

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего
профессионального образования
«Санкт-Петербургский государственный университет»
Институт наук о Земле

ПАРФЕНОВ Евгений Александрович

Выпускная квалификационная работа

РАСЧЕТ СТОКА МАЛЫХ РЕК НА ПРИМЕРЕ Р. ОСУГА

Основная образовательная программа магистратуры
«Гидросфера и атмосфера: моделирование и прогноз»
по направлению «Гидрометеорология»

Научный руководитель:

канд. геогр. наук, доц. ПРЯХИНА

Галина Валентиновна

Научный консультант: канд. геогр. наук,

ВИНОГРАДОВА Татьяна

Александровна

Рецензент: д-р тех. наук ВИНОГРАДОВ

Алексей Юрьевич

Санкт-Петербург

2022

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. МЕТОДЫ РАСЧЕТА РЕЧНОГО СТОКА	4
1.1 Модель “Гидрограф”	4
1.2 Модель с сосредоточенными параметрами	17
ГЛАВА 2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ ...	42
2.1 Геологическое строение территории	43
2.2 Климат территории.....	46
2.3 Поверхностные воды.....	49
2.4 Почвы.....	51
2.5 Растительный покров	54
ГЛАВА 3. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ПОДГОТОВКА ДАННЫХ К МОДЕЛИРОВАНИЮ	54
3.1 Рельеф водосбора	54
3.2 Метеорологические данные.....	55
3.3 Репрезентативные точки	58
3.4 Выделение стокоформирующих комплексов	61
ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ.....	65
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	72
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ.....	74

ВВЕДЕНИЕ

На протяжении XX и XXI веков наблюдается устойчивая тенденция увеличения использования ресурсов пресных вод. Речной сток и его характеристики являются основными факторами обеспеченности ресурсами пресных вод, соответственно, с каждым годом все большую актуальность приобретает прогнозирование речного стока и моделирование его различных характеристик, для обеспечения актуальной и достоверной информацией потребителей в различных практических и научных сферах.

Целью данной работы является расчет стока р.Осуга при помощи детерминированной модели годового гидрографа стока с распределенными параметрами «Гидрограф» и модели с сосредоточенными параметрами.

Методологической основой дипломной работы являются:

- Динамическая водно-балансовая модель формирования стока с распределенными параметрами «Гидрограф» (Ю.Б Виноградов, ГГИ), описывающая процессы формирования стока в бассейнах с различными физико-географическими характеристиками.

- Модель с сосредоточенными параметрами.

Применение численного моделирование на интересующих объектах, позволяет получить информацию, необходимую для решения прикладных и научных задач. Развитие возможностей вычислительных комплексов, технических возможностей приборов получения и передачи гидрометеорологической информации позволяет проводить с любым расчетным шагом по времени и пространству. В данной работе информационная база для моделирования формировалась на основе данных полученных с развернутой для данной работы гидрометеорологической станции и архивных данных.

Для достижения цели были поставлены следующие задачи:

- Создание информационной базы для моделирования.
- Определение характеристик моделируемых объектов.
- Оценка, систематизация и назначение параметров математической модели на моделируемых водосборах.

- Моделирования стока на р.Осуга.

- Анализ результатов моделирования и оценка эффективности использования гидрологических моделей.

ГЛАВА 1. МЕТОДЫ РАСЧЕТА РЕЧНОГО СТОКА

1.1 Модель “Гидрограф”

Большое внимание уделено непрерывному усовершенствованию математической Моделирующей Гидрологической Системы (МГС), различные версии которой были известны под названием «Гидрограф» [37]. Модель формирования стока сложная физически обоснованная универсальная система с распределенными входом, характеристиками и параметрами. Концепции, положенные в основу моделирующей системы, некоторые ее алгоритмы и особенности достаточно подробно изложены в [5].

В работах [37,38] проведено значительное усовершенствование модели, например, ликвидации ряда недостатков в алгоритмах и программе, систематизации параметров, упрощение интерфейса и работы с входными данными.

Сущностное и алгоритмическое содержание МГС сильно отличается от многих других известных моделей с распределенными параметрами.

Главные примеры специфики МГС приведены ниже. В модели не проводится большого объема неоправданных вычислений, которые сильно нагружают вычислительную систему и осложняют процесс вычисления, но при этом не увеличивают точность результата, сопоставимо со своим объемом. Для многих аналогичных моделей такие вычисления обычно составляют большую долю компьютерного времени. Имеются в виду некоторые ошибочные представления об адекватности трактовки уравнений движения воды в бассейне действительным природным процессам [36].

Модель "Гидрограф" - это детерминированная модель годового гидрографа стока с распределенными параметрами, описывающую процессы формирования стока в бассейнах с различными физико-географическими характеристиками.

В модели рассматриваемый бассейн представляет собой не набор поверхностей, по которым сплошным слоем или струйками осуществляется стекание воды, а систему стоковых элементов. Стоковые элементы - ограниченные микроводоразделами участки поверхностных или подземных водосборов, обращенные своей открытой "водосливной" частью к склоновой нерусловой или подземной дренажной сети. Размеры поверхностных стоковых элементов изменяются в обратной зависимости от уклона от 10^{-2} до 10^4 м², подземные стоковые элементы принимаются крупнее поверхностных. Отток из стокового элемента нелинейно связан с объемом воды, аккумулируемой его ёмкостью. Стоковые элементы не являются удобной для расчетов идеализацией, а определяются естественными природными образованиями.

Множество поверхностных и разноуровневых подземных стоковых элементов составляют речной бассейн или какую-то часть его территории. [5]

Так же важным является учет влияния уклона не только на поверхностный и подземный сток, но и на многие гидрометеорологические процессы. Помимо непосредственного влияния угла наклона поверхности на приход прямой солнечной радиации, уклон оказывает значительное влияние на динамику тепла и влаги, которое необходимо учитывать. Уклон поверхности влияет на процесс влагообмена и теплообмена склона с атмосферой, а именно, величины испарения и прихода в почву тепловой энергии. Следует также иметь в виду, что уже при любом углу наклона отличному от нуля, обычно используемые системы координат для описания потоков тепла и влаги, не совпадают и нуждаются в корректировке, что должно быть принято во внимание, для получения достоверных результатов. [35].

Модель ориентирована на простейшую, наиболее распространенную и доступную сетевую метеорологическую информацию:

1. Температура воздуха
2. Дефицит влажности воздуха
3. Слой осадков и продолжительность жидких осадков

Но возможно применение большего количества информации, в зависимости от поставленной задачи, что повышает эффективность модели. К такой информации относится использование эффективных температуры и дефицита влажности, отличающихся от обычных дополнительным слагаемым, пропорциональным рассчитанному для данных широты, высоты, уклона и ориентации приходу прямой солнечной радиации. Очень важным является назначение входных величин метеорологических элементов в репрезентативных точках, которое осуществляется для температуры с учетом климатических высотных градиентов, а для осадков в результате интерполяции не самих величин непосредственно, а таковых по отношению к годовой сумме, оцениваемой независимо.

Расчетный интервал модели составляет сутки или менее, модель представляет собой следующую систему блоков, участвующих в процессе формирования стока:

- формирование и стаивание снежного покрова;
- суммарное испарение;
- инфильтрация и формирование поверхностного стока;
- динамика почвенных вод и формирование почвенного стока;
- динамика тепловой энергии и фазовые переходы в почве;

- формирование подземного стока;
- дорусловая и русловая трансформация стока;
- сток в замыкающем створе.

В общем виде блок-схема модели "Гидрограф" представлена на рис. 1.

Распределение параметров модели происходит в горизонтальном (по поверхности почвы) и в вертикальном (по глубине почвы). Упорядоченная система репрезентативных точек (РТ) произвольно совмещается с картой речного бассейна. Метеорологическая информация или интерполируется в расчетные точки (Интерполяционная модель погоды), или генерируется по соответствующим алгоритмам в имитационном режиме (Стохастическая модель погоды).

Все расчеты для каждой РТ могут повторяться в нескольких вариантах в соответствии с пространственной неоднородностью запаса воды в снежном покрове на склоне, что отвечает вариативности снежного ландшафта.

По глубине почва делится на десять расчетных слоев (РСЛ), мощности слоев задаются произвольно, но обычно принимается одинаковыми и равными 10 сантиметров.

Выход модели - непрерывный гидрограф стока в замыкающем створе в течение необходимого периода моделирования. Так же вычисляются такие переменные состояния модельной системы, как температура и влажность почвы, температура воздуха, запас воды и плотность снежного покрова для любой РТ.

Расчетный интервал времени может быть любым в зависимости от поставленной задачи, но практически удобно принять его или равным одним суткам, для получения наглядных и информативных данных.

В алгоритме модели присутствуют различные числовые коэффициенты. Среди них различаются константы (плотности, удельные массовые теплоемкости, коэффициенты теплопроводности воды и льда и т.п.), условные константы, характеристики бассейна (длины, площади, уклоны), характеристики ландшафтов (толщина мохово-лишайникового покрова, органогенных слоев и т.д.), параметры ландшафтов (плотность, удельная массовая теплоемкость, коэффициент теплопроводности почвенных частиц; пористость, максимальная водоудерживающая способность и коэффициент фильтрации РСЛ: ёмкость перехвата растительного покрова; параметры испаряемости; фенологические даты; параметры трансформации стока, овражность и т. п.).

Задачи, решаемые с помощью МГС «Гидрограф»

- Моделирование гидрографов стока в замыкающих створах речных бассейнов разных размеров по интерполированным данным об осадках, температуре и дефиците влажности воздуха, полученным по сети метеорологических станций.
- Моделирование влажности почвы по избранным точкам на изучаемой территории по наблюдаемым метеорологическим данным.
- Моделирование температуры почвы по избранным точкам на изучаемой территории по наблюдаемым метеорологическим данным
- Глубины протаивания и промерзания почвы.

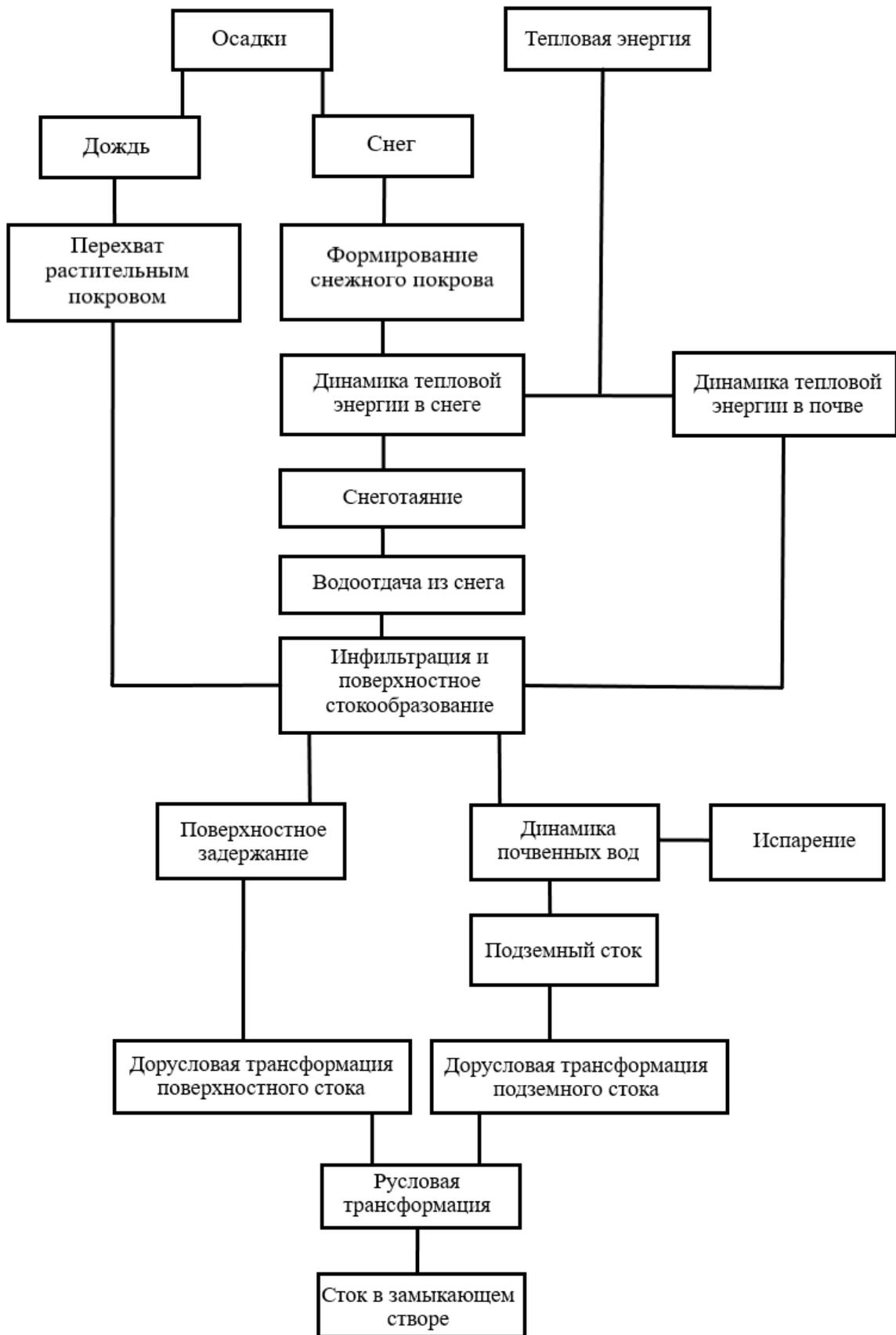


Рис. 1. Блок-схема динамической модели “Гидрограф”

Репрезентативные точки и стокоформирующие комплексы

Оценке параметров расчетного бассейна предшествует выделение на территории водосбора однородных по типу формирования стока областей - стокоформирующих комплексов и назначение репрезентативных точек путем наложения на площадь бассейна гексагональной сеткой с ячейками равной площади, узлы которой являются репрезентативными точками.

Количество РТ определяется формулой:

$$n = kF^{0.4}(1),$$

где F (площадь бассейна) измеряется в км², [6]. Значение k в зависимости от важности задачи, сложности объекта, пестроты ландшафтов, наличия информации, особенно метеорологической, может колебаться от 0,5 до 1,5.

СФК – часть территории речного бассейна, условно однородная в гидрологическом, гипсометрическом, геоморфологическом, геологическом, почвенном, геоботаническом и экологическом отношениях. Процесс формирования стока в каждом СФК принимается одинаковым, а его количественные характеристики осредняются. При выделении СФК используются почвенные, растительные и ландшафтные карты и на их основе выделяются однородные зоны, также на формирование комплексов влияет экспозиция склона.

Параметры репрезентативных точек

Климатические параметры

1. Годовая сумма осадков. Задается в миллиметрах. Для уточнения интерполируемых осадков из метеорологических станций в РТ учитывается их изменение по территории бассейна. Для этого каждой РТ присваивается среднемноголетнее количество осадков. Среднемноголетнее количество осадков определяется несколькими способами: по связи количества осадков с высотой местности, по климатологическим данным, по картам изогий, в зависимости от того какие из указанных источников доступны для изучаемого бассейна. Если назначенное на РТ среднемноголетнее количество осадков равно среднемноголетнему количеству осадков на метеостанции, откуда интерполируется метеорологическая информация, то ежедневные суммы осадков корректироваться не будут. В противном случае, если среднемноголетнее количество осадков на РТ отличается от количества на метеостанции, интерполируемая сумма осадков за день будет умножаться на отношение среднемноголетней суммы осадков на РТ к сумме осадков на метеостанции.

2. Способ расчета градиента температуры. Здесь необходимо выбрать один из возможных способов уточнения интерполируемой температуры воздуха. Из-за однородности рельефа данный градиент не задавался.

3. Среднегодовой дефицит влажности воздуха. Задается в миллибарах. Можно рассчитать автоматически в оболочке модели в зависимости от заданных на метеостанциях значений и интерполирующих коэффициентов.

4. Годовая прозрачность атмосферы на уровне моря. Безразмерная величина. Зависит от содержания в воздухе водяного пара и примесей. Изменяется от в пределах от 0 до 1, но чаще всего лежит в диапазоне 0,3-0,6.

5. Амплитуда прозрачности атмосферы характеризует, насколько отклоняется годовая прозрачность атмосферы на уровне моря от своего среднего значения в течение года. Изменяется от 0.05 до 0.2.

Интерполяционные коэффициенты

Интерполяционные коэффициенты (ИК) применяются для всех метеорологических величин, таких как: осадки, температура и влажность воздуха, температура и влажность почвы, солнечная радиация, облачность, потенциальное испарение. Для каждого метеорологического элемента для каждой РТ задаются метеостанции, информация которых будет использоваться для интерполяции в заданную РТ. Для осуществления интерполяции, задаются интерполяционные коэффициенты, учитывающие вклад метеостанции, количество коэффициентов определяется количеством метеостанций. Обычно используется три метеостанции и, соответственно, три интерполяционных коэффициента K_1 , K_2 и K_3 . Они рассчитываются по следующим формулам:

$$K_1 = D / (C + D) \quad (2),$$

$$K_2 = A / (A + B) * C / (C + D) \quad (3),$$

$$K_3 = C / (C + D) * B / (A + B) \quad (4),$$

где A , B , C , D - стороны треугольников

Интерполяционные коэффициенты могут быть рассчитаны автоматически в оболочке модели в зависимости от заданных условных координат. В таком случае необходимо, чтобы РТ находилась в пределах треугольника, образованного тремя используемыми метеостанциями. Если это невозможно, то используются две, в крайнем случае одна метеостанция. Сумма интерполяционных коэффициентов строго равна единице.

Параметры почвы

Параметры почвы задаются путем расчета синусоиды, аппроксимирующей годовой ход температуры почвы на выбранной глубине. Выбранная глубина должна располагаться ниже относительно самого глубокого расчетного слоя почвы (РСЛ). Эта температура используется в качестве граничного условия в расчете динамики тепла в почве.

Среднегодовое значение, первая амплитуда, первая фаза, вторая амплитуда, вторая фаза рассчитываются по среднемесячным значениям температуры почвы на выбранной глубине [6].

Параметры стокоформирующих комплексов

Параметры СФК заполняются с использованием всей доступной информации о речном бассейне – карт, описаний, фотографий, результатов экспериментальных и лабораторных исследований.

Параметры почвенно-растительного покрова СФК

1. Затененность поверхности почвы кронами деревьев, максимальное и минимальное значения. Задается в виде доли от единицы, безразмерная величина. Это доля площади СФК, недоступной для попадания прямых солнечных лучей. Эта величина зависит от сомкнутости и прозрачности крон, которая зависит от породы и возраста деревьев. Величина назначается на основе полевых измерений, по литературным данным, по экспертным оценкам. Максимальное значение параметра относится к периоду наибольшего развития листвы деревьев. Максимальное значение затененности дает сомкнутый еловый лес (1.0), минимальное значение (до 0.01) –отдельно стоящие мелколиственные деревья.

2. Емкость перехвата жидких осадков растительным покровом, максимальное и минимальное значения. Задается в миллиметрах. Это максимальная водоудерживающая способность растительного покрова, определяющая возможность всех ярусов растительности данного СФК задерживать слой дождевой влаги определенной мощности.

3. Альbedo ландшафта, свободного от снежного покрова, максимальное и минимальное значения. Доля от единицы, безразмерная величина. Определяет отражательную способность поверхности.

4. Коэффициент испаряемости, максимальное и минимальное значения, 10^{-8} (м/ГПа*с). Является коэффициентом пропорциональности в формуле для расчета испаряемости с поверхности почвы.

5. Коэффициент испарения из емкости перехвата при максимальном сезонном развитии растительного покрова, 10^{-8} (ГПа*с).

6. Параметр подвода тепловой энергии к поверхности почвы, размерность Вт/(м² град). Это нормированный коэффициент теплообмена для данного типа подстилающей поверхности. Меняется от 2.0 до 5.0 по мере роста густоты растительного покрова на поверхности почвы. При полном отсутствии данных параметр принимается равным 4.0.

7. Фенологические даты. Описывают сезонное развитие растительного покрова путем его аппроксимации трапецией и соответствуют следующим этапам развития растений:

- Первая дата – началу вегетации
- Вторая – началу максимальной фазы развития растительного покрова
- Третья – концу максимальной фазы развития растительного покрова
- Четвертая – концу вегетационного периода.

Среднемноголетние фенологические даты определяются по агрометеорологическим справочникам и специальной литературе, а затем осредняются по преобладающим видам растительности. Фенологические даты определяют рассчитываемые по заданным максимальным и минимальным значениям величины альбедо, емкости перехвата осадков, затененности поверхности и коэффициента испаряемости на каждый день года – параметров, связанных с сезонным развитием растительного покрова. [6]

Почвенные параметры СФК

Все перечисленные ниже параметры определяются для каждого РСП, то есть принимается во внимание изменение свойств почв по профилю. Верхний (первый) РСП соответствует напочвенному покрову.

1. Плотность твердой фазы почвы. Задается в $\text{кг}/\text{м}^3$. Удельный вес или удельная масса - отношение массы ее твердой фазы к массе воды в том же объеме при 4°C . Плотность твердой фазы почвы колеблется от 1500 до $3000 \text{ кг}/\text{м}^3$ и зависит от механического состава и содержания органического вещества.

2. Пористость. Доля от единицы, - это суммарный объем всех пор между частицами твердой фазы почвы. Пористость численно равна полной влагоемкости – наибольшему количеству влаги, которое может содержаться в почве при заполнении всех пор водой. Пористость ε , плотность твердой фазы ρ и объемная плотность γ почвы связаны следующим соотношением:

$$\varepsilon = 1 - \gamma/\rho \quad (5),$$

У развитых почв пористость обычно колеблется между 30 и 60 %. Наибольшая пористость 80—90% наблюдается в лесных подстилках, травяном войлоке, торфах.

3. Максимальная водоудерживающая способность (МВС), безразмерная величина, доля от единицы. Характеризует наибольшее количество капиллярно-подвешенной влаги, которое почва способна удержать после ее обильного увлажнения и свободного стекания избытка влаги. МВС почвы зависит, от ее механического состава,

химического состава и объемной плотности. В песках МВС равна 0.03—0.05%, в суглинистых и глинистых почвах 0.18—0.23, а в хорошо суглинистых почвах, обладающих развитой структурой, до 0.35—0.38. МВС органогенных горизонтов (торфа, напочвенного покрова) может достигать 0.8 – 0.9. При отсутствии измеренных значений МВС ее можно определять по рядам измеренной влажности почвы. Она соответствует уровню влажности почвы, который держится в течение некоторого времени после спада влажности после дождя или снеготаяния.

4. Коэффициент фильтрации, мм/мин. Определяет слой воды, фильтрующийся через горизонтальное сечение почвенной колонки за 1 минуту при насыщенной почве. Зависит от механического и минералогического состава, а также наличия крупных пор, трещин, каверн. Определяется путем отбора проб с последующим лабораторным исследованием, а также на основе любых других источников, при их наличии.

Рассчитывается по формуле Лаврова:

$$f = k \cdot (\varepsilon - u_M - u_{з.в.})^2 / u_M \quad (6),$$

где $k = 2.18$ мм/мин, ε - пористость, доля от единицы, u_M - максимальная водоудерживающая способность в долях от объема (отнесенная к толщине расчетного слоя почвы), $u_{з.в.}$ - доля заземленного воздуха, в среднем равная 0.04.

5. Удельная теплоемкость почвы, размерность Дж/(кг град). Количество тепловой энергии, затрачиваемой на нагрев одного килограмма почвы на один градус Цельсия. В данном случае рассматривается теплоемкость твердой фазы почвы без учета почвенной влаги и воздуха, влияние которых на тепловые свойства почвы учитывается непосредственно при расчете.

6. Удельная теплопроводность почвы (коэффициент теплопроводности), размерность Вт/(м град), - количество теплоты, проходящее за секунду через 1 м² изотермической поверхности при единичном температурном градиенте. Аналогично удельной теплоемкости, рассматривается теплопроводность твердой фазы почвы без учета почвенной влаги и воздуха, влияние которых на тепловые свойства почвы учитывается непосредственно при расчете.

7. Доля вклада в общее испарение, безразмерная величина, доля от единицы. Обычно уменьшается от первого РСР до нижнего. Доля вклада первого расчетного слоя почвы К1 меняется от 0.1 (глубокое проникновение корневой системы в почву) до 0.5 (при отсутствии растительности в песчаных почвах). Доля нижних слоев рассчитывается по следующей ориентировочной формуле:

$$K_i = K_1(1 - K_1)^{i-1} \quad (7),$$

При наличии данных о влажности почвы коэффициенты вклада подбираются по ним.

8. Температура почвы на глубине 1.6 метра. Эта температура используется в качестве граничного условия в расчете динамики тепла в почве. В зависимости от наличия доступной информации необходимо указать среднемноголетнее значение, две фазы и две амплитуды в одном месте.

9. Влажность завядания, мм, - предел свободно перемещающейся и испаряющейся влаги. При достижении влажности завядания, процессы испарения и переноса влаги принимаются остановившимися.

10. Толщина РСП, размерность метры. Рекомендуемая толщина РСП от 0.1 до 0.4 м. При необходимости РСП могут быть разной толщины, в зависимости от свойств подстилающей поверхности и почвы. В данной работе толщина РСП принята равной 0.1 метр.

11. Высота капиллярного поднятия.

12. Почвенные условные константы [6].

Параметры поверхности склона СФК

1. Коэффициент снегонакопления в оврагах, безразмерный. Задается максимальное и минимальное значения. Показывает отношение высоты снежного покрова в оврагах к таковой на окружающей местности. Такое различие объясняется пространственным перераспределением снега в результате ветрового переноса при наличии глубоких отрицательных форм мезорельефа.

Высота снега на окружающей овраги местности, после сноса части снега в овражно-балочную систему равна:

$$H_1^* = H^* / [m_1(m_2 - 1) + 1] \quad (8),$$

Высота снега в оврагах равна:

$$H_2^* = m_2 H_1^* \quad (9),$$

Где H^* - суточная сумма твердых осадков; m_1 – овражность (доля пораженной оврагами площади СФК) и m_2 – отношение высоты снежного покрова в оврагах к таковой на окружающей местности

2. Пространственный коэффициент вариации запасов воды в снежном покрове, безразмерный. Зависит от характера растительного покрова и может быть рассчитан по материалам снегосъемок, выполненных перед снеготаянием, по формуле:

$$V = \frac{\sigma}{\bar{x}} \quad (10),$$

Где \bar{x} - среднее значение запасов воды в снеге по результатам снегосъемки, мм; σ – среднеквадратическое отклонение, мм:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}; \quad (11)$$

Где n – количество точек измерений; x_i – значение запаса воды в снеге на i -той точке.

Коэффициенты вариаций, полученные по результатам снегосъемок перед снеготаянием в разные годы, осредняются.

3. Пространственный коэффициент вариации коэффициента фильтрации 1-ого РСП, безразмерный. Он показывает изменчивость инфильтрационных свойств поверхности почвы.

4. Максимальная лужистость, безразмерный, - доля площади, занятой лужами при максимальном их наполнении. Основным фактором лужистости является уклон местности (максимальное развитие луж наблюдается при уклоне близком к нулю). На местности (на типичных участках в пределах конкретных ландшафтов) оценки лужистости легко могут быть даны. Ненулевой лужистостью не может характеризоваться СФК, где есть овражность, так как предполагается, что на одном СФК не могут наблюдаться такие разнообразные орографические условия, как расчлененность овражной сетью и выравненность поверхности, необходимая для формирования луж.

5. Коэффициент кольматации дна луж, безразмерный, - показатель относительного снижения коэффициента фильтрации дна лужи в результате его заиления. Этот коэффициент условно можно принять в зависимости от механического состава почвы равным от 0.001 для глинистых до 0.01 для песчаных. Данный коэффициент задается только при наличии лужистости.

6. Максимальный слой поверхностного задержания, задается в миллиметрах. Численно равен объему воды в лужах при их максимальном наполнении, отнесенному к площади.

7. Гидравлический параметр системы поверхностных стоковых элементов, задается м³/с. При отсутствии специальных сведений принимается равным 1. Отклонение от показателя степени на единицу в одну или другую сторону допускается при аномальных значениях степени расчлененности поверхности склона микроручейковой сетью (10 при малой густоте микроручейковой сети, 0.1 при очень большой густоте).

8. Гидравлический параметр системы почвенных стоковых элементов, задается м³/с.

Параметры, относящиеся к эрозии и нерастворимому загрязнителю, в расчете формирования стока не участвуют. [[6]]

Параметры подземного питания

1. Выбор количества ярусов подземных вод (ЯПП)

Количество ярусов подземных вод перед проведением расчетов оценивается в зависимости от площади бассейна F [км²] по формуле:

$$N=2[\lg(F+10)+1] \quad (12),$$

2. Доля участия ярусов подземных вод в питании реки, безразмерная величина, доля от единицы. Этот параметр определяется на основе имеющейся информации о дренируемых подземных горизонтах, а также в зависимости от площади бассейна, наличие карста, многолетней мерзлоты, физико-механических свойств грунтов и других особенностей бассейна, влияющих на подземный сток.

3. Гидравлический параметр ярусов подземных вод, размерность м³/с. Обычно принимается равным 1. Отклонения от этого значения могут быть вызваны наличием карста или другими гидрогеологическими причинами, в данной работе таких факторов не наблюдалось. [6]

1.2 Модель с сосредоточенными параметрами

Описание теоретических основ и алгоритма расчета гидрографа

Ландшафтные параметры. Принципы выделения СФК

Решение задачи о формировании стока на отдельном водосборе начинается с выделения на его территории стокоформирующих комплексов (СФК) [8], соответствующих минимальной для рассматриваемого масштаба ландшафтной или лесохозяйственной единицы (фации-выдела). В качестве отдельных СФК выделяются основные типы подстилающей поверхности данной местности.

Климатические различия в рамках одной природной зоны определяются только уклонами и экспозицией склонов, т.е. особенностями рельефа. Перераспределение тепла и влаги предопределяет типы и бонитет растительности, которая характеризует только ей присущий почвенный слой. Между высотой местности, её рельефом с одной стороны, распределением лесных земель и растительности с другой, наблюдаются постоянные закономерные отношения. Поскольку орография связана с составом и возрастом горных пород, а характер, жизнь и распределение почв и растений – с климатом, то все важнейшие физико-географические элементы рассматриваемой территории находятся между собой в постоянной генетической связи [15].

Используя в качестве рабочего инструмента топографические и лесохозяйственные карты, аэро- и космофотоснимки, мы можем вычленить тот или иной тип подстилающей поверхности с соответствующей ему почвой. Считаем, что все почвенно-растительные параметры постоянны по площади СФК и меняются только на его границах.

Параметры растительного покрова

В число расчётных параметров, учитывающих влияние почвенно-растительного покрова, включены:

– максимальная ёмкость перехвата осадков элементами растительного покрова [мм слоя воды] – максимальная водоудерживающая способность растительного сообщества, определяющая потенциальную возможность всех ярусов растительности данного СФК задерживать некоторый слой дождевой влаги;

– максимальная и минимальная затенённость кронами [б/р] – доля площади СФК, недоступной для попадания прямых солнечных лучей, зависит от сомкнутости и прозрачности крон;

– фенологические даты; первая дата соответствует началу вегетации, вторая – концу вегетации, среднемноголетние фенологические даты определяются по

агрометеорологическим справочникам или специальной литературе, а затем осредняются по преобладающим видам растительности;

– альbedo подстилающей поверхности [б/р].

Перехват осадков растительностью

Непосредственное влияние на перераспределение осадков лес оказывает с момента попадания последних на поверхность растительности. Чем больше сомкнутость крон деревьев, тем большая часть дождя останется на ветках и листьях и испарится непосредственно с них. Густота леса зависит от его возраста, породы и количества деревьев на рассматриваемой площади, их высоты.

Зимние осадки также задерживаются ветками деревьев, однако в связи с малой величиной испарения в холодный период, эта часть осадков под действием ветра и оттепелей со временем оказывается на земле. Большее значение на снегонакопление в зимний период лес оказывает как снегозадерживающий элемент ландшафта.

Процентное соотношение перехваченной части к слою выпавших осадков даёт лишь качественную информацию о потерянной для последующего стока воды. Каждый конкретный паводок создается конкретным ливнем и нас, в первую очередь, интересует количественная составляющая часть этого ливня, оставшаяся на поверхности растительности и прямо с неё испарившаяся в атмосферу.

Известно, что небольшой дождь почти полностью остаётся на листьях, а с увеличением слоя осадков всё большая часть воды попадает в почву. При интенсивных и обложных дождях способность растительности задерживать осадки исчерпывается полностью. Поэтому основным параметром, характеризующим потенциальную способность определённого растительного сообщества задерживать часть осадков, является предельно возможная величина перехвата.

Зная её значение и слой конкретного дождя, мы можем рассчитать и его перехваченную часть.

Для расчёта перехвата части жидких осадков растительным покровом [8] предлагается следующая простая расчётная схема.

Пусть t – время, fp – ёмкость перехвата (полная водоудерживающая способность растительности); H_0 – слой осадков, мм/сут; h_p – текущее значение слоя влаги в ёмкости перехвата.

Тогда, считая текущее увлажнение поверхности перехвата (листьев, иголок и пр.) занимающим её некоторую часть, и принимая $k = \frac{h_p}{fp}$ – доля увлажнённой поверхности, имеем баланс влаги на этой поверхности:

$$\frac{\partial h_p}{\partial t} = Ho(1 - k) = Ho \left(1 - \frac{h_p}{fp}\right) \quad (13).$$

Интегрируя, получаем слой перехвата за сутки:

$$\Delta h_p = (fp - h_{p0}) \left(1 - e^{-\frac{Ho}{fp}}\right) \quad (14).$$

Параметры почвенного покрова

С гидрогеологической точки зрения наибольшее значение для формирования стока имеют следующие водно-физические свойства почв:

- ВЗ (мм) h_{B3} – влажность завядания, запас непродуктивной влаги – максимальное содержание в почве прочносвязанной плёночной воды, удерживаемой силами молекулярного притяжения на поверхности почвенных частиц. Соответствует величине полного физического иссушения.
- МВС (мм) h_M – максимальная водоудерживающая способность – максимальное количество влаги, которое может удерживаться почвой после стекания избытка влаги под действием гравитационной силы (идентична понятию НВ – наибольшей влагоёмкости).
- ПВ (мм) h_{MAX} – полная влагоёмкость – наибольшее количество влаги, которую может вместить почва, численно близка её пористости.

Вышеупомянутые величины задают пределы изменения содержания влаги, интересующей нас с точки зрения формирования стока. Её не может содержаться в почвенном горизонте больше, чем ПВ и меньше, чем ВЗ. После попадания в горизонт количества влаги, большей МВС, та её часть, которая превышает МВС, стекает под действием силы тяжести и в дальнейшем участвует в стоке [8]. Заметим, что численное значение содержания влаги в слое при таком определении зависит от мощности слоя.

Определение этих величин вызывает определённые трудности.

Пространственная изменчивость влажности почвы [16, 28], без учёта особенностей рельефа, для суглинков в зависимости от увлажнения колеблется от 10% при высоком увлажнении, до 20% при низком. Роде [28] справедливо оценивает причины пространственной изменчивости в микрорельефе, механическом составе, неоднородности растительного покрова и корневого проникновения в верхний слой, наличии в почве

трещин, щелей, ходов животных и т.п. Некоторые исследователи [28, стр. 33] для исключения такой неоднородности рекомендовали брать влажность почвы в одной повторности.

Большинство авторов склоняется к использованию при определении влажности «статистического» метода. Такой метод позволяет свести «местную» пространственную изменчивость к определённой погрешности. В резюме развернутого анализа данной проблемы, Роде [28, стр. 43] определяет эту погрешность в 10% определяемой величины, а Вершинина Л.К. и Леонова Н.Е. [4] оценивают разброс отклонений от среднего, больший 20 мм слоя влаги в метровом слое почвы, для полевых маршрутов в 4, а для лесных в 2,6 % случаев.

1. При многолетнем моделировании стока необходимо иметь в виду, что водно-физические свойства меняются не только в пространстве, но и во времени [7].

Процесс изменения водно-физических характеристик почв во времени происходит очень медленно, что затрудняет возможность его детального описания и прогнозирования. Американские авторы [25] считают, что влияние леса на изменение состава почвы происходит с периодом в 500 лет. Выявленные при этом в результате анализов влияние леса сказывается всего на глубину 15,2 см, что не соответствует данным [7].

В принципе, при многолетнем моделировании стока малых рек необходимо учитывать изменения водно-физических свойств верхнего горизонта почвы, связанное с зарастанием полей (при покрытии дёрном пахотных участков, ПВ уменьшается на 15-20%, при появлении леса – ПВ растёт на 25 и более %).

При моделировании годового гидрографа, для оценки величины МВС становится значимой и внутригодовая изменчивость содержания гумуса. Эти выводы подтверждаются исследованиями на территории Истринского гидрологического опорного пункта ВНИИЛМ [11].

Есть ещё один важный момент, обычно недоучитываемый при полевых исследованиях водно-физических характеристик почво-грунтов. Согласно данным Херсонского Э.С. [31], осреднённые по разрезам объёмные веса и водно-физические характеристики суглинистых почв с проникновением корневой системы до глубины 0,4 м, завышены на 5-20%.

Отдельной темой является динамика внутрпочвенной и грунтовой влаги. Некоторые соображения вызывают необходимость вводить дополнительные параметры, которые будут описаны ниже.

Испарение и транспирация

Испарение – переход воды из жидкого состояния в пар.

Транспирация – испарение влаги растительностью [2].

Под суммарным испарением [3, 30], иначе эвапотранспирацией [30], подразумевается физическое испарение с единичной площади плюс транспирация с растений, произрастающих на этой площади.

Физическая сущность испарения заключается в переходе жидкости с испаряющей поверхности в атмосферу. Оно происходит в результате теплового движения молекул жидкости, скорость которых значительно отклоняется от её среднего значения. Скорость движения молекул и, соответственно, их кинетическая энергия зависят от температуры. При этом испарение является эндотермическим процессом, то есть процессом, происходящим с поглощением тепла. Если к жидкости (содержащей влагу почве) не подводится соответствующее количество энергии (тепла) извне, то в результате испарения она охлаждается происходит охлаждение. Количество теплоты, поглощающейся при изотермическом процессе испарения, называется теплотой фазового перехода, или теплотой испарения. Эта теплота идёт на работу против сил либо поверхностного натяжения в случае водной поверхности (такое определение применимо и в случае капельного испарения), либо аналогичных по физической природе сил связывания в случае увлажнённой пористой поверхности; и на работу, связанную с увеличением объёма вещества при его переходе из жидкого в газообразное состояние, т. е. на работу против внешнего давления.

Скорость испарения, определяемая как количество пара, образующегося за единицу времени на единице поверхности жидкости, зависит и от режима испарения, в первую очередь от отвода образующихся паров.

Таким образом, основными факторами, определяющими величину испарения в естественных условиях, будут:

1. Наличие водных ресурсов, т.е. запаса влаги;
2. Приток тепла, обеспечивающий испарение и определяемый как потоком прямой и рассеянной солнечной радиации, так и теплообменом между атмосферой, подстилающей поверхностью и толщей грунтов. Последний вид теплообмена оказывается значительным при испарении в условиях интенсивного снеготаяния, при ещё промерзших грунтах, тепловой поток при этом расходуется на оттаивание последних. Более того, это взаимодействие (деятельный слой -почвогрунты) существенно сказывается не только на величине испарения во время весеннего паводка, но и может определённым образом влиять на его синхронность.

3. Процессы, приводящие к перемешиванию образующегося пара в атмосфере, в основном в вертикальном направлении. Действительно, при рассмотрении процесса испарения в естественных условиях, при определённом масштабе детализации, изменение условий испарения в пределах однородного природного стокообразующего комплекса (ландшафта) можно считать мало меняющимися и принимать только некоторые средние для этого СФК значения параметров среды (как деятельного слоя, так и приземного слоя атмосферы). С другой стороны, при переходе от одного типа ландшафта к другому, и особенно при переходе к открытой водной поверхности (озёра, водохранилища), для учёта такой неоднородности, можно ввести дополнительные факторы, например, длину ветрового разбега, параметр защищённости и пр.

Испаряемость

Испаряемость – потенциально возможное испарение с земной поверхности в условиях неограниченного её увлажнения.

Эффективная испаряемость – потенциально возможное испарение с поверхности при достаточном её увлажнении, определяемое преобладающими климатическими условиями.

В каком-то смысле испаряемость подобна величине испарения со свободной водной поверхности, поэтому для её определения напрашивается аналогичное выражение. М.И. Будыко в своей работе [3] ссылается на предложение П.С. Кузина, который использовал для определения испаряемости формулу:

$$E = ad \text{ (мм/мес) (15),}$$

где a — эмпирический коэффициент.

С.Ф. Федоров подобное построение справедливо приписывает Э.М. Ольдекопу (1911) [23].

Применительно к суточным расчётам испаряемости, на основании формулы Ольдекопа-Кузина, Ю.Б. Виноградов [8] предложил зависимость

$$E_0 = \kappa \Delta t d / \cos \alpha \text{ (16),}$$

где d – дефицит влажности воздуха, мб, за расчётный период времени Δt , сек; α – угол наклона площадки, градусы, κ – коэффициент испаряемости, м/(мб·с), в зависимости от типа испаряющей поверхности.

Закон Дальтона [34] устанавливает связь между скоростью испарения и дефицитом влажности; при учёте атмосферного давления зависимость принимает вид формулы Августа:

$$E = \kappa d f(u) / p \quad (17),$$

где κ — коэффициент пропорциональности, $f(u)$ - функция ветра, p — давление, Па .

Таким образом, испаряемость с единицы площади

$$E_0 = \kappa d f(u) \Delta t / (p \cos \alpha) \quad (18).$$

В рассматриваемом случае коэффициент пропорциональности κ складывается из нескольких коэффициентов, учитывающих, в частности, влияние высотной поясности, скорости ветра.

Атмосферное давление p учитывает высотную расположенность испаряющей поверхности.

Поправка на высоту испаряющей поверхности над уровнем моря вычисляется по высоте h , нормальному давлению на уровне моря P_0 и средней температуре воздуха t (принята для расчёта 10°C):

$$P = P_0 e^{-Mgh/RT} \quad (19)$$

где P_0 — давление Па на уровне моря [Па]; M — молярная масса сухого воздуха 0,029 [кг/моль]; g — ускорение свободного падения 9,81 [м/с²]; R — универсальная газовая постоянная 8,31 [Дж/моль К]; T — абсолютная температура воздуха [К], $T = t + 273^0$, где t — температура в °C; h — высота [м].

Учёт ветрового воздействия. Обычно функцию ветра выражают в виде $f(u) = A + Bu$ где u — скорость ветра м/с, A и B — эмпирические числовые коэффициенты.

Испарение

1. Как показывают многочисленные авторы [3, 4, 8] при влажности почвы не меньшей некоторой критической величины h^* величина испарения определяется внешними условиями и слабо зависит от изменения влажности. С другой стороны, если влажность почвы близка к ВЗ, испарение с её поверхности ничтожно мало.

Для большинства попыток описать процесс испарения характерно допущение, что испарение пропорционально потенциальному испарению и запасу влаги w , а именно:

$$E = E_0 \frac{w}{h^*} \quad (20).$$

Испарение со снежного покрова

Для расчёта испарения со снежного покрова использовалась эмпирическая формула Кузьмина [19].

В общем виде она имеет вид:

$$E_{\text{снег}} = (a + bu)(e_n - e) \quad (21),$$

где u – скорость ветра на высоте флюгера (м/с), e_n и e упругость водяного пара соответственно на поверхности снежного покрова и высоте метеобудки (мб), a и b – параметры, учитывающие влияние термической конвекции и ветра, определяются по данным наблюдений.

Для данного физико-географического районов предложены следующие значения параметров: $a = 0,18$; $b = 0,098$.

Влияние корневой системы

В лесостепной и широколиственной зонах на серых лесных, дерновых, каштановых почвах значительная часть корневой системы уходит в более глубокие слои. Таким образом, основным фактором в глубинном распределении корневой системы является влажность почвы. Наибольшее разрастание корневой системы растений наблюдается в хорошо аэрируемых, умеренно влажных почвах. В переувлажнённой почве корни распространяются мало. Это логично. Однако, мнение ботаников несколько отличается от предложенного в данной модели.

«Глубина залегания основной массы корней хотя и зависит от конкретных условий, является наследственно закрепленным признаком для каждого вида растений» [12].

«Наиболее богатые гумусом, структурные слои... наиболее богаты и корнями растений. Мы не всегда отдаем себе отчёт, в каких гигантских количествах корни «пьют» воду, а цифра весьма внушительна: для леса она равна почти 10 тысячам тонн на гектар» [13]. Последняя цитата может относиться только к тропическому лесу, поскольку на территории ЕТР приведенное авторами значение транспирации превышает норму осадков в два раза.

Вклад транспирационной доли испарения почвенных слоёв в нашем случае учитывается коэффициентом κ_3 0,05-0,7 [8]. Тогда испарение:

$$E = \kappa_3 E_0 \frac{h - h_{вз}}{0.8 h_M} (22).$$

Почвенная колонка

Для оценки параметров почвенной колонки, характеризующей отдельные СФК, можно использовать данные материалов полевых наблюдений, почвенных карт, литературных источников и т.д. Этими параметрами определяются физические и водно-физические свойства почвенного покрова.

Толщина расчётного слоя почвы (РСП) [м] не регламентируется, в сумме общая мощность всех расчётных слоёв почвы обычно составляет 1 м, но может быть и больше. В реализованной расчётной схеме 4 РСП по 0.25 м толщиной.

В число параметров включены:

- плотность почвенного вещества и горной породы,
- пористость,
- максимальная водоудерживающая способность,
- доля вклада расчётного слоя почвы в общее испарение,
- полная влагоёмкость,
- влажность завядания.

Удельный вес (UB) вещества почвы определяется в лабораторных условиях, кг/м^3 . При полевых изысканиях определяется объёмный вес (OB) слоёв почвы в естественном залегании, кг/м^3 . Пористость рассчитывается по формуле: $P=100(UB - OB)/UB$, в % объёма почвы, либо в долях единицы (за вычетом неподвижной влаги): $\varepsilon = 1 - \omega / \rho$, где ρ, ω – удельная и объёмная массы почвенных частиц.

Движение влаги под действием гравитационной силы, при влажности больше критической, в нижележащие слои, а также её разгрузка происходит со скоростью, регламентируемой коэффициентом фильтрации k_f , мм/с.

Предлагается рассчитывать его по модифицированной формуле С. А. Лаврова:

$$k_f = \frac{k_0(\Pi - 0,8h_M - 0,04)^2}{h_M} \quad (23),$$

где $k_0 = 3,63 \cdot 10^{-5}$ м/с = 2,18 мм/мин; 0,04 – доля заземлённого воздуха, Π – пористость слоя почвы, доли единицы; h_M – его максимальная водоудерживающая способность в расчёте на слой 100 мм, мм/100 мм [16].

Движение фронта увлажнения также лимитируется фильтрационной способностью вышележащих слоёв почвы. Однако влажность почвы позади фронта не может значительно отличаться от МВС.

Пространственная реализация

Основным условием для реализации описанного выше подхода является разработка модели трансформации внешних условий в сток – модель процесса формирования стока. В соответствии с принятой классификацией, предлагаемую модель можно отнести к концептуальным моделям с квазираспределёнными параметрами. Модель преобразует осадки, температуру и влажность воздуха в потенциальное суммарное испарение,

снеготаяние, и наконец, в сток. При этом водосбор разбивается на однородные участки, причём принцип разбиения имеет ландшафтную основу и основывается на представлении о природных стокоформирующих комплексах [8].

Интегральная формула для расчёта величины суточного притока в постоянную русловую сеть, с выделением зависимой от времени внутри суток компоненты, имеет следующий вид:

$$Q_{п0} = \sum_{сфк} A_{сфк} \int_0^{Z_{max}} \int_0^T Q_f(z, t) dt dz \quad (24),$$

где $A_{сфк}$ – площадь СФК, Z_{max} – максимальная расчётная глубина почвенной колонки, T – расчётный период, $Q_f(z, t)$ – поток в разгрузочную сеть с элементарного слоя почвенной колонки, на глубине z .

В рамках предлагаемого подхода существенна «горизонтальная» составляющая стока, зависящая от возможности отвода воды. Такую возможность предоставляют геометрические (канавки, ямки), и механические (песчаные, галечные микролинзы) неоднородности. Совокупность таких неоднородностей порождает возникновение и развитие стоковой сети, характеризуемой параметром β . Движение воды по микросети проходит с достаточно высокой скоростью, так что она в течение расчётного периода – суток – практически полностью попадает в русло основного водотока рассматриваемого участка. Исходя из этих соображений, можно избежать неопределённостей, связанных с определением времени руслового и особенно «склонового добегания». Правда, такое допущение накладывает ограничение на предельную площадь водосбора, на которую может распространяться действие предлагаемой методики. Принимая среднюю скорость течения воды в паводок по русловой сети лесной зоны в пределах 0,5-1,0 м/с, получим максимальную длину сети (от истоков микроручейков до замыкающего створа), которую вода за сутки сможет преодолеть, в 25–50 км.

Лимитирующим фактором при таком рассмотрении будет внутрипочвенный фильтрационный поток влаги, разгружающийся в ближайший элемент русловой сети. Такой поток возможен при влажности слоя, превышающей МВС, а движение влаги будет происходить при влажностях, меньших полного насыщения.

Поскольку приоритетным для движения влаги будет вертикальное направление, стоковое движение возможно за счёт разнородности слоёв почвы. Оно может реализоваться даже при малых уклонах склонов и неполном насыщении влагой всей толщи грунта, когда фронт смачивания ещё продвигается где-то ниже. Действительно, если порода

нижележащего слоя имеет соответствующие водно-физические свойства, то поток питания фронта смачивания в этом слое может оказаться значительно меньше интенсивности поступления в него влаги. Это приведёт как к росту влажности данного слоя, так и к тому, что вертикальная составляющая градиента давления уменьшится. Например, при отсутствии возможности бокового стока слой может наполниться до такой степени, что распределение влажности в нём примет инверсный относительно режима увлажнения характер, и даже всасывающее давление будет работать, как гидростатическое. В пределе произойдёт насыщение слоя, когда градиент давления будет определяться только потерями на сопротивление фильтрации. В таком случае происходит заболачивание. В любом случае, вследствие малости вертикальной компоненты градиента давления приобретает значение горизонтальная его составляющая, обусловленная как уклоном склонов, так и наличием дрен. Величина этой составляющей имеет порядок уклона. Используя подход предыдущей части, выразим элементарный поток на единицу длины:

$$q(z, t) = I_{\text{сфк}} k_f(z) \frac{h(z, t) - h_M(z)}{h_{\text{МАХ}}(z) - h_M(z)} \quad (25),$$

где k_f – коэффициент фильтрации элементарного слоя, мм/сут, z – вертикальная координата, м, $I_{\text{сфк}}$ – уклон склонов, %.

Данное выражение учитывает быстрое уменьшение горизонтальной составляющей градиента давления при уменьшении влажности, но носит частично эвристический характер. Более точное определение является одним из приоритетов дальнейшей работы.

Сток с СФК происходит через сложившуюся в процессе эрозии почв сеть разгрузки. Она включает в себя наблюдаемые постоянные и временные водотоки и ненаблюдаемую при заданном уровне генерализации временную стоковую микросеть. Последняя физически может быть выражена малыми формами поверхности (понижения и промоины, являющиеся малыми локальными водотоками – ручейками и микроручейками), дислокациями (нарушениями сплошности, включениями участков высокой водопроводности, в практическом смысле водотоков, за счёт аллювиально-делювиальных фрагментов, или, к примеру, развития карста) самого материала подстилающей поверхности. В этом случае такие дислокации обеспечивают дополнительную разгрузку накопленной влаги слоями почвогрунта внутри рассматриваемой колонки. При формализации описания процесса стока мы не детализируем физической основы такой сети. Однако её параметры могут быть закономерно изменены при выделении различных типологических кластеров в общем множестве формализованных описаний водосборов.

Основным предположением, является зависимость развития такой сети, выражаемая величиной условной мощности, от морфологических параметров водосбора.

$$\lambda_1 = \frac{l}{a} = \frac{\sum l_i}{\sum a_i} = k\lambda_{\text{сфк}} \quad (26),$$

где l – средняя длина первичного элемента микросети, a – средняя площадь зоны разгрузки в первичный элемент, $\lambda_{\text{сфк}}$ – густота наблюдаемой сети.

Переход от первичных элементов к наблюдаемым возможен, благодаря сродству топологии микро- и видимой сети. Подобные построения в том или ином виде встречаются у ряда отечественных и иностранных авторов [10, 21, 29, 32]. Таким образом, наблюдается прямая связь между величиной наблюдаемой густоты сети и мощностью микросети, так как они формируются в одинаковых условиях увлажнения подстилающей поверхности и отражают механизм стока эрозионного расчленения. С другой стороны, развитие микросети зависит и от преобладающего вертикального или горизонтального направления стока, т.е. конкретных особенностей формирования, поэтому для величины мощности используется применение простейшей факторизации вида:

$$\lambda_1 = \beta\lambda_{\text{сфк}}f(A_{\text{сфк}}) \quad (27),$$

где β – функциональный параметр, а выбор вида функции от площади обуславливается степенью генерализации водосбора, причём, поскольку площадь СФК определяется именно природным устройством, постольку параметры зависимости типизируются видом СФК. Такое предположение основано на самом факте существования подобного выделения ландшафтной единицы, как СФК, характеризующегося незначительной вариацией режима динамики влаги. Действительно, при росте площади водосбора будет уменьшаться картированная густота наблюдаемой сети $\lambda_{\text{сфк}}$, которую для относительного сохранения режима оттока необходимо компенсировать ростом соответствующей функции.

Морфологические особенности конкретного СФК также могут оказывать влияние на скрытые параметры процесса формирования стока, лишь в определённой мере находящие отражение в параметрах наблюдаемой стоковой сети. Более того, рассматривая динамику влаги почвенной колонки, сталкиваемся с уменьшением мощности сети, доступной для разгрузки из слоя, залегающего на определённой глубине. Но даже реки, имеющие постоянное грунтовое питание, получают его не равномерно через скрытую под поверхностью часть общей сети. Такое положение хорошо объясняет, как очаговый характер непосредственной разгрузки грунтовых вод в реки, так и определённые

несоответствия гидрогеологических расчётов фактическим, когда приходится искусственно завышать произведение фильтрационной способности слоя почвы на его мощность.

Определение длины сети разгрузки постоянного грунтового питания для решения задач гидрогеологии не учитывается в данной работе, однако в любом случае – эта величина не меньше, чем длина наблюдаемой сети. Но из-за наличия других рек, водоемов сток в водотоки данного водосбора прекращается на определённой глубине. Такая предельная глубина Z_{max} зависит от глубины вреза основного водотока, а длину разгрузочной сети равной нулю на этой глубине. С другой стороны, и развитие самой сети также связано с этой величиной. Таким образом, глубина вреза входит в число основных морфологических параметров водосбора.

Другими такими параметрами являются ширина поймы реки, «отвечающая» за поперечный профиль водосбора, длина и уклон склонов. Некоторые из них взаимосвязаны, но такие связи могут быть не выявлены за счёт недостаточной точности и полноты информации.

В рассматриваемой модели для величины густоты сети используется:

$$\lambda_1(z) = \beta(z)\lambda_{сфк}(A_{сфк})^p \quad (28)$$

Предельная глубина для рек с отсутствием постоянного грунтового питания равна глубине вреза:

$$Z_{max} = Z_{вреза} \quad (29),$$

а для рек с таким питанием, при наличии данных, устанавливаем глубину залегания водоупора грунтового водного горизонта. Иначе принимаем:

$$Z_{max} = Z_{вреза} + pI_{сфк}L_{склона} \quad (30)$$

Распределение густоты сети по вертикали зависит от вида СФК, но в данном случае принимается общее для всех нормальное распределение, удовлетворяющее условиям:

$$\beta(Z_{max}) = 0, \beta(0) = 1, \beta(z) = \frac{\exp\left\{-\alpha\frac{z^2}{Z_{max}^2}\right\} - \exp\{-\alpha\}}{1 - \exp\{-\alpha\}} \quad (31)$$

Здесь α – эмпирический параметр, а p – морфологический фактор, характеризующий возможное затухание сети с расстоянием от водотока. Параметр распределения также связан с морфологическим фактором, но этот вопрос до конца не изучен. По умолчанию принят $p = 1/2$.

Исходя из вышеперечисленного, поток в разгрузочную сеть с элементарного слоя почвенной колонки будет равен:

$$Q_f(z, t) = 2I_{\text{сфк}} k_f(z) \beta(z) \lambda_{\text{сфк}} (A_{\text{сфк}})^p \frac{h(z,t) - h_M(z)}{h_{\text{MAX}}(z) - h_M(z)} \quad (32),$$

а итоговый вид для формулы для расчёта величины суточного притока в постоянную русловую сеть будет:

$$Q_{\text{по}} = \sum_{\text{сфк}} 2I_{\text{сфк}} \lambda_{\text{сфк}} (A_{\text{сфк}})^{p+1} \int_0^{Z_{\text{max}}} k_f(z) \beta(z) \int_0^T \frac{h(z,t) - h_M(z)}{h_{\text{MAX}}(z) - h_M(z)} dt dz \quad (33)$$

В самом алгоритме модели применяется разбиение на физически обоснованные расчётные слои.

Расчетная схема

Расчет профиля температуры

Расчетная схема. Рассмотрим расчетный почвенный горизонт. Предположим, что он в течение времени dt сверху и снизу контактирует со средой, имеющей постоянную температуру. Тогда в общем случае удельный поток тепла Q , переносимый за расчетную единицу времени через толщу почвенного горизонта z пропорционален градиенту температуры:

$$\frac{dQ}{dt} = L \frac{dT}{dz} \quad [34] \quad (34),$$

где L – коэффициент теплопроводности расчетного слоя, $\text{Вт/м}^2 \cdot \text{град}$.

Для всех рассматриваемых расчетных слоев имеем систему:

$$\frac{dQ_1}{dt} = (L_0 + L_1) \frac{T_0 - T_1}{2z} - (L_1 + L_2) \frac{T_1 - T_2}{2z} \quad (35)$$

$$\frac{dQ_N}{dt} = (L_{N-1} + L_N) \frac{T_{N-1} - T_N}{2z} - (L_N + L_{N+1}) \frac{T_N - T_{N+1}}{2z} \quad (36)$$

где L_N – коэффициент теплопроводности, T_N – температура, z – мощность N слоя.

Преобразуя:

$$\frac{dQ_N}{dt} = \frac{1}{2z} ((L_{N-1} + L_N)T_{n-1} - (L_{N-1} + 2L_N + L_{N+1})T_N + (L_N + L_{N+1})T_{N+1}) \quad (37)$$

и имея в виду $Q_N = C_N z T_N$ получаем:

$$\frac{dQ_N}{dt} = \frac{1}{2z} ((L_{N-1} + L_N)T_{n-1} - (L_{N-1} + 2L_N + L_{N+1})Q_N / 2z^2 C_N + (L_N + L_{N+1})T_{N+1}) \quad (38)$$

Введя обозначения:

$$A = 1/2z ((L_{N-1} + L_N)T_{N-1}), B = (L_{N-1} + 2L_N + L_{N+1}) / (2z^2 C_N), C = 1/2z (L_N + L_{N+1}) T_{N+1} \quad (39)$$

получим систему в следующем виде:

$$dQ_N / (A - B \cdot Q_N + C) = dt \quad (40)$$

и интегрируя:

$$\int_{Q_0}^{Q_k} dQ / (A - BQ + C) = \int_{t_0}^{t_k} dt \quad (41)$$

получим теплосодержание почвенного слоя на конец расчетного периода k :

$$Q_k = (A + C - \exp(-Bt)) / B \quad (42).$$

Параметры и переменные.

Теплопроводность воздуха рассчитывается для нормального атмосферного давления (1013 гПа).

Табл. 1 – Теплопроводность различных сред

Порода	Вт/м*град
песок	0,33
глина	0,8
торф	0,1
подзолистые лесные почвы	0,17
снег, ρ_s – плотность снега, кг/м ³	$0,021 + 10^{-3}\rho_s$
воздух, $T - ^\circ\text{C}$	$(0,0071T + 2,365)10^{-2}$

В случае отрицательных температур над поверхностью почвы расчетная схемы усложняется.

С момента устойчивого перехода температуры через нулевую отметку все осадки выпадают в твердом виде, поэтому к нашей расчетной схеме прибавляется новый слой – слой снега. Его мощность (при отсутствии измерений) можно рассчитать исходя из плотности снежного покрова и количества осадков мм слоя по данным метеопостов.

Объемная теплоемкость снега $C_v = \Gamma \cdot C_{уд}$;

$C_{уд} = 0,5$ кал/г; теплопроводность снега $L_{сн}$ см. таблицу.

Удельный поток холода, попадающий в почву будет равен:

$Q_x = L_{\text{снега}} / z_{\text{снега}} (T_v - T_{п})$, Вт [34], где T_v – температура воздуха, $T_{п}$ – температура верхнего почвенного слоя.

Правильнее считать, что:

1. Весь холод, проникший в верхний почвенный расчетный слой, расходуется на замораживания слоя воды в нем;

2. Теплосодержание почвенного слоя, в котором происходит фазовый переход, полностью расходуется на растапливание льда до тех пор, пока температура слоя не станет равной нулю.

3. После завершения фазового перехода, температура слоя почвы становится либо отрицательной, либо положительной, в зависимости от знака теплопотока в почву.

Зная количество холода, проникшее в почву за сутки, объем влаги в каждом почвенном слое и учитывая удельную теплоту плавления льда ($M^*79,7$ кал/г или $333,9 \cdot 10^6$ дж/м³), можно рассчитать скорость промерзания почвенных слоев (рис.4).

$$Hv^* = Qx / M^* \quad (43),$$

где Hv^* - слой замерзшей за сутки воды.

Однако, пока реализован более упрощенный подход.

Назначение параметров

Тепло- и воднофизические свойства почв и горных пород

Коэффициент теплопроводности $L_{вл} = (L_c + 10^{-2} \cdot W) / G$ для талой почвы;

$L_{вл} = (L_c + 2 \cdot 10^{-2} \cdot W) / G$ для мерзлой почвы;

L_c – коэффициент теплопроводности сухой почвы, W – влажность в долях единицы, G – плотность почвенного горизонта в естественном залегании;

$C_{эфф}$ – объемная теплоемкость дж/м³*град;

$C_{эфф}$ – объемная теплоемкость дж/м³*град;

$C_{эфф} = C_c + \Pi \cdot 10^{-2} \cdot W$, Π – пористость в долях единицы; C_c – теплоемкость сухого грунта.

Табл. 2 - Значения коэффициентов теплоемкости и теплопроводности

Коэффициент теплоемкости	Дж/м ³ *град*10 ⁻⁶
Песка	1,3
Глины	1,05
Органического вещества	0,63
Торф	0.84
Суглинок легкий	0,837
Суглинок тяжелый	0,875
Снег	4

Воздух	-5,2Т+1315,8
--------	--------------

Расчет профиля влажности.

а) Пусть t – время, fp – ёмкость перехвата (полная водоудерживающая способность растительности); Ho – слой осадков, мм/сут; hp – текущее значение слоя влаги в ёмкости перехвата.

Тогда, считая текущее увлажнение поверхности перехвата (листьев, иголок и пр.) занимающим её некоторую часть, и принимая $k = \frac{hp}{fp}$ – доля увлажнённой поверхности, имеем баланс влаги на этой поверхности:

$$\frac{\partial hp}{\partial t} = Ho(1 - k) = Ho \left(1 - \frac{hp}{fp}\right) \quad (44)$$

Интегрируя, получаем слой перехвата за сутки:

$$\Delta hp = (fp - hp0) \left(1 - e^{-\frac{Ho}{fp}}\right) \quad (45)$$

Предельная ёмкость перехвата, мм, для хвойных и лиственных пород 1 бонитета полноты 1,0 в зависимости от возраста.

Табл. 3 - Предельная ёмкость перехвата для хвойных и лиственных пород

Возраст, лет	К-т для хвойных	Ель	Сосна	К-т для лиственных	Берёза	Осина	Ясень	К-т для Дуба	Дуб
10	0,75	2,6	1,4	1,00	0,9	1,0	1,1	1,00	1,2
20	0,90	3,0	1,7	0,82	0,7	0,8	0,9	1,17	1,4
40	1,16	4,0	2,2	0,64	0,6	0,6	0,7	1,33	1,6
60	1,27	4,3	2,4	0,53	0,5	0,5	0,6	1,17	1,4
80	1,21	4,1	2,3	0,45	0,4	0,5	0,5	1,08	1,3
90	1,13	3,8	2,1	0,42	0,4	0,4	0,5	1,00	1,2
100	1,00	3,4	1,9	0,40	0,4			0,92	1,1
120	0,93	3,2	1,8					0,92	1,1

Далее рассмотрим способ ввода входной информации для расчета в модели с сосредоточенными параметрами, основные уравнения и формулы, применяемые в различных блоках модели.

Дано:

Табл. 4 – Блок расчета влажности РСП

Дата	Т воздуха, °С	Р осадки, мм	Снег, усл. слой, мм	W1, влажность слоя, мм	W2, влажность слоя, мм	W3, влажность слоя, мм	W4, влажность слоя, мм
01.01.2016	-15.8	0.20	223.20	70	62	59	67
02.01.2016	-18.1	0.20	223.40	70	62	59	67
03.01.2016	-15.1	0.6	224.00	70	62	59	67

Влагосодержание слоя почвы на расчетную дату – результат расчета на предыдущие сутки в блоке «сток». Осадки 100 мм – расчетная сумма осадков за холодный предшествующий период с учетом осеннее-зимнего снеготаяния (если таковое имело место). Модель это учитывает, например:

Табл. 5 – Пример ввода данных в модель с сосредоточенными параметрами

Дата	Т воздуха, °С	Р осадки, мм	Снег, усл. слой, мм
01.01.2016	-15.80	0.20	223.20
02.01.2016	-18.10	0.20	223.40
03.01.2016	-15.1	0.6	224.00
04.01.2016	-16	3.1	227.10
05.01.2016	-17.8	1.2	228.30

Теплопроводность.

Табл. 6 – Блок расчета теплопроводности РСП

Lвоздуха	Lснега	L1	L2	L3	L4
0,023196	0,421	4,833333	3,97037	3,737931	3,623529
0,023323	0,421	4,833333	3,97037	3,737931	3,623529
0,023359	0,421	4,833333	3,97037	3,737931	3,623529

$L_{\text{воздуха},i} = 0,01 * (0,0071 * T_{\text{воздуха},i} + 2,365)$ – эмпирическая зависимость теплопроводности воздуха от его температуры.

$L_{\text{снега}} = 0,021 + 0,001 * J$, где J – текущая плотность снега. При отсутствии данных, принята равной $0,4 \text{ т/м}^3$ – как близкая к периоду начала снеготаяния.

$L_{1,i} = (L_{\text{сух}1} + 2 * 0,01 * W_{1,i} / 0,25) / G1$, где $L_{1,i}$ – теплопроводность 1 слоя почвы на i -м расчетном шаге, $L_{\text{сух}1}$ – теплопроводность сухой почвы 1 слоя, $W_{1,i}$ – влагосодержание слоя на i -м расчетном шаге.

Теплоемкость.

Табл. 7 – Блок расчета теплопроводности РСП

C1	C2	C3	C4
0,0000038	0,00000362	3,515E-06	0,000003915
0,0000038	0,00000362	3,515E-06	0,000003915
0,0000038	0,00000362	3,515E-06	0,000003915

$C_{1,i} = C_{1\text{сух}} + 0,45 * 0,0000001 * W_{1,i}$, где $C_{1,i}$ – теплоемкость 1 слоя почвы на i -м расчетном шаге, $C_{1\text{сух}}$ – теплоемкость сухой почвы 1 слоя, $W_{1,i}$ – влагосодержание слоя на i -м расчетном шаге.

Расчет температуры почвенного слоя.

Табл. 8 – Блок расчета температуры почвы

Q, ч/з снег	T, поверхности почвы, расч.	Q1 слоя	T 1 слоя	T1 слоя изм.	Замерзшая (-) и оттаявшая (+) вода, мм
-6,8202	-0,5	-0,00000047	-0,5	-0,5	-0,08
-4,67732	-0,3	-0,00000020	-0,2	-0,5	-0,07
-4,25524	-0,3	-0,00000013	-0,1	-0,5	-0,06

$Q \text{ ч/з снег (поток холода через снег) = ЕСЛИ (Н снега}_i > 5; L \text{ снега} * 1000 / (Н \text{ снега}_i) * (T \text{ воздуха}_i - T \text{ пов. почвы}_{i-1}); 0)$

Если слой снега больший 5 мм (он либо стает в течение расчетного времени, либо оказывает малое влияние на теплоток), тогда теплоток пропорционален разности температур воздуха и поверхности почвы под снегом на предыдущем шаге (расч.).

$T_{\text{пов. почвы } i} = \text{ЕСЛИ}(T_{\text{воздуха}_i} > 0; 0; \text{ЕСЛИ}(Н_{\text{снега}_{i-1}} < 10; T_{\text{воздуха}_i}; Q \text{ ч/з снег}_i / (-5,2 * T_{\text{воздуха}_i} + 1315,8) / 0,01))$

При положительной температуре воздуха, температура поверхности почвы под снегом принимается равной нулю. В противном случае, при малой толщине снега на предыдущем расчетном шаге, температура поверхности почвы под снегом принимается равной температуре воздуха, при большой – равна отношению потока холода к соответствующей скобке.

Теплосодержание слоя на конец расчетного периода $Q1 \text{ слоя} = (A1 + C1 - \text{EXP}(-B1 * 86400)) / B1$

где $A = 1/2z ((L_{N-1} + L_N) T_{N-1})$, $B = (L_{N-1} + 2L_N + L_{N+1}) / (2z^2 C_N)$, $C = 1/2z (L_N + L_{N+1}) T_{N+1}$

$T1 \text{ слоя}_i = Q1 \text{ слоя}_i / C1_i / 0,25$

Замерзшая (-) и оттаявшая (+) вода, мм

$L_i = \text{ЕСЛИ}(T \text{ воздуха}_i < 0; \text{ЕСЛИ}(Н \text{ снега}_i < 5; 0,1 * 0,15 / (2/1000) * T \text{ воздуха}_i * 86400 / 334000; 0,15 * Н \text{ снега}_i * 86400 / 1000 * T \text{ воздуха}_i / 334000); 5,6 * 86400 * T \text{ воздуха}_i / 334000)$

Значения T воздуха и Н снега - на расчетный период i.

Начальные условия задаются либо в условный момент перехода температуры слоев почвы через ноль, либо из гипотетических соображений, ошибка нивелируется в течение нескольких расчетных периодов.

Граничные условия – задание либо условно «постоянной» температуры на некоторой глубине (как в примере), либо синусоидой.

Последний столбец для сравнения измеренных и расчетных значений температур. Для нас важен переход через нулевую отметку, которая определяет фазовые переходы в слоях почвы.

Динамика влаги в почве.

Табл. 9 - Предельное значение перехвата осадков травяной растительностью.

Порода	Высота, см	Ширина листа, см	Кол-во задержанной воды, мм
Трава	5	0,2	0,6
Рожь	15	0,5	0,2
Осока	10	0,3	0,4
Трава; нижняя часть склона	7	1	0,7
Трава; под берёзовым лесом	9	0,5	0,1

Расчет испарения по аналогии с предыдущим ведется по формуле:

$$E = h_0 [1 - \exp(-kE_0/h_m)] \quad (46),$$

где h_0 – начальный слой почвенной влаги в данном ярусе почвы, $k = k_0 * k_1 * k_2$; k_0 – доля вклада данного почвенного яруса в испарение (зависит от типа и состояния почвы и глубины распространения корневой системы растений) [б/р], h_m – максимальная водоудерживающая способность почвы, т.е. минимальное количество влаги, при котором в процессе испарения полностью реализуются потенциальные возможности испаряемости, где E и E_0 – слои испарения и испаряемости за данный интервал времени [мм], $h_{вз}$ – влажность завядания [мм].

Испаряемость E_0 (закон Дальтона в виде формулы Августа):

$$E_0 = \kappa d f(u) \Delta t / (p \cos \alpha) \quad (47),$$

где d – дефицит влажности воздуха [мб] за расчетный период времени Δt [с], α – угол наклона площадки [градусы], κ – коэффициент испаряемости [м/(мб·с)] в зависимости от типа испаряющей поверхности.

$$P = P_o e^{-Mgh/RT} \quad (48),$$

где P_o — давление Па на уровне моря [Па]; M — молярная масса сухого воздуха 0,029 [кг/моль]; g — ускорение свободного падения 9,81 [м/с²]; R — универсальная газовая постоянная 8,31 [Дж/моль К]; T — абсолютная температура воздуха [К], $T = t + 273^0$, где t — температура в °С; h — высота [м].

Табл. 10 - Учёт высотной поясности

Высота над уровнем моря, м	0	100	200	500	1000	1500	2000	2500
Поправочный коэффициент, k_1	1.00	0.99	0.98	0.94	0.89	0.83	0.79	0.74

Учёт ветрового воздействия. Обычно функцию ветра выражают в виде $f(u) = A + Bu$ где u – скорость ветра м/с, A и B – эмпирические числовые коэффициенты.

Табл. 11- Учёт ветрового воздействия (учитывается среднесуточная скорость)

Скорость ветра, м/с	<1	2	3	5	10	15
Поправочный коэффициент κ_2	1.0	1.4	1.7	2.2	2.6	2.8

Для расчёта испарения со снежного покрова использовалась эмпирическая формула Кузьмина:

$$E_{\text{снег}} = (0,18 + 0,098u)(e_n - e) \quad (49),$$

где u – скорость ветра на высоте флюгера (м/с), e_n и e упругость водяного пара соответственно на поверхности снежного покрова и высоте метеобудки (мб). При отсутствии данных по ветру и упругости водяного пара, допускается использовать зависимость (u принимается равным 1 м/с):

$$E_{\text{снег}} = (0,18 + 0,098)(d) \quad (50)$$

Движение влаги под действием гравитационной силы, при влажности больше критической, в нижележащие слои, а также её разгрузка происходит со скоростью, регламентируемой коэффициентом фильтрации k_f , мм/с.

Движение влаги под действием гравитационной силы, при влажности больше критической, в нижележащие слои, а также её разгрузка происходит со скоростью, регламентируемой коэффициентом фильтрации k_f , мм/с.

Мы предлагаем рассчитывать его по модифицированной формуле С. А. Лаврова:

$$k_f = \frac{k_0(\Pi - 0,8h_M - 0,04)^2}{h_M} \quad (51),$$

где $k_0 = 3,63 \cdot 10^{-5}$ м/с = 2,18 мм/мин; 0,04 – доля заземлённого воздуха, Π – пористость слоя почвы, доли единицы; h_M – его максимальная водоудерживающая способность в расчёте на слой 100 мм, мм/100 мм.

Поток в разгрузочную сеть с элементарного слоя почвенной колонки будет равен:

$$Q_f(z, t) = 2I_{\text{сфк}} k_f(z) \beta(z) \lambda_{\text{сфк}} (A_{\text{сфк}})^p \frac{h(z,t) - h_M(z)}{h_{\text{МАХ}}(z) - h_M(z)} \quad (52)$$

Параметр величины густоты сети:

$$\lambda_1(z) = \beta(z) \lambda_{\text{сфк}} (A_{\text{сфк}})^p \quad (53).$$

Предельная глубина для рек с отсутствием постоянного грунтового питания равна глубине вреза:

$$Z_{\text{max}} = Z_{\text{вреза}} \quad (54),$$

а для рек с грунтовым питанием, при наличии данных, устанавливаем глубину залегания водоупора грунтового водного горизонта. Иначе принимаем:

$$Z_{max} = Z_{вреза} + pI_{сфк}L_{склона} \quad (55).$$

Распределение густоты сети по вертикали, вообще говоря, должно зависеть от вида СФК, но мы применили общее для всех нормальное распределение, удовлетворяющее условиям:

$$\beta(Z_{max}) = 0, \beta(0) = 1, \beta(z) = \frac{\exp\left\{-\alpha \frac{z^2}{Z_{max}^2}\right\} - \exp\{-\alpha\}}{1 - \exp\{-\alpha\}} \quad (56).$$

Здесь α – эмпирический параметр, а p – морфологический фактор, характеризующий возможное затухание сети с расстоянием от водотока. Параметр распределения также связан с морфологическим фактором, но этот вопрос до конца не изучен. По умолчанию принято $p = 1/2$.

Табл. 12 - Блок расчета перехвата, испаряемости и испарения

Дата	Температура, °С	Осадки Р, мм	Перехв. растительностью осадки Рперехв, мм	Дефицит влажности d, мб	Испаряемость мм	Испарение со снега, мм
01.01.2016	-6,40	10,00	0,00	2,80	1,3	0,4
02.01.2016	-4,60	10,70	0,00	3,60	1,7	0,5

Испаряемость $E_0 = 0,0000045 * d_i * 86400 / 0,84$.

Испарение со снежного покрова по Кузьмину: при наличии снега $(0,18 + 0,098) * E_{0,i}$, иначе – ноль.

$E = \text{ЕСЛИ} (H_{снега,i} > 0; (0,18 + 0,098) * E_{0,i}; 0)$

Табл. 13 – Блок расчета стока снежного покрова

Влагосодержание снега, мм	Сток из снега I%, доли единицы	Сток из снега I, мм	Испарение 1 слоя, E1 мм	Влажность 1 горизонта W1, мм	Сток из 1 горизонта S1, мм
0,0000	0,0	0,0000	0,0	70,0	0,0
0,0000	0,0	0,0000	0,0	70,0	0,0
0,0000	0,0	0,0000	0,0	70,0	0,0
0,0000	0,0	0,0000	0,0	70,0	0,0

Влагосодержание снега $W_{\text{снега},i} = \text{ЕСЛИ} (H_{\text{снега},i} > 0; \text{ЕСЛИ} (J_{i,i} / (H_{\text{снега},i} / 3) > 0; W_{\text{снега},i-1} + J_{i,i} / (H_{\text{снега},i} / 3) - \text{снега},i-1; \text{ЕСЛИ} (T_{\text{воздуха}} < -2; 0; W_{\text{снега},i-1})); 0)$

Сток из снега $I\%$, доли единицы: $I_{\text{снега},i} = \text{ЕСЛИ}(W_{\text{снега},i} > W_{\text{МВСснега}}; W_{\text{снега},i} - W_{\text{МВСснега}}; 0)$.

Сток из снега I , мм: $I_{\text{снега},i} = I_{\text{снега}\%,i} * H_{\text{снега},i}$

Параметр снега – МВС снега.

Испарение 1 слоя почвы, мм:

$E_{1,i} = \text{ЕСЛИ} (H_{\text{снега},i} > 5; 0; W_{1,i} * (1 - \text{EXP}(-k_1 * (E_{0,i} - R_{\text{перехв},i}) / W_{\text{МВС}1})))$

Параметры почвенного слоя:

k_1 – вклад слоя почвы в испарение;

$W_{\text{МВС}1}$ – МВС слоя почвы, мм;

$W_{\text{ПВ}1}$ – полная влагоемкость первого слоя, мм;

Π – пористость, доли единицы.

Влажность первого почвенного горизонта:

$W_{1,i} = \text{ЕСЛИ}(T_{1,i} < -0,05; W_{1,i-1}; W_{1,i-1} + I_{\text{снега},i} + (\Pi - R_{\text{перехв},i}) - E_{1,i} - S_{i,i-1})$.

$R_{\text{перехв},i} = \text{ЕСЛИ}(T_{\text{воздуха}} > 1; R_{\text{перехв макс}} * (1 - \text{EXP}(-P_{i,i} / R_{\text{перехв макс}})); 0)$

Параметр емкости перехвата - $R_{\text{перехв макс}}$.

Сток из почвенного горизонта:

$S_{i,i} = \text{ЕСЛИ}(T_{1,i} > -0,05; \text{ЕСЛИ}(W_{1,i} > W_{\text{ПВ}1}; W_{1,i} - W_{\text{МВС}1}; \text{ЕСЛИ}((W_{\text{МВС}1} - W_{1,i}) > 0; 0; W_{1,i} - W_{\text{МВС}1})); 0)$.

ГЛАВА 2. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Река Осуга протекает на северо-западе европейской части Российской Федерации по территории Тверской и Смоленской областей, левый приток Вазузы.

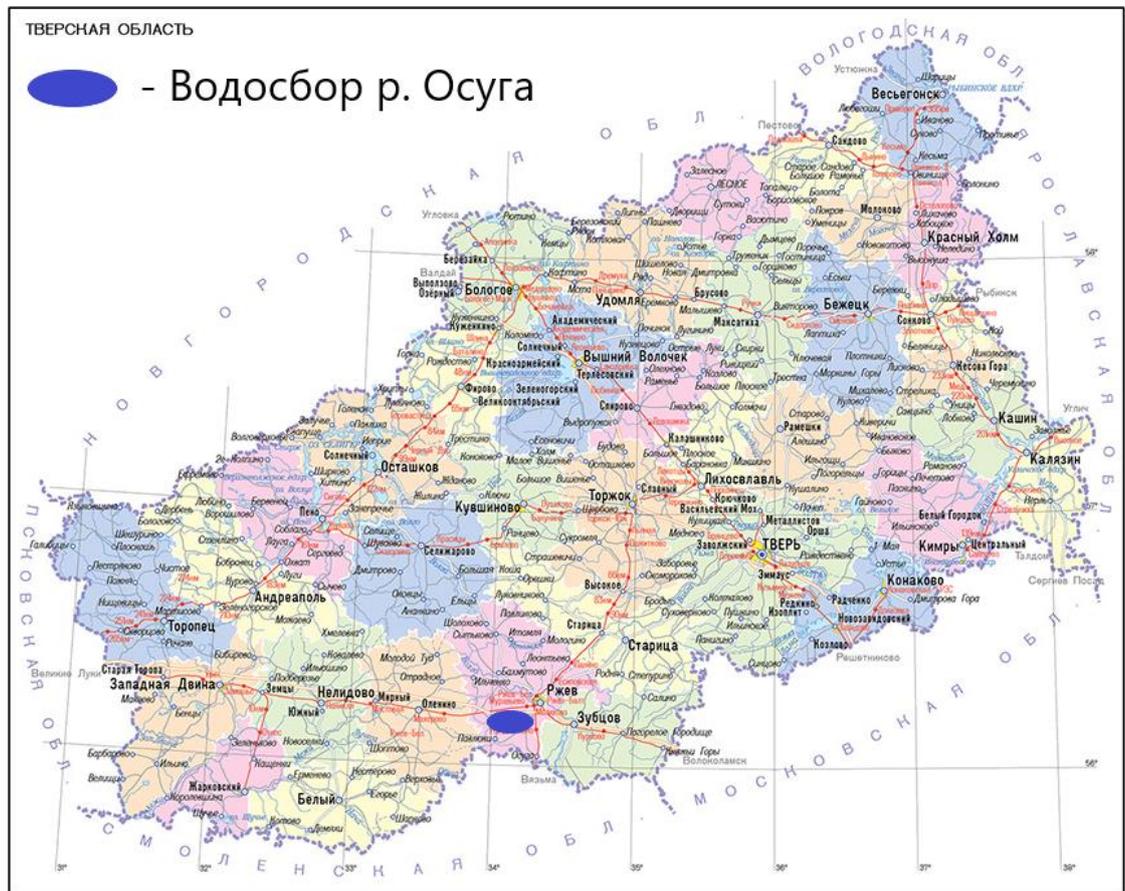


Рис.2 – Расположение водосбора р. Осуга на территории Тверской области.

Длина — 100 км. Исток — ключи у деревни Завидово Оленинского района. Направление течения: восток. Впадает в Вазузу у деревни Фомино Городище Zubtsovского района [25].

Русло Осуги извилистое, но в районе водомерного поста прямое на протяжении около 60 м., летом со слабым течением, а потому обильно зарастающее водной растительностью. В межень река представляет собой каскад небольших заросших омутов и коротких мелких перекатов между ними. Ширина русла в створе поста порядка 15 метров, глубины в пределах 1 м. Дно в створе плоское, сильно заиленное, на остальных участках песчано-галечное, на перекатах галечное. Галька фракцией от 0.5 до 8-10 см. Встречаются отдельные валуны до 0.5-0.7 м. Берега крутые, высотой 0.7 – 1.0 м. Пойма, как таковая, в районе поста отсутствует.

Долина реки трапециевидная, шириной внизу порядка 30-40 м, по верху 200-250 м. Левый склон крутой, густо зарос кустарником и мусорным лесом (ольха, берёза, ивняк).

Правый более пологий, представляет собой зарастающие бывшие пахотные поля, местами заросшие кустарником.

Склоны долины средней крутизны, высотой 5-7 м, на левом берегу густо заросли кустарником и мусорным лесом (ольха, берёза, ивняк), на правом берегу лужайки и перелески.

2.1 Геологическое строение территории

Территория, на которой располагается исследуемый объект, лежит в пределах крупнейших тектонических структур Русской платформы, в северо-западной части Московской синеклизы. На территории преобладают три комплекса дочетвертичных отложений (архейско-нижнепротерозойским, рифейско-нижневендским и верхневендско-кайнозойским) Архейско-нижнепротерозойским слагает кристаллический фундамент, рифейско-нижневендским и верхневендско-кайнозойским образуют осадочный чехол платформы. Залегание кристаллического фундамента варьируется в пределах 1300-3800 метров. Значительные перепады в глубине залегания обусловленное серией крупный разломов, кристаллический фундамент сложен магматическими породами, представленными гранитами и гнейсами. Архейские породы насчитывают более 2,5 миллиардов лет.

Протерозойская эра в глубине недр представлена породами периода Протерозоя возрастом 680-570 миллионов лет. Это шоколадно-коричневые или темно-серые аргиллиты (плотные, не размокающие глины), чередующиеся со слоями мелкозернистых песчаников и прослоек алевролитов (сцементированный мелкообломочный материал). Осадочный чехол состоит из пород палеозоя, мезозоя, кайнозоя, залегание осадочных пород приближенно повторяю рельеф фундамента, на котором расположены. Мощность осадочного чехла, соответствует глубине залегания кристаллического фундамента, следовательно, составляет от 1300 до 3800 метров.

Палеозойская эра отражена кембрийскими отложениями возрастом 570-500 миллионов лет на дне внутреннего моря с нормальной соленостью. Нижняя часть данного слоя состоит из кварцевых песков с мелкими линзами алевролитов. Верхняя представлена толщей серых и зеленоватых аргиллитов с прослоями слюдянистых глин, песчаников и алевролитов [22].

Накопления отложений в поздний кембрийский период не происходило, из-за активных процессов размыва суши. Последние 25-30 миллионов лет кембрийского периода господствовали процессы размыва суши и отложения не накапливались. Далее, а именно,

480-445 миллионов лет происходило образование отложений ордовикского периода. В это время формировались толщи песчаников, алевролитов, глин и кварцевых песков.

Выше лежащие толщи ордовикского периода состоят из глинистых доломитизированных известняков с прослойками глин и мергеля. Кровля ордовикских отложений – наивысший из представленных слоев ордовика, представлена серыми и темно-серыми доломитизированными известняками с тонкими пластами горючих сланцев.

Отложения силлура и нижнего девона на территории почти не встречаются, что вызвано континентальными условиями при преобладании процессов размыва и разрушения отложений.

Во время среднего девона, процессы разрушения сменились на процессы аккумуляции и накопления отложений. Средний девон представлен зеленовато-голубыми глинами, алевролитами и алевритистыми доломитами, которые перекрыты кварцевыми мелкозернистыми песками и песчаниками. В отложениях верхнего девона проявляются известняки, доломиты, мергели, пески, песчаники, глинистые и алевролитовые толщи.

Отложения каменноугольного периода представлены чередующимися слоями карбонатных известняков, глинисто-мергелистых пород и загипсованных доломитов.

В пермском периоде осадконакопление происходило в мелководном морском бассейне, затем в результате тектонических процессов произошло поднятие рельефа и началось отступление водных границы океана [22]. Окончательно этот процесс завершился во второй половине пермского периода, данная территория превратилась в сушу с жарким и сухим климатом [18], на которой накапливались континентальные породы. Нижний слой пермских пород представлен глинисто-доломитовые алевролиты, верхний кварцевыми светло-коричневыми песками, загипсованными песчаниками и красновато-коричневыми глинами.

В начале Мезозойской эры, 230 миллионов лет назад, процессы, происходящие на Земле, не отличались от конца Палеозойской эры. Поэтому отложения, представленные первым периодом Мезозойской эры – Триасовым, сложены из глин с прослойками песков.

В период между 160-130 миллионов лет назад область снова была покрыта водой, внедрилось юрское море. В этом неглубоком, с высокой концентрацией сероводорода, морском бассейне сформировались темноцветные глинистые породы Юрского и Мелового периодов [22].

Около 65 млн. лет началась эра «новой жизни» - Кайнозой. В первые два периода - палеогена и неогена - на территории преобладали условия, при которых осадконакопление не происходило, поверхности преобладали процессы размыва суши и выравнивания рельефа. В итоге к концу неогена территория приняла рельеф, сохранившийся до настоящего времени - практически полностью выровненная низина. Последним этапом геологических процессов формирования области является самый молодой – четвертичный период. Территорию почти сплошным чехлом покрывают разнообразные комплексы ледниковых, водно-ледниковых, речных, озерных и других образований.

Отложения Окского оледенения имевшего место около 500 тысяч лет назад представлены темно-бурыми плотными суглинками с валунами известняка, редко - с валунами кристаллических пород, мощностью до 10 м. Они сохранились отдельными небольшими участками по древним низинам рек [33].

Отложения Днепровского максимального оледенения, происходившего около 300 тысяч лет назад, сложены из желто-бурого, коричневатого-бурого, тяжелого плотного суглинка с большим количеством валунов кристаллических и карбонатных пород, найдены в древних ложбинах рек [33].

Отложения Московского оледенения 130 тысяч лет назад представлены красно-бурой мореной, перекрытой валунными песками, суглинками, песками. Благодаря этим процессам исследуемый регион месторождениями кирпичных глин, строительных песков [33].

На Валдайской возвышенности располагается морена последнего Валдайского оледенения, состоящая из бурых суглинков с включением валунов магматических и метаморфических пород. На морене залегают озерно-ледниковые (суглинки и глины) и водно-ледниковые (пески) отложения, покровные валунные суглинки. Наибольшее площадное распространение с выходом к поверхности имеют ледниковые образования валдайского времени: озерные, аллювиально-флювиогляциальные III надпойменной террасы, озерно-ледниковые, флювиогляциальные и озерно-ледниковые, ледниковые, флювиогляциальные отложения.

Из современных отложений широко развиты аллювиальные, представленные суглинками, глинами, реже супесями, песками, болотные (биогенные) – представленные торфом, глинами, суглинками.

2.2 Климат территории

Климат рассматриваемой территории – умеренно-континентальный, которая проявляется большой разницей между средними значениями температуры зимнего и летнего периода, составляющими -10 и +19 градусов Цельсия, соответственно. Разность температур самого холодного и самого теплого месяцев достигает за всю историю наблюдений 60 градусов [20].

Определяющими факторами, влияющими на климат, являются процесс общей циркуляции воздушных масс и физико-географические условия территории. Если первый фактор слабо изменяется на таких малых территориях, как рассматриваемая, то физико-географические условия могут значительно отличаться из-за сложности орографии.

В зимний период территорию охватывает мощный антициклон, начинающий образовываться к концу осени. В антициклоне происходит формирование континентального холодного воздуха. Ясная сухая погода способствует охлаждению земной поверхности и нижних слоёв воздуха. Ослаблению антициклонических процессов способствует проникновение воздушных масс атлантического океана. Поэтому амплитуда годового хода температуры меньше, чем, например, в условиях континентального климата, когда она достигает 100 градусов. Так же циклонические воздушные массы приносят значительное количество снеговых осадков, что влияет на аккумуляцию снежного покрова.

В летний период наблюдается теплая погода, с частыми не обильными осадками, частым повторением облачных дней и относительной влажностью ниже зимних показателей, но все равно достаточно высокими значениями.

Отсутствие горных хребтов на пути перемещения влагоносных воздушных масс обуславливает относительно равномерное распределение осадков не зависимо от времени года и пути следования воздушных масс.

Ветер

Ветровой режим территории определяется сезонным изменением полей давления, схожие орографические условия не вносят значительные изменения в данный режим.

Зимой распределение атмосферного давления способствует развитию на большей части территории юго-восточных, южных и юго-западных ветров. Летом благодаря обратному расположению барических систем преобладающими являются ветры северо-восточных направлений.

При свойственном данной территории климатическом режиме скорости ветра бывают небольшими на протяжении всего года, без готовой изменчивости. Наименьшие среднемесячные скорости ветра наблюдаются в июле-августе (2.1-2.0 м/с), наибольшие в ноябре-марте (3.0 м/с) [20].

Температура воздуха

Характерной особенностью климата данного района является проявляется в больших амплитудах температуры воздуха.

Средняя многолетняя годовая температура воздуха по всей территории около 4,7 градусов Цельсия.

Наиболее низких значений температура воздуха достигает в феврале, средний многолетний минимум составляет -10.2 градуса Цельсия.

Весна наступает во второй декаде марта и почти совпадает с наступление календарной весны.

Дата разрушения устойчивого снежного покрова почти по всей территории совпадает со временем перехода средней суточной температуры воздуха через 0° и приходится на конец марта или начало апреля.

В весенний сезон наряду с частыми ночными заморозками наблюдается очень интенсивное повышение температуры в дневные часы, и развитие весенних процессов происходит весьма быстро.

Лето обычно начинается с конца мая. Самым жарким месяцем на всей территории обычно является июль с средним значение температуры 19.0 и средним многолетним максимумом 24.5 градусов Цельсия.

Осень наступает в начале сентября, средняя месячная температура положительная. В начале осени температура днём сохраняется достаточно высокая, но ночью уже появляются замороски и падение температуры ниже нуля градусов по Цельсию.

Температура почвы

Характерной чертой распределения температур почвы зимой является её повышение с глубиной. Средняя месячная температура почвы на глубине 10 см на большей части территории бывает положительной с апреля по ноябрь. На глубине 20 см температура почвы почти не опускается ниже 0 градуса Цельсия.

Годовые амплитуды температуры почвы быстро уменьшаются с глубиной, причём под оголённой поверхностью они больше, чем под естественным покровом. На больших глубинах годовой ход температуры почвы не прослеживается.

Заболоченные и торфяно-болотные почвы в летний период отличаются более низкой температурой, чем суходольные.

Влажность воздуха

Упругость водяного пара, содержащегося в воздухе, как и температура воздуха, наименьших значений достигает в феврале, наибольших – в июле. Распределение её по территории аналогично распределению температуры. В феврале упругость водяного пара составляет всего 3,4 мб, в июле упругость водяного пара достигает 15, 8 мб.

Относительная влажность воздуха в течение года меняется более значительно. Наиболее высокой она бывает зимой, наименьшей – в начале лета.

Зимой относительная влажность изменяется в сравнительно небольших пределах. Так, например, в январе-феврале она на большей части территории составляет 65-85%.

С февраля начинается понижение относительной влажности воздуха, с минимальными значениями в летний период и достигает наименьших значений в 35-40%.

Осадки

Режим осадков на рассматриваемой территории определяется условиями атмосферной циркуляции.

Зима почти на всей территории сухая и снежная. Летом в результате развития циклонической деятельности выпадает так же большое количество жидких осадков.

Годовое количество осадков по территории изменяется от 550-750 мм.

В период с ноября по март преобладают твердые осадки в среднем в двух из трех дней наблюдаются твердые или смешанные осадки.

В апреле количество дней с атмосферными осадками, наименьшее и составляет в среднем 13 дней: 1 день с твердыми, 3 дня со смешанными и 9 дней с жидкими атмосферными осадками.

С мая по сентябрь встречаются только жидкие осадки раз в два дня, за редким исключением, когда в сентябре наблюдаются твердые или смешанные осадки, раз в 10 лет и раз в 3-4 года, соответственно.

В октябре, также как и в апреле наблюдается переходный период с жидкими (13 дней), смешанными (3 дня) и твердыми (3 дня) осадками [20].

Снежный покров

На большей части территории снежный покров залегает в течение 150-170 дней в году, т.е. 5-6 месяцев.

Чаще всего устойчивый снежный покров устанавливается во второй декаде ноября.

Высота снежного покрова вследствие обильных снегопадов и устойчивых отрицательных температур составляет 25-30 см с максимальной высотой 75-80 см [20].

С открытых территорий снег обычно сдувается, вследствие чего происходит его перераспределение и на защищённых от ветра участках высота снега несколько больше, чем на открытых. Эта разница составляет 5 см и лишь в районах с сильными ветрами достигает 10-20 см.

Разрушение устойчивого снежного покрова на территории начинается в конце марта и заканчивается в середине апреля.

Наибольший запас воды в снеге на большей части территории отмечается перед началом его разрушение, то есть в конце марта.

2.3 Поверхностные воды

Рассматриваемая территория располагает поверхностными водными объектами. На ней насчитывается четыре притока р. Осуга – это Раменка, Чернейка, Осушка и Полденка. Крупных озер на территории нет. Болота и заболоченные земли занимают порядка 10% территории.

Основные черты режима водных объектов определяются сочетаниями климатических особенностей, рельефа и геологического строения территории.

Реки

Реки территории принадлежат к Верхневолжскому бассейновому округу, река Осуга впадает в реку Вазузу (Вазуское водохранилище) [14].

Густота речной сети – в среднем около 0,2 км/км².

Водораздельные линии слабо выражены, из-за равнинного рельефа, что осложняет прослеживание границ водосборов отдельных рек.

Речные долины на равнинах и особенно низменностях речные долины широкие, с пологими склонами и поймами.

Основные черты водного режима. На рассматриваемой территории нет значительных различий в климате, рельефе местности и характере подстилающей поверхности. Поэтому питание рек снеговое, а также дождевыми водами. Речной сток в основном проходит в тёплую часть года.

Река Осуга – левый приток р. Вазузы (правого притока р. Волга). Русло Осуги извилистое, но в районе водпоста прямое на протяжении ок. 60 м., летом со слабым течением, а потому обильно зарастающее водной растительностью. В межень река представляет собой каскад небольших заросших омутов и коротких мелких перекатов между ними. Ширина русла в створе поста порядка 15 метров, глубины в пределах 1 м. Дно в створе плоское, сильно заиленное, на остальных участках песчано-галечное, на перекатах галечное. Галька фракцией от 0.5 до 8-10 см. Встречаются отдельные валуны до 0.5-0.7 м. Берега крутые, высотой 0.7 – 1.0 м. Пойма, как таковая, в районе поста отсутствует.

Долина реки трапецидальная, шириной внизу порядка 30-40 м, по верху 200-250 м. Левый склон крутой, густо зарос кустарником и мусорным лесом (ольха, берёза, ивняк). Правый более пологий, представляет собой зарастающие бывшие пахотные поля, местами заросшие кустарником.

Склоны долины средней крутизны, высотой 5-7 м, на левом берегу густо заросли кустарником и мусорным лесом (ольха, берёза, ивняк), на правом берегу лужайки и перелески. На левом берегу расположено село Пятницкое, на правом – небольшая деревня Красное.

Вскрытие реки Осуга происходит в конце марта – начале апреля, ледоход наблюдается редко, один раз в 5–10 лет. Весеннее половодье начинается в первой половине апреля и продолжается в течение 1–1,5 мес. Максимальные уровни воды наступают в середине апреля, высота подъёма 3,5–5,5 м. Разливы в половодье достигают 200–400 м. Спад половодья проходит медленно, освобождение поймы от воды происходит во второй декаде мая. Летняя межень 4–6 мес., прерываясь летне-осенними дождевыми паводками. Осенние ледовые явления начинаются в первой половине ноября, устойчивый

ледостав наступает в конце ноября – начале декабря и продолжается до конца марта, на отдельных участках в верхнем и среднем течении Осуга промерзает до дна [27].

Свайный водомерный пост Осуга – Красное официально функционировал под эгидой ГМС СССР в период с 01.01.1974 по 2001 гг.

Восстановлен изыскательной группой ООО НПО «Гидротехпроект» 06.04.2015 г. Сваи и основной репер оставлены прежние, произведён незначительный их ремонт, покраска и нивелировка.

Водомерный пост расположен на правом берегу р. Осуги в границах д. Красное Ржевского района Тверской области. Оборудован восемью стандартными сваями типа ПИ-20, одной дополнительной, девятой (металлическая труба) и двумя реперами ГР-43, основным и резервным.

Болота

Болота и заболоченные земли занимают около 10% рассматриваемой территории.

Процесс торфообразования и торфонакопления на болотах проходит активно, что свойственно для данного географического района. Поэтому глубина болот достаточно большая, с большой мощностью торфа, ранее на территории проводились активные выработки торфа.

По основным признакам (месту залегания, источнику питания, растительному покрову) болота данной территории условно долинные. Долинные болота преимущественно низинные, травяные, встречаются в большинстве случаев на расширенных участках речных долин.

2.4 Почвы

Почвы рассматриваемой территории не однородно распределены и имеют сетчатое расположение с чередование различных видов почв, однако их видовой состав не широкий [26]. Их образование происходит в условиях однородного равнинного рельефа, с незначительными колебаниями высот, а также в поймах и руслах рек, умеренно-континентального климата.

Аллювиальные почвы

Аллювиальные почвы относятся к синлитогенным почвам, их образование происходит одновременно с формированием почвообразующих пород: с накоплением и свежего минерального материала. При этом минеральный материал поступает на поверхность почвы непрерывно, за исключением сезонных изменений режим рек, но в данном случае рассматривается год в целом. Постоянное поступление на поверхность

почвы ограничивает формирование почвенного профиля, приводит к постоянному омолаживанию субстрата, а также вызывает рост почвенного профиля вверх и погребение ранее сформированных горизонтов. В результате накопления материала различного гранулометрического состава формируются слои различной толщины и разной степени слоистости, в которой и осуществляется современное почвообразование. Следовательно, почвы отдела не имеют общего диагностического горизонта.

Аллювиальные почвы формируются в условиях поёмного режима – регулярного отложения на поверхности поймы слоев свежего аллювия рек или озер, при этом гранулометрический состав отложения неоднороден. Мощность слоев варьирует от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Для большинства аллювиальных почв характерен профиль, состоящий из органогенного или гумусового горизонта, постепенно сменяющегося слоистой толщей (с погребенными гумусовыми горизонтами), либо сочетающегося с глеевым, квазиглеевым или слитым горизонтом, а также горизонтами гидрогенной аккумуляции железа и карбонатов [17].

Подзолистые почвы

Обязательным для подзолистых почв является наличие подстильно-торфяного горизонта в текстурно-дифференцированном профиле. Элювиальный горизонт, наиболее светлый в профиле, имеет плитчатую или листоватую структуру, часто с более темными нижними поверхностями структурных отдельностей. Текстурный горизонт коричневатобурый. Почвы являются результатом избирательного разрушения наименее устойчивых минералов илистой фракции в элювиальном горизонте и перемещения ила без разрушения из элювиального в текстурный горизонт [17].

Между элювиальным и текстурным горизонтами имеются существенные различия в плотности около 1 г/см³ и 1,4-1,6 г/см³, соответственно, гранулометрическом, водопроницаемости, составе, следовательно, в элювиальном горизонте имеет место временное переувлажнение весной – в начале лета. Сброс влаги в текстурный горизонт в основном происходит по мелким ветвящимся магистральным трещинам. Имеет место зимнее промерзание почв под лесом, переход к положительным температурам происходит плавно и медленно.

Дерново-подзолистые почвы

Текстурно-дифференцированный профиль открывается серогумусовым (дерновым) горизонтом серых или буровато-серых тонов окраски, с непрочной, мелко-комковатой

структурой, формирование которой связано с корнями растений. Элювиальный горизонт светлый или палевые тона; имеет тонкую плитчатую структуру, но бывает и бесструктурным. Характерна многопорядковая структура: призмы делятся на горизонтальные плитки толщиной от 1 до 5 см, распадающиеся на ореховатые агрегаты. Четко выражены признаки иллювиирования глинистого и тонкопылеватого вещества в виде обильных многослойных кутан, обволакивающих структурные отдельности всех уровней [17].

Дерново-подзолистые почвы, как и подзолистые, являются результатом избирательного разрушения наименее устойчивых минералов илистой фракции в элювиальном горизонте и активного иллювиирования ила в текстурном горизонте. Отчетливая гранулометрическая дифференциация дерново-подзолистых почв (на однородных пылеватых суглинках отношение содержания ила составляет 2,0–3,5) определяет существенные различия физических свойств элювиальной и текстурной частей профиля. Более плотный и менее водопроницаемый текстурный горизонт способствует временному застою влаги в элювиальном горизонте. Характер миграции влаги в текстурном горизонте определяется системой глубоких магистральных трещин и, в меньшей степени, сетью мелких вертикальных трещин и фронтальным потоком. В этой связи, именно на стенках трещин проявляются как результаты деградации текстурного горизонта, так и результаты иллювиирования глинистого и пылеватого материала [17].

Торфяные почвы

Торфяные почвы состоят из органического материала (торфа), разной степени разложения и ботанического состава. Мощность торфяной толщи превышает 50 см и местами достигает нескольких метров. Типы почв в отделе выделяются по характеру торфяного горизонта (олиготрофного, эутрофного или сухоторфяного) и подстилающего его субстрата.

Торфяные почвы формируются в прохладных и увлажненных областях. Торфяные почвы встречаются относительно небольшими ареалами, на верховых и на низинных болотах, в лесостепи торфяные почвы отсутствуют. Торфяные почвы образуются преимущественно под моховыми или травянистыми растительными сообществами. Важнейшим и обязательным фактором формирования торфяных почв является избыточное застойное увлажнение: атмосферное, грунтовое или натечное.

Профиль торфяной почвы обычно водонасыщен. Водопроницаемость снижается с глубиной, особенно в мощных торфяных залежах. Влагоемкость почв достигает 700–

1500% влаги на сухое вещество. Характерна чрезвычайно низкая плотность твердой фазы 0,03–0,10 г/см³ [17].

2.5 Растительный покров

Естественный растительный покров района представлен древесной, кустарниковой и травянистой растительностью. Леса хвойные, смешанные и широколиственные. Наиболее распространенные древесные породы: ель, сосна, береза, осина. Располагаются на выровненных участках суходолов. Также произрастают кустарники (ива и ольха). Травянистая растительность на лугах представлена различными сообществами диких и культурных видов.

ГЛАВА 3. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ПОДГОТОВКА ДАННЫХ К МОДЕЛИРОВАНИЮ

3.1 Рельеф водосбора

Рельеф территории анализировался по данным ЦМР. В ArcGIS подгружались и склеивались растровые файлы DEM размером 1° x 1°. Абсолютные высоты DEM изменяются от 206 до 251 м, что отражает цветовая шкала. После загрузки DEM был выделен водосбор р. Осуга с помощью инструментов блока «Гидрология» в программе ArcGIS 10.4.1, см. рис. 3:

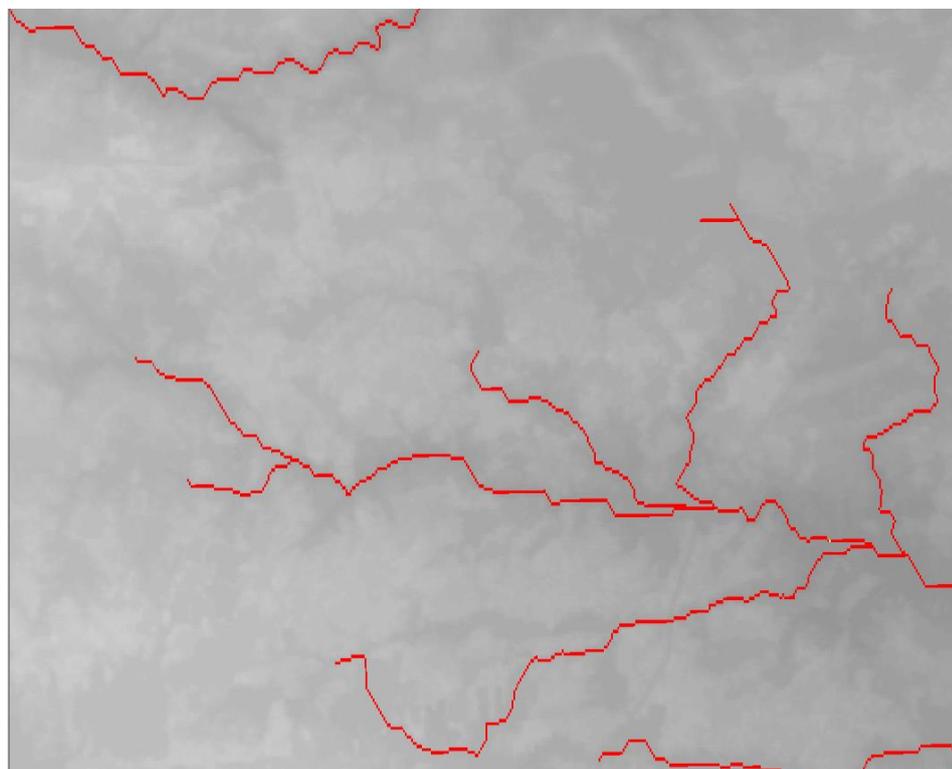


Рис. 3 - Карта рельефа водосбора р. Осуга и русловой сети

Метеорологическая информация анализировалась по данным наблюдений метеостанции и гидрологического поста, расположенных в д. Красное

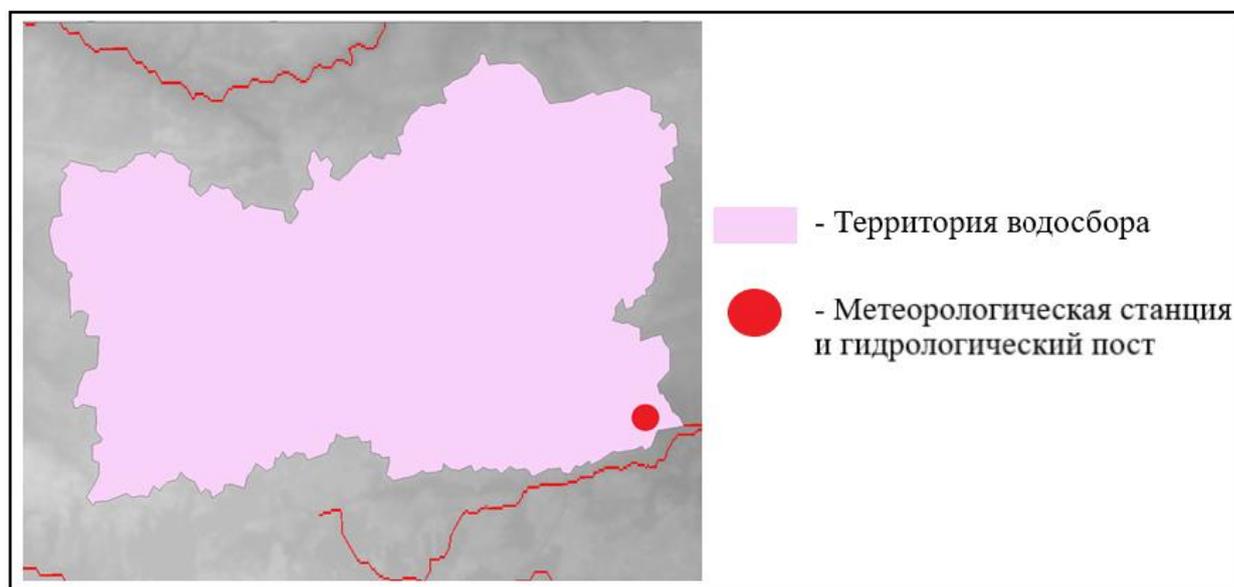


Рис. 4 - Схема расположения метеостанций и гидрологического поста на территории водосбора.

3.2 Метеорологические данные

В качестве входных данных для модели использовались ряды метеорологической информации по станции в д. Красное. Единый период наблюдений составил 6 лет (2016-2021 гг.), что и послужило расчетным периодом в модели. На данной станции проводились наблюдения за основными климатическими характеристиками: среднесуточной температурой воздуха, осадками и влажностью воздуха. Пропусков данных нет.

А также данные постоянной гидрометеорологической государственной сети наблюдений.

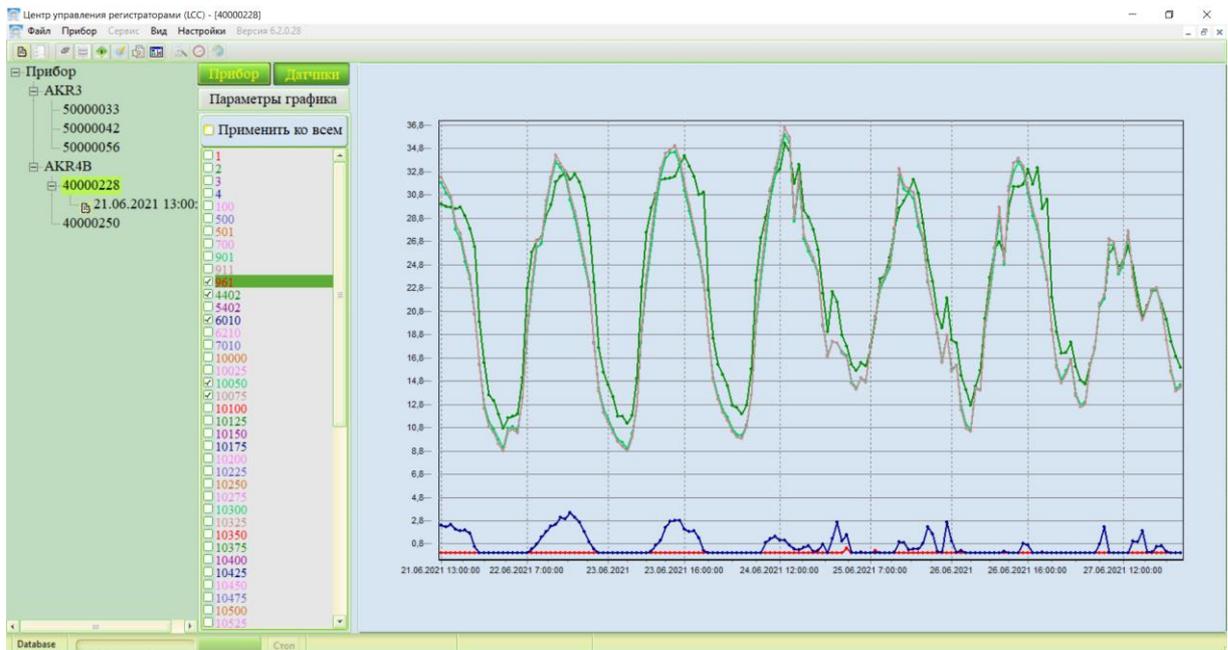


Рис. 5 - График метеорологических величин (температура воздуха и почвы, дефицит влажности) на станции д. Красное

Экспорт

Файл: АКР4В
Серийный номер: 40000228
Датчиков Включено: 65

Интервал: 01:00:00
Режим усреднения: по точкам
Количество усреднений: 1
Количество измерений: 156

Активные датчики

Сохранить в файл Сохранить в базу данных 0%

Доп. информация	1	2	3	4	100	500	501	700	901	911	961	4402	5402	6010	6210	7010	10000	10025	10050	10075	10100	10125	
Время	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100	-100
21.06.2021 13:00:00	-100	0	-100	-100	33,002	13,651	0	1000,01	854,102	305,294	0	29,972	64,915	2,383	5,532	112,913	28,098	30,601	31,818	32,333	32,467	32	
21.06.2021 14:00:00	-100	0	-100	-100	34,133	13,651	0	999,802	832,88	306,475	0	29,783	58,007	2,254	5,532	71,752	28,161	30,287	30,942	31,396	31,777	31	
21.06.2021 15:00:00	-100	0	-100	-100	35,514	13,597	0	999,557	759,736	298,762	0	29,721	59,348	2,47	5,532	99,585	28,287	29,849	30,441	30,709	31,025	31	
21.06.2021 16:00:00	-100	0	-100	-100	35,891	13,597	0	999,213	626,938	272,213	0	29,595	55,555	2,024	6,537	117,712	25,642	27,154	27,811	28,271	28,705	29	
21.06.2021 17:00:00	-100	0	-100	-100	37,9	13,544	0	999,31	470,683	239,827	0	29,721	57,729	1,88	4,526	104,021	25,139	26,527	26,997	27,458	27,952	28	
21.06.2021 18:00:00	-100	0	-100	-100	37,586	13,544	0	999,22	320,536	204,119	0	28,967	60,598	1,971	4,526	134,912	23,564	24,646	25,055	25,456	25,756	26	
21.06.2021 19:00:00	-100	0	-100	-100	36,331	13,571	0	998,878	172,725	157,151	0	27,9	63,548	1,716	3,52	161,936	22,303	23,14	23,551	23,892	23,999	24	
21.06.2021 20:00:00	-100	0	-100	-100	32,248	13,704	0	998,867	44,206	97,786	0	26,329	92,528	0,52	2,514	131,809	20,034	20,379	20,478	20,574	20,544	20	
21.06.2021 21:00:00	-100	0	-100	-100	27,408	13,89	0	998,94	-19,244	45,48	0	19,854	78,834	0	0	132,154	16,943	16,485	16,211	16,126	16,019	16	
21.06.2021 22:00:00	-100	0	-100	-100	18,85	14,049	0	998,688	-13,695	32,671	0	16,329	0	0	0	131,809	14,229	13,342	12,757	12,426	12,181	12	
21.06.2021 23:00:00	-100	0	-100	-100	14,944	14,155	0	998,625	-6,274	32,433	0	13,558	0	0	0	132,154	12,777	11,77	11,249	10,857	10,607	10	
22.06.2021	-100	0	-100	-100	13,242	14,182	0	998,552	-4,177	26,555	0	13,117	0	0	0	132,154	12,209	11,267	10,684	10,355	10,041	10	
22.06.2021 1:00:00	-100	0	-100	-100	12,108	14,208	0	998,467	-2,618	24,331	0	11,919	0	0	0	131,809	11,325	10,26	9,741	9,351	9,096	9,0	
22.06.2021 2:00:00	-100	0	-100	-100	11,225	14,235	0	998,63	-2,607	22,762	0	10,722	0	0	0	132,154	10,63	9,568	9,049	8,723	8,466	8,3	
22.06.2021 3:00:00	-100	0	-100	-100	10,847	14,235	0	998,658	9,034	26,387	0	11,604	0	0	0	131,809	11,767	11,078	10,747	10,481	10,292	10	
22.06.2021 4:00:00	-100	0	-100	-100	11,729	14,208	0	998,658	2,956	26,901	0	11,73	0	0	0	131,809	11,767	11,141	10,872	10,669	10,418	10	
22.06.2021 5:00:00	-100	0	-100	-100	11,603	14,235	0	998,907	24,435	37,093	0	11,919	0	0	0	131,809	11,514	10,826	10,558	10,293	10,104	10	
22.06.2021 6:00:00	-100	0	-100	-100	13,684	14,182	0	999,28	54,794	57,129	0	15,069	0	0	0	130,775	13,282	13,342	13,323	13,367	13,314	13	
22.06.2021 7:00:00	-100	0	-100	-100	21,368	14,049	0	999,23	228,618	151,756	0	22,747	83,842	0	0	117,712	17,259	18,495	19,035	19,322	19,476	19	
22.06.2021 8:00:00	-100	0	-100	-100	28,54	13,89	0	999,717	325,751	205,335	0	25,827	86,809	0,366	2,011	118,055	20,412	21,948	22,673	23,266	23,685	24	
22.06.2021 9:00:00	-100	0	-100	-100	31,683	13,757	0	999,607	518,763	248,868	0	26,895	86,071	0,727	3,52	96,517	23,249	25,147	26,245	26,895	27,388	28	
22.06.2021 10:00:00	-100	0	-100	-100	32,123	13,624	0	999,6	415,619	201,342	0	27,146	84,24	1,379	3,52	140,782	23,753	25,649	26,621	27,083	27,639	28	
22.06.2021 11:00:00	-100	0	-100	-100	33,316	13,358	0	999,733	466,374	214,409	0	29,03	80,544	1,83	4,023	128,02	26,272	28,784	29,878	30,271	30,586	31	
22.06.2021 12:00:00	-100	0	-100	-100	34,104	13,146	0	999,807	858,147	370,863	0	30,990	65,317	2,308	4,079	118,108	28,476	31,107	32,068	32,371	32,470	32	

Рис. 6 - Табличные данные метеорологических величин (температура воздуха и РСП, влажность воздуха и РСП, давление, направление и скорость ветра) на станции д. Красное

Благодаря наблюдениям на станции в д. Красное, удалось получить данные необходимые для моделирования: среднесуточная температура воздуха, количество и продолжительность осадков, влажностью воздуха. Дополнительно, были получены данные температуры и влажности почвы до глубины 1 метр, с шагом 10 сантиметров, что позволило существенно увеличить точность моделирования. Расстояние от метеорологической станции до РТ варьировалось в пределах от 1,2 до 24,8 км. Таким

образом, во всех РТ находящихся на водосборе с достаточно высокой точностью интерполированы метеорологические параметры из-за малого отдаления от метеорологической станции [1].

Расстояние до метеорологических станций постоянной сети наблюдений, на основании которых проводилось моделирование во втором случае, значительно превышает расстояние до метеорологической станции в д. Красное, и составляют 81 км (Старица), 123 км (Осташков), 64,2 км (Белый), 185 км (Смоленск), 106 км (Вязьма). На всех указанных станциях имеется ряд данных по осадкам и их продолжительности, температуре воздуха и дефицита влажности. Данные по температуре почвы, которые вносят существенный вклад в точность моделирования доступны только на станциях 81 км (Старица), 123 км (Осташков), 185 км (Смоленск), которые находятся на значительном отдалении, и интерполяция этих величин на территорию водосбора может существенно отличаться, от наблюдаемых в действительности.

При определении параметров для моделирования водосбора метеорологические характеристики усреднялись как за год, так и по месяцам, используя данные суточных наблюдений. В качестве примера представлены таблицы усредненных метеорологических характеристик (табл. 14,15).

Табл. 14 - Среднегодовые метеорологические величины по данным наблюдений.

Характеристика	Метеостанция
Среднегодовое количество осадков, мм	666
Среднегодовая температура воздуха, °С	4,7
Среднегодовой дефицит влажности воздуха, мбар	2,9

Табл. 15 - Усредненные месячные метеорологические величины.

Месяц	Усредненное число дней с осадками >1 мм	Среднемесячная температура воздуха, °С	Среднемесячный дефицит влажности воздуха, мбар
Январь	11	-8.8	1,1
Февраль	8	-8.3	1,6
Март	8	-3.3	2,9
Апрель	8	4.6	3,6
Май	10	11.7	3,9
Июнь	11	15.6	5,4

Июль	11	17.5	3,8
Август	10	15.8	3,7
Сентябрь	10	10.3	2,8
Октябрь	10	4.2	2,5
Ноябрь	11	-1.4	1,8
Декабрь	12	-6.1	1,3

3.3 Репрезентативные точки

Репрезентативные точки (РТ) на водосборе характеризуют однородные условия формирования стока для определенной площади водосбора. Вся площадь водосбора покрывается гексагональной сеткой, узлы которой и есть РТ. Гексагоны площадью 19 км² были нанесены на водосбор с помощью специальной утилиты Repeating Shapes в ArcGIS 10.4.1. На рис. 7 приведена схемы расположения РТ на водосборе р. Осуга, всего было выделено 17 РТ.

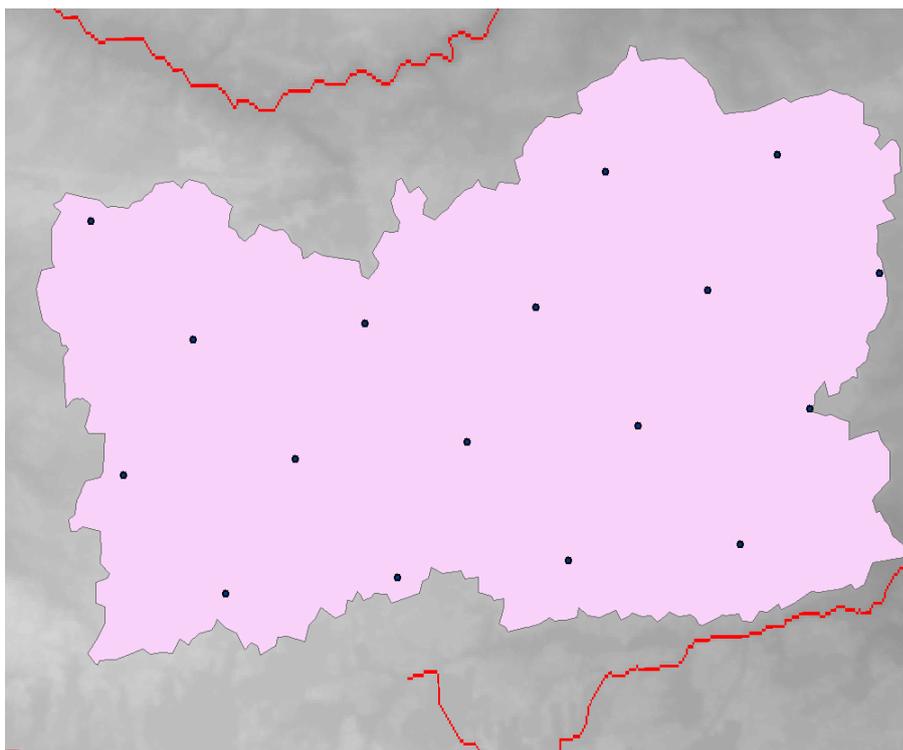


Рис. 7 - Схема водосбора с выделенными РТ.

После выделения РТ определялись их характеристики, такие как высота, уклон склона, экспозиция склона и др., и заносились в сводную таблицу:

Таблица 16 - Характеристики РТ

№ РТ	X, м	Y, м	X, °	Y, °	Высота, м	Экспозиция склона, °	Уклон склона, °	Длина от РТ до замыкающего створа, км
1	-3302316	4230102	33,94302	56,09408	206	325,3	1,35	9,3
2	-3306372	4232444	33,86227	56,09026	227	-1	0	18,2
3	-3298259	4232444	33,97655	56,12962	235	326,3	0,62	13,8
4	-3310428	4234786	33,78155	56,0864	246	71,6	0,27	28,1
5	-3302316	4234786	33,89575	56,1258	213	225	0,12	15,0
6	-3294203	4234786	34,01014	56,16515	219	257,0	1,15	19,0
7	-3314485	4237128	33,70083	56,08251	247	243,4	0,77	38,0
8	-3306372	4237128	33,81496	56,12196	235	45,0	0,49	23,1
9	-3298259	4237128	33,92928	56,16135	217	225,0	0,12	27,3
10	-3310428	4239469	33,73418	56,11808	237	178,3	2,84	31,9
11	-3302316	4239469	33,84842	56,15752	234	120,9	0,50	23,9
12	-3294203	4239469	33,96285	56,1969	217	206,6	0,38	27,1
13	-3314485	4241811	33,65342	56,11417	245	341,6	0,27	41,0
14	-3306372	4241811	33,76758	56,15365	236	65,0	1,42	30,7
15	-3298259	4241811	33,88194	56,19308	232	323,1	0,86	36,2
16	-3310428	4244153	33,68675	56,14976	231	135,0	0,24	38,3
17	-3310428	4248837	33,63926	56,18143	251	225,0	0,85	44,8

Характеристики РТ и метеорологической станции, описанные в данной главе, вносятся в специальный раздел модели.

CHARACTERISTICS OF REPRESENTATIVE POINTS

	RP-1	RP-2	RP-3	RP-4	RP-5	RP-6	RP-7	RP-8	RP-9	RP-10	RP-11	RP-12
Coordinate X	-330231	-330637	-329825	-331042	-330231	-329420	-331448	-330637	-329825	-331042	-330231	-329420
Coordinate Y	4230102	4232444	4232444	4234786	4234786	4234786	4237128	4237128	4237128	4239469	4239469	4239469
Latitude, degree	56	56	56	56	56	56	56	56	56	56	56	56
Aspect, azimuth degree	325.30	359.99	326.31	71.57	225.00	257.01	243.43	45.00	225.00	178.26	120.96	206.57
Altitude, m	206	227	235	246	213	219	247	235	217	237	234	217
Slope inclination, degree	1.36	0	0.62	0.27	0.12	1.15	0.77	0.49	0.12	2.84	0.50	0.38
Orographic shadowness, m2/m2	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Lag time, hours	2.58	5.06	3.83	7.81	4.17	5.28	10.56	6.42	7.58	8.86	6.64	7.53
Lake percentage, m2/m2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Swamp percentage, m2/m2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Glacier percentage, m2/m2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

COMPUTATION OF LAG TIME

	RP-1	RP-2	RP-3	RP-4	RP-5	RP-6	RP-7	RP-8	RP-9	RP-10	RP-11	RP-12
Distance, km	9.3	18.2	13.8	28.1	15.0	19.0	38.0	23.1	27.3	31.9	23.9	27.1
Velocity, m/s	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Time, hours	2.58	5.06	3.83	7.81	4.17	5.28	10.56	6.42	7.58	8.86	6.64	7.53

Compute time

Save Cancel

Рис. 8 - Входные данные с характеристиками репрезентативных точек.

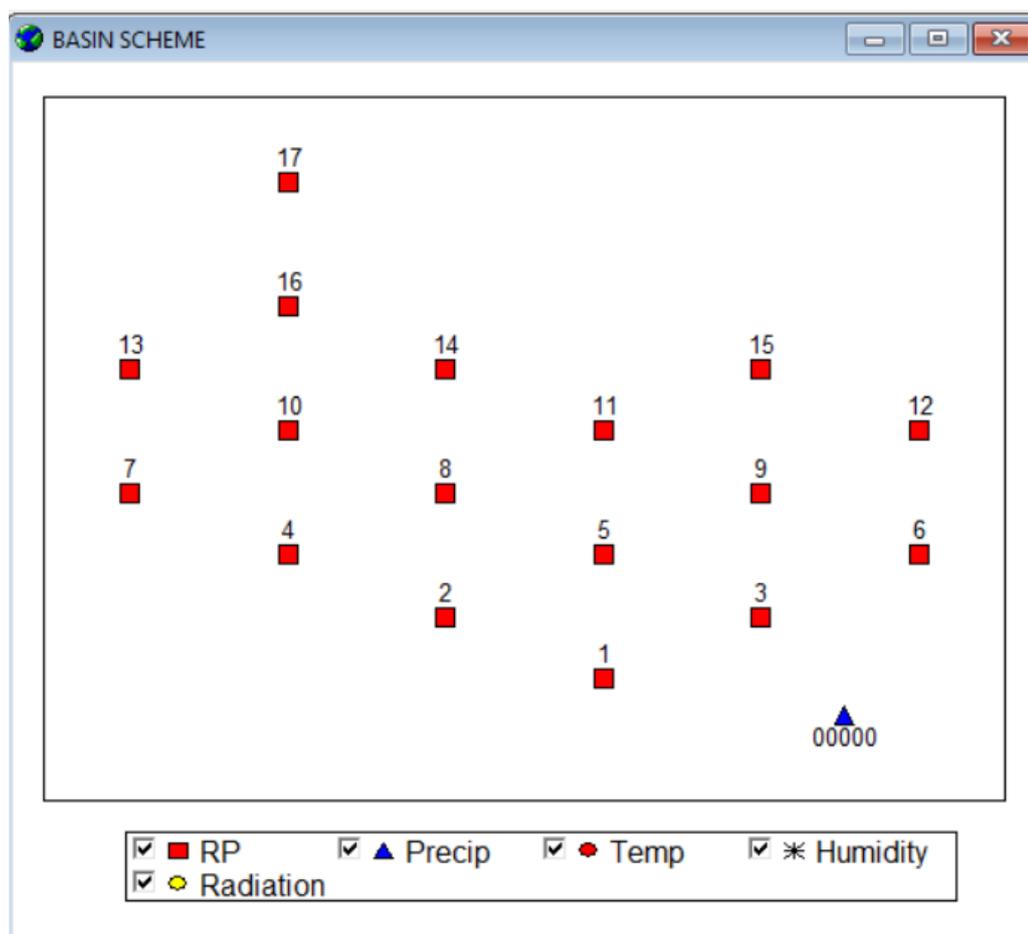


Рис. 9 - Схема водосбора с нанесенными РТ (красный квадрат) и метеорологической станцией (синий треугольник).

Так же наряду с характеристиками, в модель вводятся параметры метеостанции, СФК и РТ. Для внесения этих данных, необходимо выделить стокоформирующие комплексы, а также определить принадлежность РТ к соответствующим СФК.

3.4 Выделение стокоформирующих комплексов

Оценка модельных параметров расчетного бассейна должна проводиться после выделения на территории водосбора областей, однородных по типу формирования стока – стокоформирующих комплексов (СФК).

Для каждого СФК определяются параметры почвенного профиля, растительного покрова и поверхности склонов. Параметры модели неизменны в пределах СФК и скачкообразно изменяются на его границах. Вся водосборная площадь может быть представлена одним или несколькими СФК, различающимися по комплексу природных факторов. Главным критерием дробления водосбора на гидрологические ландшафты является тип растительности и почвы.

В качестве отдельных СФК выделяются все типы подстилающей поверхности, общая площадь которых соизмерима с площадью, подкомандной репрезентативным точкам. Размеры и детальность выделенных СФК определяются в основном размером бассейна, наличием информации о гидрологически значимых свойствах ландшафтов и масштабом используемых карт.

Для СФК-районирования на исследуемой территории использованы следующие источники:

1. Геологическая карта четвертичных отложений Тверской области [24].
2. Геологическая карта четвертичных отложений Смоленской области [24].
3. Дистанционная основа Тверской области. RGB композиция из комбинации каналов 2090-2350, 750-900 и 525-605 нм [9].
4. Дистанционная основа Смоленской области. RGB композиция из комбинации каналов 2090-2350, 750-900 и 525-605 нм [9].

На основании анализа этих материалов в бассейнах изучаемых рек выделены для дальнейшего анализа и моделирования стока выделено три СФК схема которых представлена на рис. 10 и описанных в табл. 17.

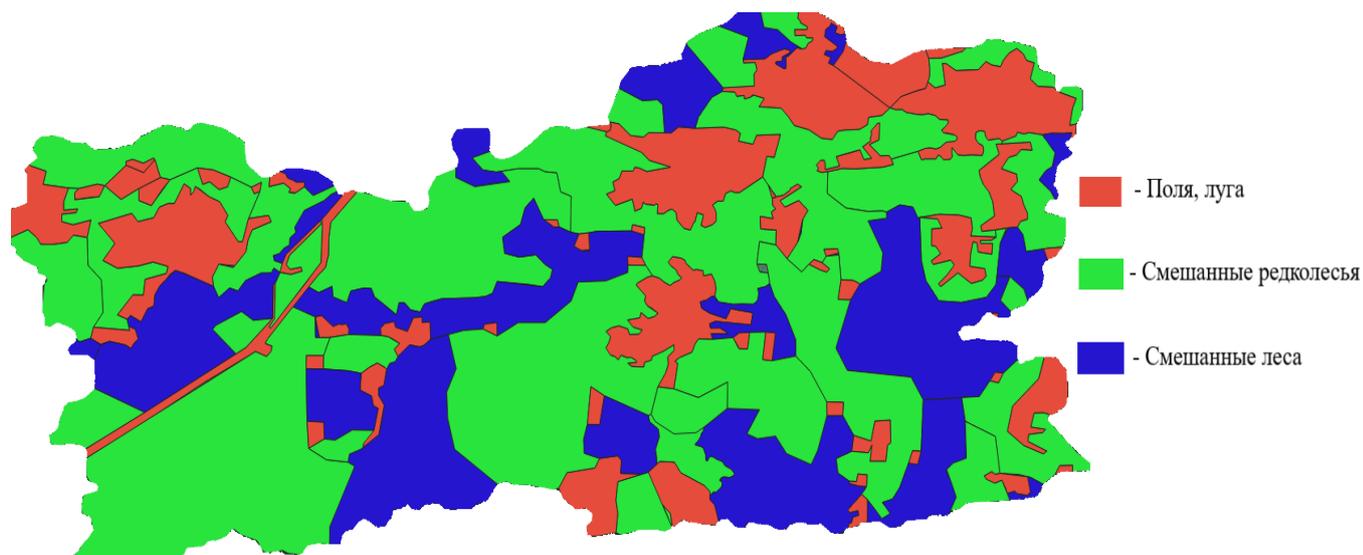


Рис. 10 – Схема расположения СФК на территории водосбора

Табл. 17 - Характеристики стокоформирующих комплексов бассейна реки Осуга

№	Доля площади территории, %	Наименование СФК	Генетический тип почвы	Тип почвы по механическому составу	Растительность
1	17	Смешанные леса	Подзолистые, дерново-подзолистые	Суглинки	Лиственничные и хвойные леса с покровом из лишайников и мхов
2	59	Смешанные редколесья	Подзолистые, дерново-подзолистые	Суглинки	Лиственничные и хвойные редколесья, подрост, кустарники с покровом из лишайников и мхов
3	24	Поля, луга	Аллювиальные, торфяные	Супеси, суглинки	Кустарники, разнотравье

Процессы, происходящие на каждом СФК, имеют свою специфику. Так луга и поля задерживают влаги меньше, чем торфяники из-за особенностей почво-грунтов или из-за отсутствия крупной растительности, как в случае смешанных лесов и редколесий. Так же леса и редколесья помимо перехвата осадков, так же создают большую затененность почвы растительностью, что влияет на испаряемость с поверхности водосбора. Альbedo зависит как от растительности и типа почвы, так и от уклона и ориентации склона. Пойма и понижения рельефа относится к зоне избыточного увлажнения, это способствует развитию заболачивания. Таким образом, характерные черты каждого СФК сильно влияют на гидрологические процессы на водосборе.

Табл. 18 - Принятые значения параметров растительности

Параметры	Значение параметра		
	СФК 1	СФК 2	СФК 3
Макс/мин емкость перехвата осадков растительностью, мм	2.0/1.0	1.0/0.0	0.3/0.0
Макс/мин альbedo ландшафта, б/р	0.2/0.1	0.3/0.1	0.3/0.2
Макс/мин затененность кронами, б/р	0.5/0.1	0.1/0.0	0.0

Макс/мин коэффициент потенциального испарения, 10^{-8} м/мб с	0.3/0.15	0.25/0.2	0.2/0.1
---	----------	----------	---------

Табл.19 - Почвенные параметры

Параметры	Значение параметра
Толщина, см	10/10
Плотность, г/см ³	0.5/2.5
Пористость, м ³ /м ³	0.9/0.3
Максимальная водоудерживающая способность, м ³ / м ³	0.6/0.1
Коэффициент фильтрации, мм/ мин ⁻¹	1/0.5
Удельная теплоемкость, ДЖ (кг°С) ⁻¹	1930/1550
Удельный коэффициент теплопроводности, Вт/(м °С) ⁻¹	1.3/0.8

ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для моделирования был выбран водосбор реки Осуга, находящихся на территории Тверской и Смоленской областей. Водосбор является равнинным.

Моделирование стока было проведено за 2016-2021 гг. Результаты моделирования приведены на рис. 11 -15.

Анализируя полученные гидрографы стока, нельзя однозначно говорить о завышении или занижении стока. Отклонения средних значений стока (за расчетный период) наблюдаются как положительные, так и отрицательные.

В связи с тем, что исследуемый водосбор имеет небольшую площадь, район его расположения не имеет сложную орографическую структуру, крупные водные объекты и прибрежных территорий, которые оказывают сильнейшее влияние на распределение метеорологических элементов, а также, на территории водосбора расположена метеорологическая станция, позволяет с большей точностью получить метеорологические данные для площади водосбора.

Рельеф водосбора однороден и сравнительно небольшой площади, в связи с чем влияние экспозиции и ориентации склонов на всем водосборе будут отличаться не значительно, следовательно, интенсивность протекающих на них процессов формирования стока, так же будет близка. При моделировании крупных водосборов, такие различия в условиях формирования стока компенсируют друг друга из-за большой площади распространения, можно получить приемлемые результаты. Но большой проблемой для малых водосборов, в отличии от крупных, является недостаток метеорологической информации. При большой площади водосбора, чаще всего, на его территории располагается от нескольких единиц, до нескольких десятков метеорологических станций, что позволяет с достаточной точностью интерполировать информацию. То при расчетах для малых бассейнов при отсутствии метеорологической станции, эту проблему можно решить установкой данной станции, что и было сделано в данной работе.

На территории водосбора были выделены 3 СФК (табл. 17). К сожалению, наблюдения за характеристиками растительного покрова на всей территории не проводились, а так же водно-физическими свойствами почв, поэтому описывающие эти элементы параметры, были оценены на основе выборочно отобранных проб почв, что также не могло не повлиять на результаты.

Питание исследуемого водного объекта происходит преимущественно за счет атмосферных осадков, поэтому в межень уровень реки опускается почти до нуля, а расход сокращается до значений менее 0.05 кубического метра в секунду.

На основании всего вышесказанного, было сделано сравнение модель «Гидрограф» и модели со сосредоточенными параметрами. Модель «Гидрограф» сложна в работе, имеет свой интерфейс и скрытыми от пользователя алгоритмами работы, в то время как модель со сосредоточенными параметрами написана в программе Excel и есть возможность проследить за всеми этапами расчета и выявить, какой из блоков вносит наибольший вклад, подробно работа обеих моделей представлена в главах 1.1 и 1.2.

Несмотря на то, что выходом модели «Гидрограф», является как табличные данные, так и непосредственно гидрограф стока, построение гидрографов производилось в пакете Microsoft Excel, для возможности сравнить результаты двух моделей с наблюдаемым стоком.

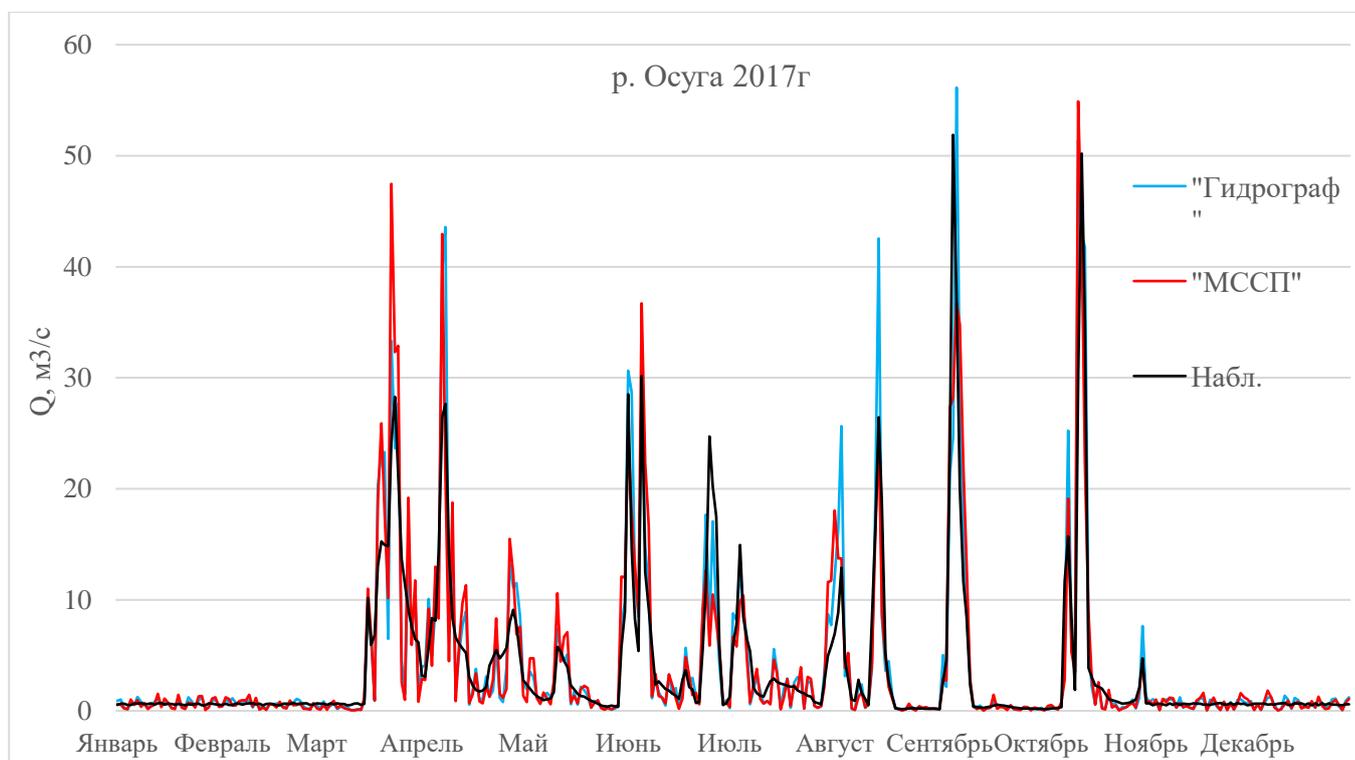


Рис. 11 – Гидрограф стока р. Осуга в 2017 году

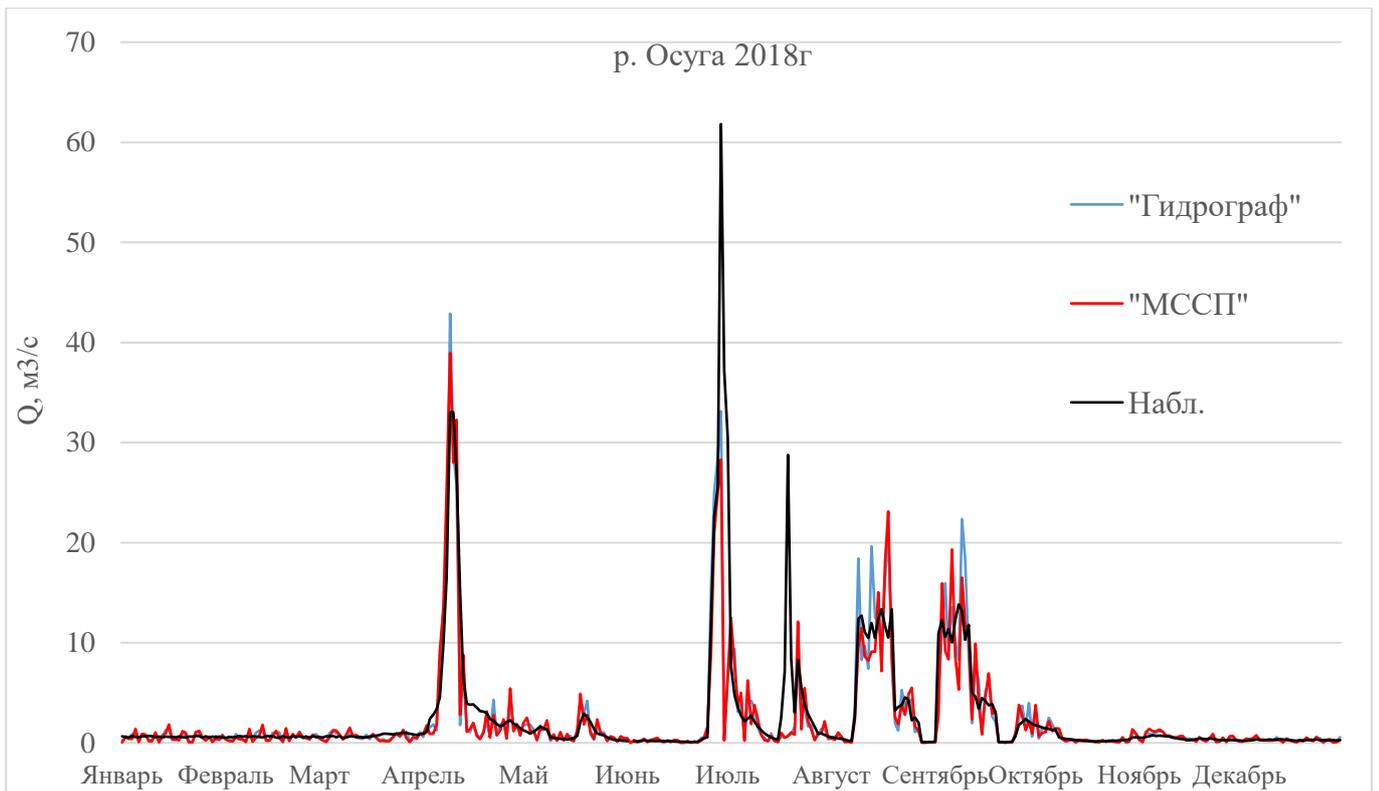


Рис. 12 – Гидрограф стока р. Осуга в 2018 году

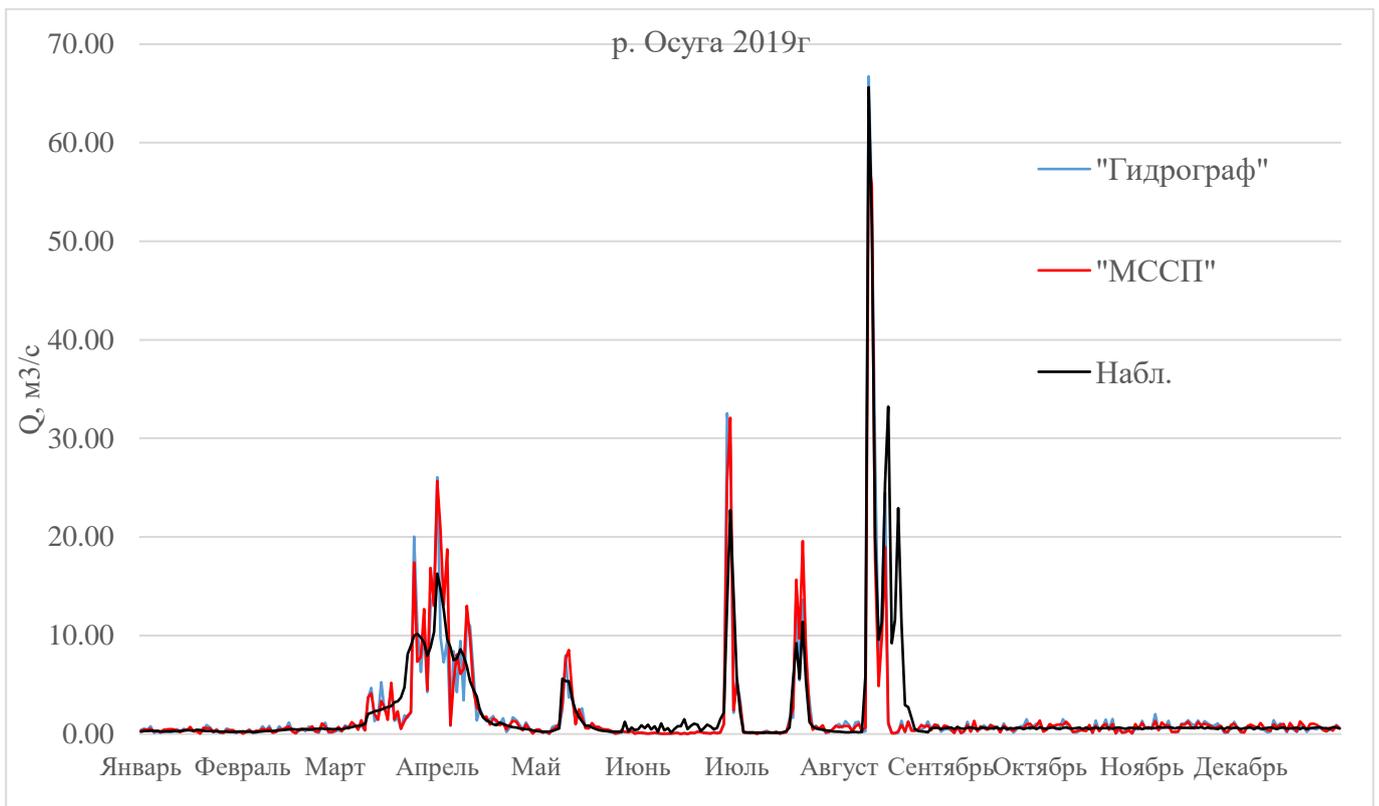


Рис. 13 – Гидрограф стока р. Осуга в 2019 году

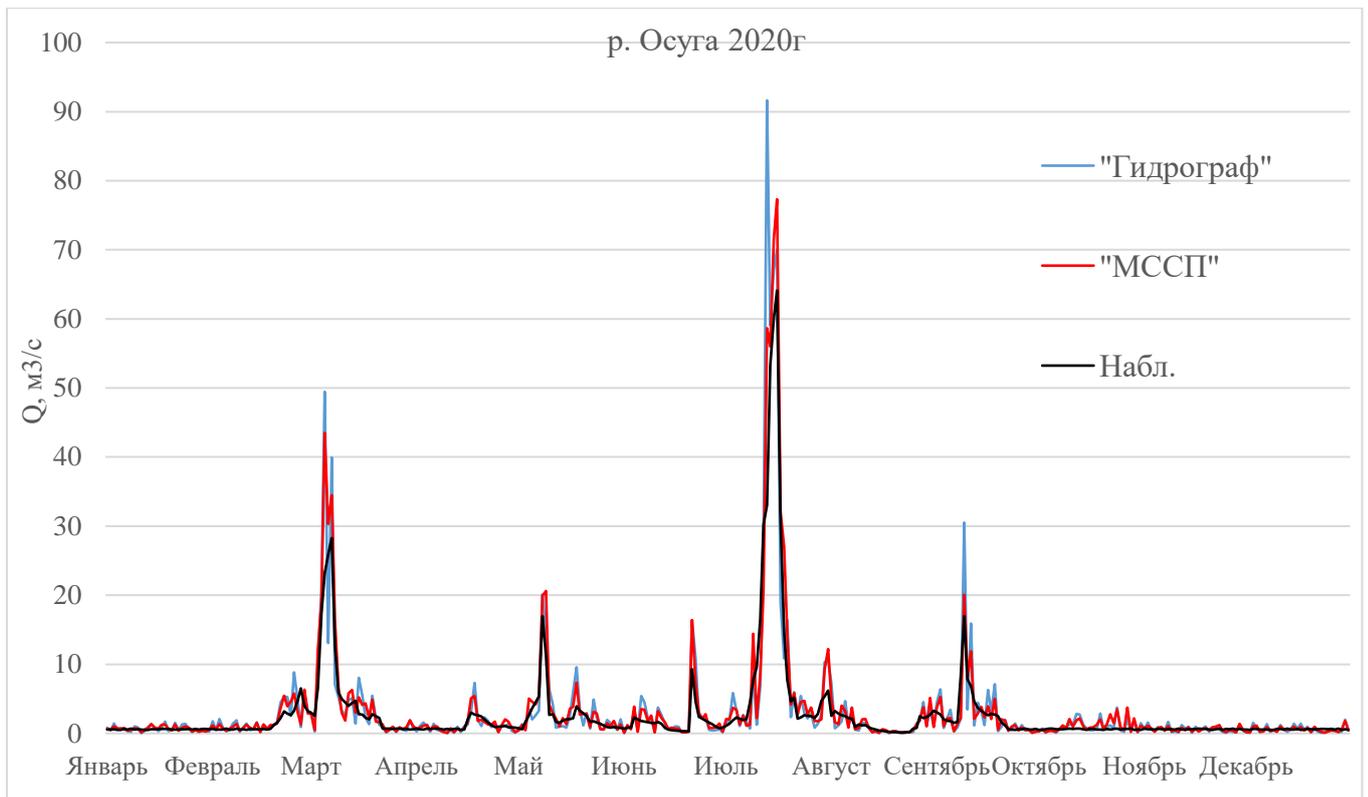


Рис. 14 – Гидрограф стока р. Осуга в 2020 году.

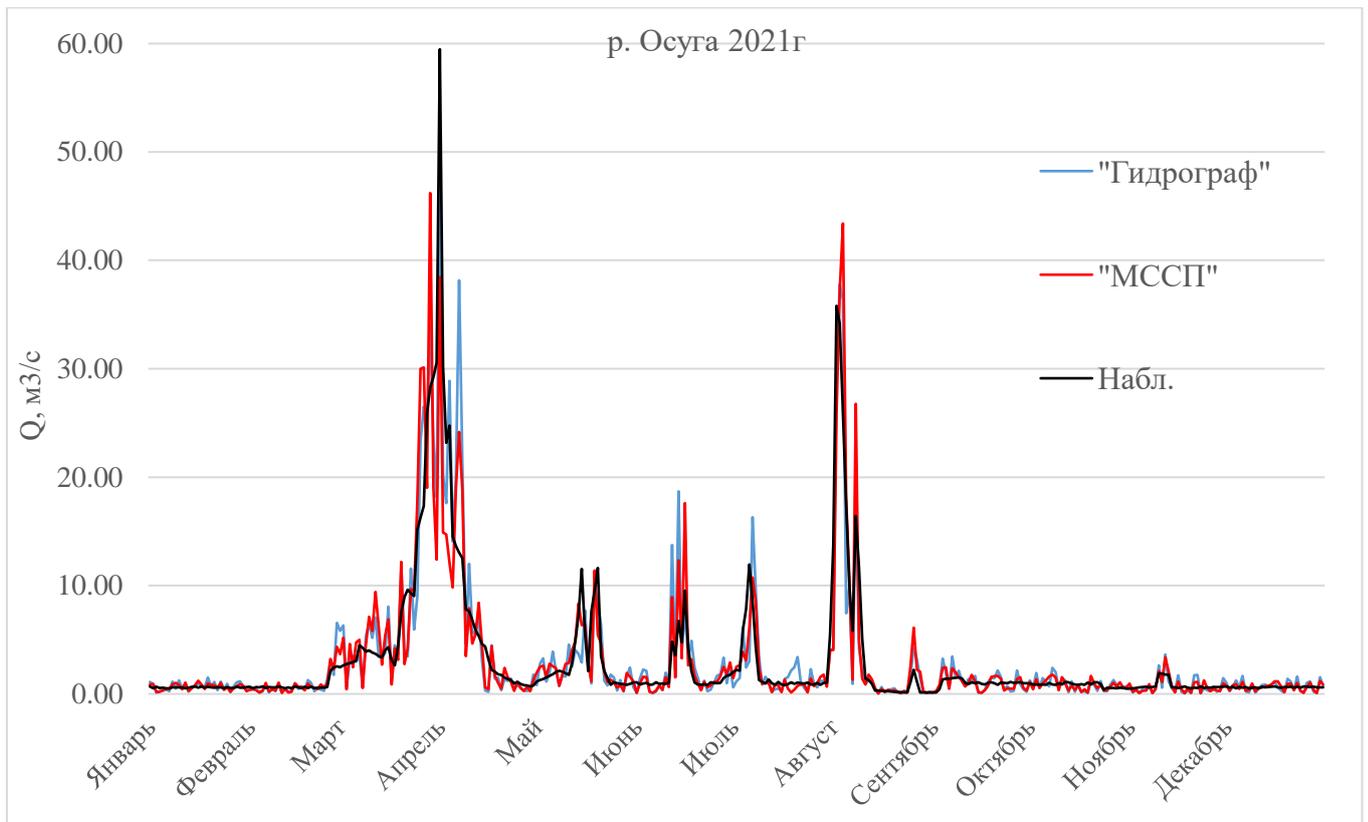


Рис. 15 – Гидрограф стока р. Осуга в 2021 году.

Моделирование стока проводилось в период с 2016-2021 год, первый год моделирования не был включен в анализ, как «разгоночный год».

Для объективного сравнения результатов моделирования необходимы математические меры ошибок расчета. Для анализа используется коэффициент Ef – критерий эффективности Нэша-Сатклиффа, определяемый следующим образом:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_0^t - Q_m^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_0^t - \bar{Q}_m^t)^2} \quad (56),$$

где \bar{Q}_0 - среднее значение наблюдаемых величин, а Q_m - моделируемая величина. Q_0^t наблюдаемая величина в момент времени t.

Этот критерий является статистической мерой, которая отражает долю дисперсии наблюдаемых величин, обоснованной рассчитанными значениями.

Принимается, что при $NSE > 0.5$ модель достаточно хорошо воспроизводит временную динамику, при $NSE = 1$ модельный расчет следует признать полностью адекватным. При $NSE < 0$ временная изменчивость воспроизводится моделирующим алгоритмам плохо. Основным недостатком данного критерия является завышение эффективности моделирования в периоды паводковых пиков и малый вклад в его оценку периодов меженного стока.

Точность расчета суточных величин по данному критерию эффективности рассчитывался для каждого года отдельно, после чего проводилось его осреднение по всему расчетному периоду.

Табл. 20 - Значения критерия эффективности Нэша-Сатклиффа

Год	NSE			
	Метеорологическая станция д. Красное		Действующая сеть метеорологических станций	
	«Гидрограф»	«МССП»	«Гидрограф»	«МССП»
2017	0.73	0.69	0.58	0.31
2018	0.69	0.63	0.47	-0.11
2019	0.72	0.68	0.55	0.39
2020	0.85	0.62	0.68	0.31
2021	0.78	0.70	0.61	0.35

Результаты моделирования стока за данный период можно признать удовлетворительными, при использовании метеорологической информации со станции в д. Красное, т.к. критерий эффективности достигает в некоторые года 0.85, а рассчитанные

гидрографы стока повторяют ход, почти совпадают с наблюдаемыми и незначительно отличаются от них по значению.

Малые бассейны требуют выделения и учета большего количества стокоформирующих комплексов и более высокой степени подробности при оценке параметров модели. Например, ландшафтные неоднородности, не учет которых в более крупных бассейнах не влияет на результат моделирования в такой степени, как на малом водосборе, в связи с взаимной компенсацией большого количества разнонаправленных факторов, приобретают здесь решающую роль в формировании стока. По этой причине результаты моделирования стока в бассейне р.Осуга имеют расхождения с наблюдаемыми значениями стока.

К сожалению, учесть эти различия и их особенности не представляется возможным в связи с отсутствием как крупномасштабного картографического материала, так и подробной информации о свойствах почв и растительности.

Как показывает сравнение результатов моделирования, где исходными данными является информация, полученная на метеостанции непосредственно находящейся на территории водосбора и метеорологических станций сети Росгидромета, более весомый вклад в формирование стока на данном водосборе, как весеннего, так и ливневого, оказывается метеорологическая информация, а именно осадки, продолжительность осадков, температура и влажность воздуха. Метеорологическая информация, полученная на территории водосбора, позволяет более точно оценить запасы воды в снежном покрове, смоделировать процесс его разрушения на основе данных температуры и влажности, а также избежать ошибок при интерполяции данных по жидким осадкам, при ливневых паводках.

При переходе к более точной метеорологической информации, значения критерия Нэша-Сатклиффа увеличиваются для модели «Гидрограф» в 1,5-2 раза, модели с сосредоточенными параметрами в 2-3 раза.

Таким образом, при моделировании стока, опираясь только на постоянную сеть метеорологических станций, использование модели с сосредоточенными параметрами не дало удовлетворительного результата на всем периоде моделирования, модель «Гидрограф», напротив, в обоих случаях дала хорошие результаты.

Влияние ошибок интерполяции метеорологических данных может оказать еще большее влияние для горных рек, из-за необходимости учета изменения метеорологических параметров с высотой, а также для рек, расположенных в других регионах, т.к. густота

метеорологической сети европейской части России выше, чем в других регионах Российской Федерации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В условиях изменяющегося климата оценка факторов формирования стока является важным процессом, в особенности для малоизученных рек, состояние которых оказывает влияние на деятельность человека. Решив поставленные задачи, а именно:

1. Восстановление регулярных наблюдений на гидрологическом посту в д. Красное на р. Осуга.
2. Установка и обслуживание автоматической метеорологической станции.
3. Отбор проб грунта на территории водосбора.
4. Создание, обслуживание и наблюдения на наблюдательных скважинах в д. Красное.
5. Сбор и анализ метеорологических, гидрологических, геологических и почвенных данных, характеризующих исследуемый водосбор.

Было произведено моделирование гидрологического режима в условиях природной среды центральной России на основании данных полученных самостоятельно, а также на основании данных постоянной сети метеорологических станций.

Результаты моделирования стока за период 2017-2021 гг. можно признать удовлетворительными для обеих моделей при использовании данных метеорологической станции в д. Красное, т.к. критерий эффективности варьируется в пределах от 0,5 до 0,85, а рассчитанные гидрографы стока схожи с наблюдаемыми. Результаты моделирования моделью «Гидрограф» показали более точные результаты. При этом модель «Гидрограф» требует большего количества информации, из-за большего количества блоков, описывающих большее количество процессов, влияющих на сток, как поверхностный, так и подземный, а также сложнее в работе. Модель с сосредоточенными параметрами, значительно проще и позволяет вносить корректировки на любом этапе расчета, но более чувствительна к метеорологическим данным, т.к. в ней существенно упрощены процессы формирования стока, учитываемые в полном объеме, в модели «Гидрограф», на сколько это возможно.

Выводы

1. Для малых рек, наличие метеорологической станции непосредственно на водосборе увеличивает точность моделирования в 1,5-3 раза, площадь, покрываемая одной станцией, составляет 1900 квадратных километров в условиях однородного рельефа.
2. Возможно использование модели с сосредоточенными параметрами, как менее трудо- ресурсозатратной, при условии нахождения на водосборе метеостанции

отдаленной от границ водосбора на расстояние не более 25 километров и удовлетворения требований точности, поставленных в работе.

3. Помимо метеорологической информации, малые водосборы требуют выделения и учета большего количества стокоформирующих комплексов и более высокой степени подробности при оценке параметров модели. Учесть эти различия и их особенности не представляется возможным в связи с отсутствием крупномасштабного картографического материала и подробной информации о свойствах почв и растительности. Эта проблема сложная и требует решения в дальнейшем, поэтому исключить ошибки, вызванные вышеперечисленными факторами, на данный момент, не удалось.

4. Получены гидрографы на малоизученном водосборе р. Осуга, рассчитанные гидрографы достаточно точно повторяют наблюдаемые, удовлетворительны и представляют интерес для дальнейшего изучения и использования.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антохина Е.Н., Жук В.А. Применение ИМК ЕСОМАГ для моделирования стока воды с различных по площади водосборов // Водное хозяйство России. Проблемы, технологии, управление, номер 4. Екатеринбург, 2011. – С. 30-32.
2. Братсерт, У.Х. Испарение в атмосферу /монография/. Ленинград, Гидрометеиздат, Л. 1985г.
3. Будыко, М.И. Тепловой баланс земной поверхности /монография/ Гидрометеиздат, Л. 1956г.
4. Вершинина, Л.К., Оценка ошибок интерполяции и осреднения по площади запасов влаги в почве/ Л.К. Вершинина, Н.Е. Леонова. – Труды ГГИ, вып. 259. – Гидрометеиздат, Л. – 1979 г.
5. Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Л., Гидрометеиздат, 1988.
6. Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Современные проблемы гидрологии, Издательский центр «Академия», М., 2008.
7. Виноградов, А. Ю. Влияние изменения хозяйственной деятельности на плодородие почв лесной зоны РФ /статья/ Материалы научно-методической конференции СТЛ / А.Ю. Виноградов, Л.Н.Смирнова. – СПб: Изд-во СПбГЛТА, 2009. – С. 179-184.
8. Виноградов, Ю.Б. Математическое моделирование в гидрологии /монография/ Ю.Б. Виноградов, Т.А. Виноградова. – М.: Академия, 2010. – С. 304.
9. Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А. П. Карпинского [<https://vsegei.ru/ru/>].
10. Гарцман И.Н. Топология речных систем и гидрографические индикаторные исследования /статья/ Водные ресурсы. № 3. – 1973. – С. 109-124.
11. Гидрологическая роль лесных геосистем /монография/ под ред. В.А. Снытко. Новосибирск, Наука СО, 1989г. – С. 23.
12. Гиляров, М. С., Жизнь в почве/ монография/М.С. Гиляров, Д.А. Криволуцкий. – М. Молодая гвардия, 1985.
13. Головенко, С.В. Уровни продуктивности коренных сообществ северной части валдайской возвышенности /статья/ С.В. Головенко, Г.Г. Лазукова, Ю.К. Шуйцев. – Почвы и продуктивность растительных сообществ, вып.3 МГУ, 1976г.
14. Государственный водный реест./ textual.ru.
15. Докучаев, В.В. Избранные труды/ сборник трудов / В.В. Докучаев. – М.: Издательство АН СССР. – 1949 г. – С. 462.

16. И.Л. Калюжный, С.А. Лавров. Гидрофизические процессы на водосборе/монография/ Нестор-История, Спб. – 2012г. – С. 55.
17. Классификация почв России / сост. Л. Л. Шишов, В. Д. Тонконогов, И. И. Лебедева. — М.: Почвенный ин-т им. В. В. Докучаева РАСХН, 1997.
18. Климаты Земли в геологическом прошлом / АН СССР, Ин-т географии; А. А. Величко, А. Л. Чепалыга. – М.: Наука, 1987.
19. Кузьмин, П.П. Процесс таяния снежного покрова, Гидрометеиздат, 1961г. – С. 71.
20. Научно-прикладной справочник по климату СССР, серия 3, выпуск 3, части 1-6/Гидрометиздат, Ленинград, 1988, «Аисори – Удаленный доступ к ЯОД-архивам», ВНИИГМИ-МЦД, В.М.Веселов, И.Р.Прибыльская, О.А.Мирзеабасов.
21. Нежиховский, Р.А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды /монография/. – Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1971. – С. 476.
22. Новая глобальная тектоника / АН СССР, институт геологии и геофизики; Ч.Б. Борукаев, Д.Х. Гик. Новосибирск, 1982.
23. Ольдекоп, Э. Об испарении с поверхности речных бассейнов /статья/ Сборник трудов, исполненных студентами при Метеорологической обсерватории Императорского Юрьевского университета, Т. 4. Юрьев. Тип. Э. Бергмана, 1911г. – С. 209.
24. О.Н. Лаврович, И.П. Бирюков, Е.А. Шулешкина. МПР РФ Центральный региональный геологический центр, 1998г.
25. Петров, Е.Г. Водный режим и продуктивность лесных фитоценозов на почвах атмосферного увлажнения/ монография / Минск, Наука и техника. 1983г.
26. Почвенно-географическая база данных России./ <http://soil-db.ru/>.
27. Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т. 10. Верхне-Волжский район / под ред. В. П. Шабан. — Л.: Гидрометеиздат, 1966. — С. 528.
28. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге / монография, т.2 / А.А. Роде. – Л.; Гидрометеиздат, 1969 г
29. Соколов А.А. Взаимосвязь морфологических характеристик бассейна и водотока /статья/ Метеорология и гидрология 1962г. – №2. – С. 16-22.
30. Хафф, Д.Д. Моделирование режима эвапотранспирации в лесных массивах /монография / Д.Д. Хафф, У.Т. Суонк. - М.: «Мир», 1988г. – С. 161-179.
31. Херсонский Э.С. Результаты определения объёмного веса почвы под лесом с учётом корневой системы. – Труды ГГИ, вып. 233. Гидрометеиздат, 1977г.

32. Хортон Р. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. Гидрографический подход к количественной морфологии /монография/ М.: Государственное издательство иностранной литературы, 1948г. – С. 158.
33. Чумаков Н. М. Оледенения Земли. История, стратиграфическое значение, роль в биосфере. М., 2015.
34. Яворский Б.М., Детлаф А.А. Справочник по физике. – М.: Наука, 1974, с. 158, 210, 271.
35. Vinogradov Yu.B., 2003, Hydrology of Sloping Terrain, in Hydrological Cycle, edited by I.A. Shiklomanov, in Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS), Developed under the auspices of the UNESCO, Eolss Publishers, Oxford, UK, [<http://www.eolss.net>].
36. Vinogradov Yu.B., 2003, River Runoff Modeling, in Hydrological Cycle, edited by I.A. Shiklomanov, in Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS), Developed under the auspices of the UNESCO, Eolss Publishers, Oxford, UK, [<http://www.eolss.net>].
37. Makarieva, O. M., Nesterova, N. V., Vinogradova, T. A., Beldiman, I. N., Kolupaeva, A. D., 2019. Calculation of catastrophic floods characteristics of ungauged Tsemes river (Novorossiysk, the Black sea coast of Russia) on the basis of hydrological model “Hydrograph”. Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences, 64 (1), 24–43.
38. Semenova (Makarieva) O., Beven K., 2015. Barriers to progress in distributed hydrological modelling. Hydrol. Process., 29: 2074–2078.