), температуре и осадкам. Оптимизация выполнялась с помощью процедуры поиска решения MSExcel и решения системы линейных уравнений с переопределенной матрицей.

2.2 Поиск решения в Excel

Оптимизация значений таблицы Excel, удовлетворяющих определенным критериям, может быть сложным процессом. В MicrosoftOffice имеется возможность использования надстройки Решение проблем для численной оптимизации. Он является инструментом для решения задачи «что-если».

«Поиск решений» – надстройка Excel, которая помогает найти решение с помощью изменения значений целевых ячеек. Целью может быть минимизация, максимизация или достижение некоторого целевого значения. Проблема решается путем регулировки входных критериев или ограничений, определенных пользователем.

Чтобы применить сервис «Поиск решения», необходимо определить ряд требований, правил и ограничений, которые позволят надстройке найти правильный ответ.

С помощью этого инструмента, в данной работе, было произведено сравнение входных данных: расчетных, спутниковых(SWE) и данных маршрутных снегосъемок. Результат расчетов позволил выстроить математическую модель, с помощью которой можно получить данные для

прогнозов стаивания снега. Данные о снеготаянии из модели позволят прогнозировать возможные увеличения весеннего половодья и наводнения.

2.3 Переопределенная система линейных уравнений

Переопределенные системы совместных линейных уравнений часто встречаются в задачах аппроксимации экспериментальных данных при помощи различных эмпирических кривых. Решение переопределенных систем уравнений является весьма трудоемким и зачастую практически нереализуемо без помощи ЭВМ.

Решается система $AX=B$, где

$$A = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{21} & \dots & a_{1n} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ a_{m1} & a_{m2} & \dots & a_{mn} \end{bmatrix}, \quad B = \begin{bmatrix} b_1 \\ b_2 \\ \dots \\ b_m \end{bmatrix} \quad (2)$$

а общее число уравнений (m) в системе больше числа неизвестных (n). Её решением считается скаляр $(AX-B)$ принимает наименьшее значение. Решение сводится к решению системы:

$$[A' \ A] \cdot [A \ B], \quad (3)$$

где A' – транспонированная матрица A . Для этого используется метод квадратных корней.

Решение системы $AX=B$ методом квадратных корней реализуется по следующим формулам прямого хода:

$$a_{II}^I = \sqrt{a_{II}}, \quad a_{Ij}^{(I)} = \frac{a_{Ij}}{a_{II}^I} \quad (4)$$

$$f_I^{(I)} = \frac{f_I}{a_{Ij}}, \quad j = 1, 2, 3, \dots, n. \quad (5)$$

$$a_{ii}^{(I)} = \sqrt{a_{ii} - \sum_{k=1}^{i-1} a_{ki}^{(I)2}}, i = 1, 2, 3, \dots, n \quad (6)$$

$$a_{ij}^{(I)} = (a_{jj} - \sum_{k=1}^{i-1} \frac{a_{ki}^{(I)} a_{kj}^{(I)}}{a_{ii}^{(I)}}), j > i \quad (7)$$

$$f_i^{(I)} = (f_i - \sum_{k=1}^{i-1} f_k^{(I)} a_{kj}^{(I)}) / a_{ii}^{(I)}, x_n = f_n^{(I)} / a_{nn}^{(I)} \quad (8)$$

Затем проводится обратный ход:

$$x_i = \left(f_i^{(I)} - \sum_{k=i+1}^n a_{ik}^{(I)} x_k \right) / a_{ii}^{(I)}, i = n, n-1, \dots, 1 \quad (9)$$

2.4 Оценка расчетов по критерию S/σ

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

- 1) должна быть соблюдена объективность системы оценки прогнозов;
- 2) необходимо иметь возможность проводить сравнительную оценку.

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

При оценке прогнозов предполагается, что ошибки каждого прогноза случайны, а их распределение подчиняется уравнению нормального

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

$$p(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{\Delta^2}{2\sigma^2}} \quad (10)$$

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

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

$$p[x \geq (\bar{x} + t_p \sigma)] = \frac{1 - p(\bar{x} + t_p \sigma)}{2} \quad (11)$$

Для верхнего предела,

$$p[x \geq (\bar{x} - t_p \sigma)] = \frac{1 + p(\bar{x} - t_p \sigma)}{2} \quad (12)$$

Для нижнего предела.

По этим выражениям можно установить обеспеченность различных значений предсказываемой переменной.

В пределах $\pm 0,674\sigma$ заключена половина площади нормированной кривой нормального распределения. Отклонение от нормы, равное $\pm 0,674\sigma$, называют вероятным отклонением, которое принимается за допустимую погрешность прогнозов $\sigma_{\text{доп}}$. В краткосрочных прогнозах расходов и уровней воды в случае,

если предшествующая водность в какой-то степени может определять прогнозируемую характеристику, величина $\sigma_{\text{доп}}$ вычисляется по формуле:

$$\sigma_{\text{доп}} = \pm 0,674\sigma_{\Delta} \quad (13)$$

где σ_{Δ} - среднее квадратическое отклонение изменения прогнозируемой величины за период заблаговременности прогноза от среднего значения этого изменения:

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta_i - \bar{\Delta})^2}{n-1}}, \quad (14)$$

где Δ_i , - изменение прогнозируемой величины за период заблаговременности прогноза; $\bar{\Delta}$ - среднее значение этих изменений; n - число изменений.

В долгосрочных прогнозах за допустимую погрешность принимается вероятное отклонение

$$\delta_{\text{доп}} = \pm 0,674\sigma \quad (15)$$

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

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n-1}} \quad (16)$$

где y_i - значение прогнозируемой величины; \bar{y} - ее среднее значение; n - число членов ряда.

При вычислении допустимой погрешности прогнозов в зависимости от даты выпуска прогноза используют формулы (13) или (15). Если прогноз выпускается до начала половодья, паводка, вегетационного периода, допустимую погрешность за указанные периоды определяют по формуле (15). Если же прогноз составляется после начала периода, то используют формулу (13).

Допустимая погрешность прогноза максимальных расходов дождевых паводков, минимальных уровней воды периода навигации, зимней межени, осеннего ледообразования определяется по формуле (13). По формуле (15)

вычисляется допустимая погрешность прогноза характерных уровней весенних ледовых явлений, составляемого до начала весенней прибыви воды, по формуле (13) - во время развития половодья.

За допустимую погрешность прогноза средних, минимальных и максимальных уровней (расходов) воды на календарные периоды принимается меньшее из значений - $0,674 \sigma$ или $0,674 \sigma$. Изменение уровней (расходов) воды определяется как разность между начальным средним уровнем (расходом) воды и характерным уровнем (расходом) воды периода, на который дается прогноз. Начальный расход определяется в зависимости от даты выпуска прогноза. Если прогноз составляется в первый день расчетного календарного периода, то за начальный расход принимается средний расход за предшествующую декаду. В случае, когда прогноз составляется в середине или конце какой-либо из предшествующих декад, за начальный расход принимается средний расход за ту же декаду. Например, прогноз среднего (максимального или минимального) расхода на первую декаду августа или на август составляется 16 июля. Тогда за начальный расход принимается средний расход за вторую декаду июля. Если же прогноз составляется в начале какой-либо из декад, то за начальный расход принимается средний расход за предшествующую декаду.

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

Заблаговременность долгосрочных прогнозов водного и ледового режимов определяется по разности между датами выпуска прогноза и окончания или наступления прогнозируемого явления.

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

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

1) если прогноз составляется раньше даты наступления прогнозируемого явления, то допустимая погрешность определяется по выражению (15); при

этом используется среднее квадратическое отклонение дат наступления явления от среднего многолетнего;

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

Таким образом, допустимая погрешность

$$\delta_{\text{доп}} = f\left(\sigma; \frac{A_c}{A_M}\right), \quad (17)$$

где σ – среднее квадратическое отклонение от нормы, а $\frac{A_c}{A_M}$ – отношение сокращенной амплитуды к многолетней. Допустимая погрешность берется из таблицы 1 Наставления [39].

Прогнозы времени наступления ледовых явлений выпускаются для пункта и участка реки, озера или водохранилища. В последнем случае прогнозируется отдельно дата начала явления и дата его распространения на весь участок.

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

Таблица 1. Допустимые погрешности краткосрочных прогнозов

<i>Заблаговременность, сут.</i>	<i>1-3</i>	<i>4-5</i>	<i>6-9</i>	<i>10-13</i>	<i>14-15</i>
<i>Допустимая погрешность, сут.</i>	<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>	<i>5</i>

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

Таблица 2. Допустимые погрешности прогноза толщины льда

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

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

Постоянное значение допустимой погрешности приводит к тому, что оправдавшиеся прогнозы имеют разную точность. При малых значениях предсказываемого стока (расхода, объема и т.п.) допустимая погрешность может даже превышать это значение.

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

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - y'_i)^2}{n-m}} \quad (18)$$

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

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

Методика прогнозирования считается приемлемой, если обеспеченность допустимой погрешности проверочных прогнозов не менее чем на 10 % превышает обеспеченность вероятного отклонения от нормы. Учитывая, что

погрешности определения S и σ зависят также и от числа членов ряда n , установлены следующие условия применимости методик прогнозирования:

$$\begin{aligned} \text{При } n \leq 15 & \quad S/\sigma \leq 0,70 \\ \text{При } 15 < n < 25 & \quad S/\sigma \leq 0,75 \\ \text{При } n \geq 25 & \quad S/\sigma \leq 0,80 \end{aligned}$$

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

$$\rho = \sqrt{1 - \left(\frac{S}{\sigma}\right)^2} \quad (19)$$

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

Качество методики устанавливается по величине S/σ или ρ (таблица 3).

Таблица 3 Показатели качества методики при $n \geq 25$

Категория качества методики	S/σ	ρ	Обеспеченность допустимой погрешности прогноза, %
Хорошая	$\leq 0,5$	$\geq 0,87$	≥ 82
Удовлетворительная	0,5-0,80	0,86-0,60	81-60

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

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

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

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

в) методики, не имеющие фиксированной даты составления прогноза, оцениваются по средней квадратической погрешности проверочных прогнозов в зависимости от допустимой погрешности данного метода (таблица 4).

Таблица 4 Показатели качества методики прогноза дат

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

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

Оценка точности может не совпадать с оценкой тесноты связи через коэффициент корреляции. Например, связь между соответственными уровнями

двух постов реки может характеризоваться высоким коэффициентом корреляции, а отношение S/σ_{Δ} близко к единице.

В этом случае методика не дает выигрыш, а по сравнению с прогнозом по среднему изменению уровня на нижнем посту за период заблаговременности прогноза.

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

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

Глава 3 Расчет ежедневных снегозапасов

3.1 Определение устойчивого перехода температуры через 0°C к отрицательным значениям

Даты устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через различные градации (-5°C , 0°C , $+5^{\circ}\text{C}$, $+10^{\circ}\text{C}$ и т.п.) относятся к характеристикам погоды, указывающим на климатические особенности конкретного года.

Важной характеристикой зимнего периода является число дней с температурой, равной или ниже заданного предела. Эта информация является косвенной характеристикой продолжительности периодов с определенными температурами воздуха. Число дней за время от даты перехода температуры через 0°C осенью до даты устойчивого перехода температуры через 0°C весной определяют продолжительность холодного периода года.

«Существуют различные способы оценки даты устойчивого перехода температуры через 0°C .» [9].

Дату перехода температуры через определенные пределы устанавливают по результатам ежедневных или средних декадных метеорологических наблюдений. Устойчивой датой перехода температуры через определённые пределы считается дата, после которой не наблюдается возврата температуры ниже искомой.

За дату устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C осенью принимается первый день периода, сумма отрицательных отклонений которого превышает сумму положительных отклонений среднесуточной температуры воздуха через данный уровень.

При графическом способе определения даты перехода температуры через определенные пределы строится график хода средней декадной температуры за

анализируемый период. При этом принимается во внимание, что уровень декадной температуры отражает значение этого показателя, приходящегося на середину декады: 5, 15, и 25 числа месяца.

Затем на вертикальной оси находят значение температуры, переход через которую необходимо определить, в нашем случае 0°C , и от нее проводят горизонтальную прямую до пересечения с линией хода средней декадной температуры. Проекция точки пересечения на горизонтальную ось и дает возможность установить искомую дату. Например, дата устойчивого перехода температуры через 0°C градусов произошла в третьей декаде ноября (рисунок 3.1).

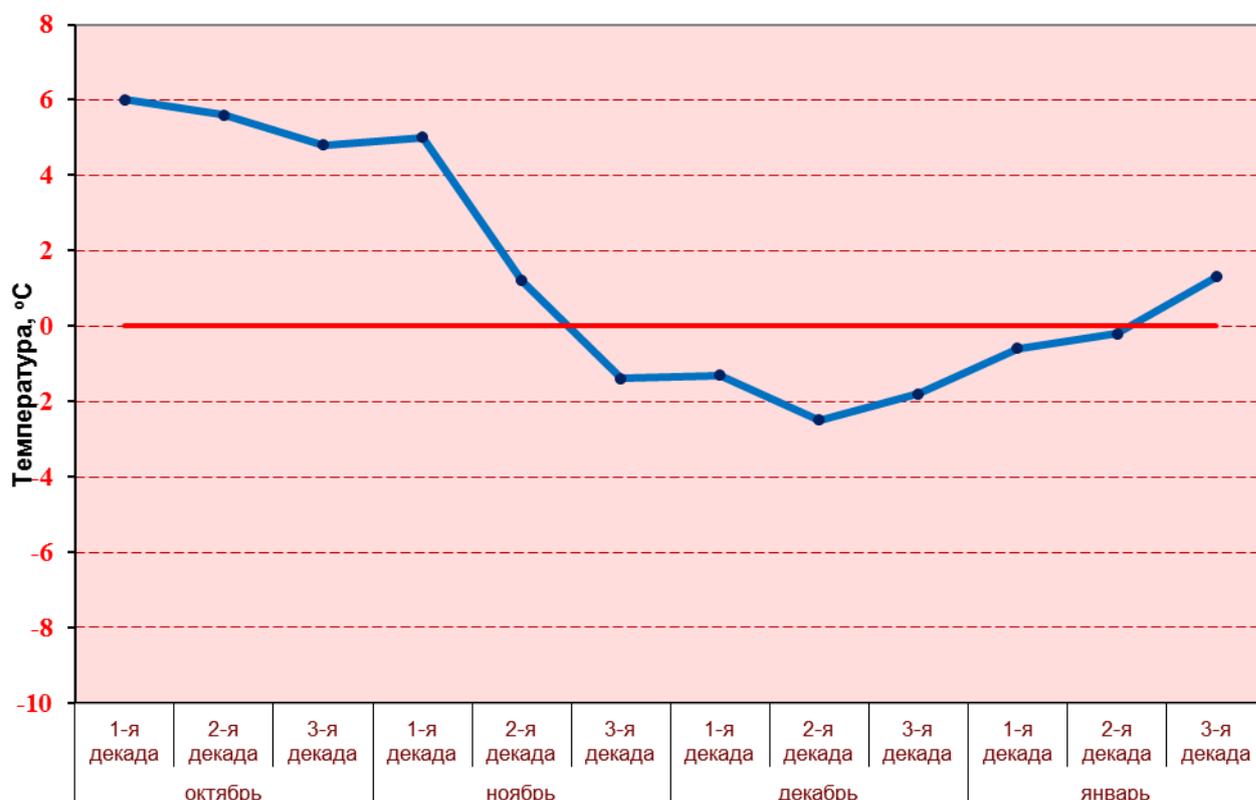


Рисунок 3.1 - «Кривая хода температуры» для графического определения даты

3.2. Результаты моделирования накопления снеготазпасов

устойчивого перехода температуры через определенные значения

Таблица 5. Результаты моделирования накопления снеготазпасов

№	№ ст	Станция	число сравнен ий	S/σ для SWE	S/σ для расчета	kf =	kt =
56	23256	Тазовское	135	1,75	0,91	0,39	5,18
57	23274	Игарка	200	0,74	1,05	1,43	1,44
60	23330	Салехард	213	1,92	0,65	0,88	4,83
82	23933	Ханты-Мансийск	185	0,92	0,68	0,74	1,30
83	23955	Александровское	134	0,93	0,34	0,98	1,77
84	23966	Ванжиль-Кынак	177	1,00	1,15	0,73	1,07
93	24507	Тура	170	0,98	0,39	1,11	1,85
95	24606	Кислокан	164	1,30	0,63	1,02	1,26
100	24671	Томпо	175	0,88	0,63	1,02	2,77
101	24688	Оймякон	212	2,09	0,45	0,88	32,29
102	24713	Наканно	181	1,94	0,40	1,18	1,41
104	24738	Сунтар	187	0,98	0,29	1,07	1,95
110	24908	Ванавара	170	1,12	0,35	0,79	1,73
112	24923	Ленск	182	0,78	0,25	1,09	1,56
113	24944	Олекминск	214	1,10	0,31	0,80	1,50
115	24959	Якутск	158	1,55	0,38	0,86	1,75
117	24966	Усть-Мая	161	1,23	0,31	1,00	2,43
118	25138	Островное	121	0,97	0,96	1,16	0,08
122	25428	Омолон	125	0,87	1,15	0,94	2,28
125	25563	Анадырь	110	2,04	1,02	0,25	0,02
126	25705	Среднекан	159	1,05	0,31	0,93	2,42
300	29605	Татарск	160	0,77	0,31	0,94	5,03
301	29612	Барабинск	125	0,50	0,46	1,08	8,23
308	29638	Огурцово	164	0,53	0,26	1,16	5,00
320	29752	Ненастная	189	2,03	0,42	0,87	3,23
330	29838	Барнаул	160	0,64	0,31	0,89	3,62
332	29849	Кузедеево	199	1,07	0,71	0,94	5,03

По результатам моделирования минимальное отношение S/σ , для спутниковых данных, составило 0,50, для расчетных – 0,25. Максимальное отношение S/σ для спутниковых данных – 2,09, для расчетных – 1,15.

В результате расчетов получили следующие значения коэффициентов потерь (k_f) и температур (k_t):

- минимальное значение $k_f=0.25; k_t=0.02$;
- максимальное значение $k_f=1.43; k_t=32.3$.

Частота повторений для спутниковых данных представлена в таблице 6

Таблица 6. Частота повторений для спутниковых данных

S/σ для SWE	0,35	0,50	0,82	1,14	1,45	1,77	2,09	2,25
частота повторений	0	1	5	12	2	2	5	0

Частота повторений для расчетных данных представлена в таблице 7

Таблица 6. Частота повторений для расчетных данных

S/σ для расчета	0,16	0,25	0,43	0,61	0,79	0,97	1,15	1,24
частота повторений	0	1	14	2	5	2	4	0

Данные таблиц совмещены на рисунке 3.2.

3.3. Результаты сравнения спутниковых данных с данными маршрутных снегосъемок

Погрешность сравнения спутниковых данных оценивалась путем их сравнения с данными наземных наблюдений метеорологических станций и рассматривалась для сезонных и межгодовых изменений снегозапасов. Основная ошибка в сезонном и многолетнем ходе связана с оттепелями, частота которых увеличивается к весеннему периоду –разница восстановленных и

фактических суточных значений может достигать 100% как следствие появления в снежной толще жидкой воды и последующего ее преобразование в ледяную корку. Как показали расчеты, причиной несоответствия восстановленных и фактических данных являются также и погрешности осреднения данных наземных снегосъемок: использование данных более частых пентадных снегосъемок вместо ежедекадных и увеличение количества метеостанций на исследуемую территорию позволяет в некоторых случаях снизить величину ошибки. Рассмотрены связи восстановленных и фактических снегозапасов для открытых и закрытых (залесенных) участков – связь спутниковых и наземных данных на открытых участках более заметна. Таким образом, в данном случае оценена зависимость погрешностей как от приземной температуры воздуха, так и от характера растительности

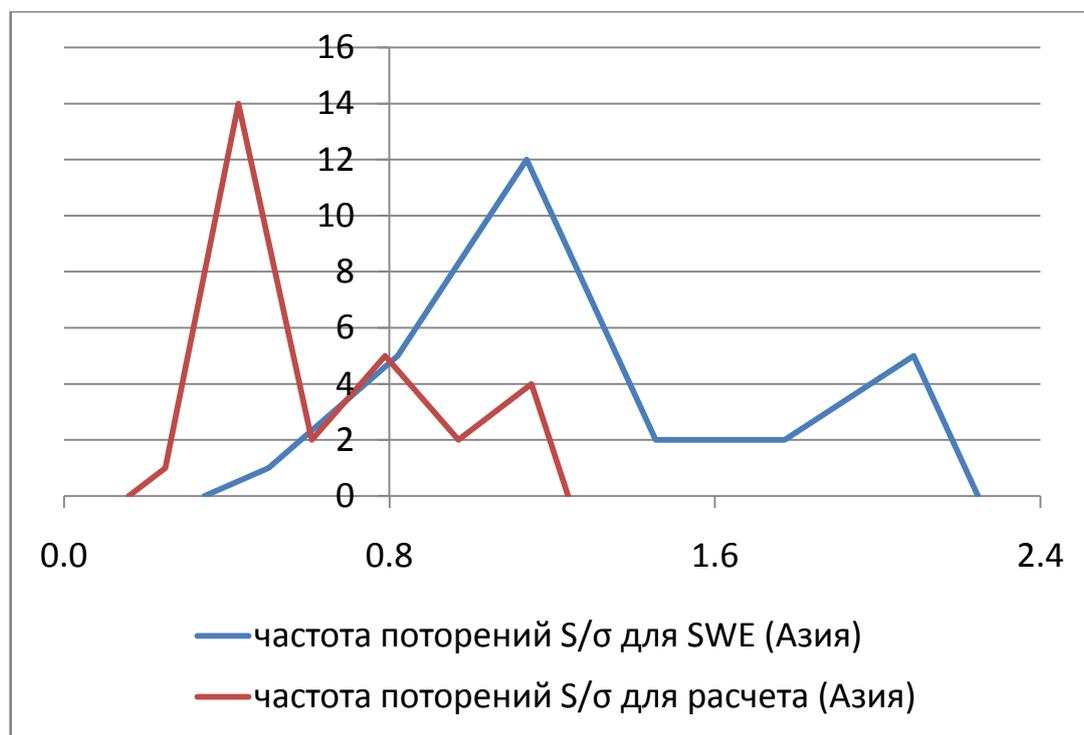


Рисунок 3.2. Частота повторений S/σ

Выводы

В ходе выполнения работы для Азиатской части России была

1) создана база данных за 15 лет (с 2000 по 2015 гг.), состоящая из

- ежедневных осадков и температуры, по которым (по модели формирования снеготопливных запасов) рассчитаны ежедневные данные за "холодный период" (зимний);

- материалов снегомерных съемок (запас воды в снеге общий в мм) в среднем 170 съемок за 16-летний период;

- данные спутникового зондирования (SWE - водный эквивалент снега) более 3200 значений за 16-летний период (около 200 в год);

2) рассчитаны оптимальные значения параметров модели за 16-летний период (k_t - коэффициент потерь, k_t - температурный коэффициент), которые (по соотношению S/σ меньше 0.8) имеют прогностические свойства для большинства станций (79 %);

3) выполнено сравнение данных снеготопливных съемок со спутниковой информацией по тому же соотношению - для большинства станций (74 %) соотношение S/σ больше 0.8.

Все основные задачи, поставленные в задании к выпускной квалификационной работе, были успешно выполнены.

Литература

1. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. Л.: Гидрометеиздат, 1974, -419 с.
2. Бережных Т.В., Резников А.П. Фоновое прогнозирование речного стока на основе его пространственно-временных закономерностей. - География и природные ресурсы, 1996, № 4, с. 17-24.
3. Боровикова Л.Н. и др. Статистические методы прогноза стока горных рек. - Труды САРНИГМИ, 1977, вып. 51 (132). - 86 с.
4. Бураков Д.А., Авдеева Ю.В. Технология оперативных прогнозов ежедневных расходов (уровней) воды на основе спутниковой информации о заснеженности (на примере р. Нижней Тунгуски). - Метеорология и гидрология, 1996, № 10, с. 75-87.
5. Гайдукова Е.В., Хаустов В.А., Дехтярев А.А., Голованова Е.Ю., Куасси М. Оценка долгосрочных изменений вероятностных характеристик максимального стока // // ученые записки рггму. – 2013, №16. – с. 60-64.
6. Георгиевский Ю.М., Шаночкин С.В. Гидрологические прогнозы // РГГМУ. – 2007. – С. 435с
7. Игловская Н.В., Нарожный Ю.К. //Определение снегозапасов Алтая с использованием спутниковой информации // Науки о Земле - 2010, № 334 – Томск. 160-165.
8. Земцов А.А., Мизеров Б.В., Николаев В.А. и др. Рельеф Западно – Сибирской равнины Новосибирск: Наука. Сиб.отд-ние, 1988. 192с.
9. Карлин Л.Н., Ефимова Ю.В., Никифоров А.В. Некоторые климатические характеристики Санкт-Петербурга в эпоху глобального потепления // Ученые записки РГГМУ. – 2005, № 1. – С. 22–29.
10. Коваленко В.В. Моделирование гидрологических процессов. - СПб.: Гидрометеиздат, 1993. - 256 с.

- 11.Коваленко В.В., Викторова Н.В., Гайдукова Е.В. Моделирование гидрологических процессов: учеб. -изд. 2-е, испр. и доп. -СПб.: изд. РГГМУ, 2006. -559 с.
- 12.Кузьмин П.П. Процесс таяния снежного покрова // Гидрометеоздат – 1961. – Л. 344с
- 13.Ларин С.И. Физико-географические условия формирования качества поверхностных вод западнойсибири //Вестник Тюменского государственного университета - 2011,№ 12 – Тюмень. 70-77.
- 14.http://tapemark.narod.ru/geograf/2_1.html