Введение

Состояние водных объектов описывается совокупностью различных характеристик. В их число входят: уровень, расход, мутность, минерализация, биомасса, температура воды и другие характеристики в данный момент времени. Закономерно повторяющиеся изменения этих характеристик определяют гидрологический режим водного объекта. Одной из важных характеристик состояния и режима водного объекта является температура воды, которая определяет тепловое состояние и термический режим водных объектов. Термический режим рек – это закономерные повторяющиеся изменения теплового состояния водотоков. Изучение теплового состояния и термического режима имеет большое значение для решения ряда научных и практических задач.

Целью дипломной работы является изучение закономерностей изменчивости температуры воды по глубине, ширине и длине рек, оценка эффективности теоретических соотношений в отношении воспроизводства фактических распределений температуры воды. Для ее достижения были поставлены несколько задач:

1. Вывод уравнения для аналитического описания эпюры температуры воды;
2. Изучение неоднородности температуры воды по глубине рек;
3. Анализ распределения температуры воды по ширине рек;
4. Изучение закономерностей изменения теплового состояния водной массы по длине рек;
5. Оценка эффективности использования уравнения теплового баланса реки для расчета продольного изменения температуры воды в реках;

Для решения поставленных задач использованы данные наблюдений автора за температурой воды р. Оки у д. Трегубово. Также были использованы материалы специальных наблюдений автора на р. Протва в районе устья Исьмы в июле 2008 года. Кроме того были использованы опубликованные данные наблюдений за вертикальным распределением температуры воды на устьевом участке р. Нева.

Для изучения продольной изменчивости температуры воды были использованы данные экспедиции Института истории естествознания и техники РАН о температуре воды р. Сухона на участке от с. Шуйское до г. Великий Устюг, а также метеорологические данные с сайта www.rp5.ru.

Работа состоит из 6 глав. Первые три главы – общие, посвящены масштабам пространственной и временной изменчивости температуры воды и целесообразности их сочетаний, факторам формирования термического режима рек и механизмам воздействия этих факторов на температуру воды на участке реки. В третьей главе получены уравнения, описывающие распределение температуры воды по глубине и ширине потока. Четвертая глава посвящена анализу натурных данных о вертикальной изменчивости температуры воды, их типизации и сравнению данных измерений с теоретическими выводами. В пятой главе производится анализ данных наблюдений за распределением поверхностной температуры воды поперек потока и сравнение теоретических результатов с натурными данными. Шестая глава посвящена оценкам возможности расчета температуры воды по длине р. Сухона в зависимости от притока тепла к границе «река-атмосфера» без учета влияния грунтовых вод и теплообмена с грунтами, а также внутренних источников тепла.

Автор благодарен за помощь в получении данных А.А. Попрядухину, С.А. Смирнову, А.М. Алабяну и С.М. Осколкову. Автор очень признателен Н.Л. Фроловой за консультации и предоставление данных экспедиции ИИЕТ РАН по обследованию р. Сухоны.

1. Масштабы пространственной и временной изменчивости температуры воды

Состояние водных объектов в каждый момент времени описывается совокупностью различных характеристик (Михайлов, Добровольский, Добролюбов, 2007). В их число входит уровень, расход, мутность, минерализация, биопродуктивность, температура воды и другие характеристики. Закономерно повторяющиеся их изменения определяют гидрологический режим водного объекта. Одним из важных параметров состояния и режима водного объекта является температура воды. Она характеризует многие особенности существования водных объектов на суши.

Изменение температуры речных вод влияет и на температуру морских вод. Это особенно важно для крупных сибирских рек, регулирование стока некоторых из них привело к существенному изменению температуры речных вод и теплового стока в Карское море (Одрова, 1983). От температуры воды зависит растворимость газов, скорость многих химических реакций, жизнедеятельность организмов, что имеет большое значение для оценки процессов денудации, формирования химического состава речных вод, развития водных экосистем и изменения интенсивности самоочищения водных объектов. Режим температуры во многом определяет активность биоты: при переходе температуры воды через 100С осенью развитие водной растительности прекращается и начинается ее отмирание. Весной на малых и средних реках при нагревании воды до температур выше 100С начинается активное развитие водной растительности. В зависимости от температуры воды формируются фазы ледового режима рек, изменяется продолжительность, толщина льда, даты замерзания и вскрытия и другие особенности ледового режима рек.

Как и другие гидрофизические характеристики водных объектов, температура θ обладает пространственной изменчивостью, т.е.,

θ= θ (*x, y, z*), (1.1)

где *х*, *у*, *z* – пространственные координаты. Совокупность значений скалярной характеристики θ образует стационарное поле, которое описывается функцией (1.1).

Если использовать модель пространства Эйнштейна, то можно говорить о стационарном четырехмерном температурном поле, где четвертой переменной является время *t*. Это позволяет более полно характеризовать тепловые особенности водных объектов. Однако в гидрологической литературе обычно используется другой подход для характеристики изменения температуры вдоль временной оси. Для этого вводится понятие теплового состояния и термического режима. Тепловое состояние водного объекта описывается его температурным полем при *t*=const (в данный момент времени). Термический режим рек это закономерные изменения теплового состояния водотоков во времени (Михайлов, Добровольский, Добролюбов, 2007).

В каждый момент времени температуру воды в данной точке водного объекта можно представить соотношением

, (1.2)

где – пульсационная компонента, – средняя местная температура.

Период осреднения температуры воды может изменяться в широких пределах: секунда, минута, час, сутки, декада, месяц, год, несколько лет. При выборе периода осреднения руководствуются задачами исследований и техническими возможностями приборов. Так, время измерения температуры воды ртутным термометром – 5–8 минут (Карасев, Васильев, Субботина, 1991). Это связано с инерционностью прибора. При использовании более скоростных и современных приборов, период измерения температуры может быть уменьшен до секунд. Однако в этом случае велика вероятность влияния пульсаций температуры воды на погрешности определения средней температуры воды в данной точке потока. По этой причине наименьший период осреднения не должен превышать 100 сек. В этом случае можно получить значение местной осредненной температуры воды свободное от влияния турбулентных пульсаций. Температура воды при таком осреднении, называется осредненной местной температурой в соответствии с уравнением.

Температура воды, учитывающая поглощение солнечной радиации и пульсационные изменения, испытывает трендовые колебания (рис. 1.1). Эти колебания температуры воды являются частью термического режима водотоков. В зависимости от наличия в потоке постоянно возобновляемых вихревых возмущений, их последовательного распада на более мелкие вихри, находится отклонение температуры воды от среднего значения. Трендовая составляющая объясняется наличием суточного хода температуры воды. Оценку пульсационной составляющей можно выполнить, построив графики разности между температурой воды и ее линейным трендом. Из рисунка следует, что ее величина испытывает циклические изменения, не превышающие 0,45% от средней температуры воды.

Внутрисуточные колебания температуры определяются суточным изменением соотношения между приходными и расходными составляющими теплового баланса в период открытого русла. В зависимости от сезона величины суточных температур различны. В период ледостава суточные колебания температуры воды отсутствуют. В период открытого русла в суточном ходе температур можно выделить фазы: утреннего нагревания, дневного нагревания, вечернего охлаждения, ночного охлаждения.

В годовом ходе температуры воды в водоемах, выделяются 4 сезона (Одрова, 1979): весеннего нагревания, летнего нагревания, осеннего охлаждения, зимнего охлаждения. Принципы, заложенные в основу этой классификации, не полностью отвечают температурным водотоков. Например, выделение сезона весеннего нагревания в водоемах обусловлено наличием обратной температурной стратификации при температуре <40C в безледный период. В этот период происходит интенсивное конвекционное перемешивание, окончание которого, связанное с достижением температуры воды 40С во всей толще воды, является окончанием сезона весеннего нагревания. В реках подобной ситуации нет.

Тем не менее, эта классификация может быть применена и для рек. Каждый сезон года отличается средней величиной температуры воды и ее сезонной вариацией. Летнее нагревание – период относительно высоких и устойчивых температур. Зимнее относительно стабильное низкотемпературное состояние – период близких к 00С температур в случае ледостава или низких и устойчивых температур в его отсутствие. Для сезона весеннего нагревания характерно повышение температур от 0,20С до температуры 100С, достижение которой является условием активного развития водной растительности. В сезон осеннего охлаждения характерно понижение от 100С до 0,20С, когда вегетация растений прекращается. Изменение температуры воды от сезона к сезону определяет внутригодовую изменчивость температуры воды и зависит от климатических зональных факторов.

В годовом термическом цикле рек обычно выделяют две фазы (ссылки): свободного русла и ледостава (рис. 1.4). Они отличаются по температуре и ее изменчивости. Во время ледостава температура воды колеблется около 00С, а при свободном состоянии русла температура воды положительна и меняется в широких пределах (от 0,20С до 10–250С в зависимости от особенностей географического расположения бассейна водотока).

Использование местной температуры воды осредненной за некоторый период времени не позволяет достоверно оценивать температуру, например, среднюю по глубине или в поперечном сечении потока. Вследствие этого требуется также пространственное осреднение температуры воды.

Изменение температуры воды с глубиной называется эпюрой распределения температур. Средняя температура воды на вертикали равна площади эпюры температур, деленной на глубину вертикали или интегралу:

 . (1.3)

Различия в средней температуре воды между разными вертикалями обусловливают поперечные градиенты температуры и отличия теплосодержания разных отсеков поперечного сечения. В поперечном сечении произвольной формы, температура воды в отсеках 1–2 и 3–4 отличается по величине, вследствие различной глубины реки, скорости течения, интенсивности прогревания. Поэтому эти отсеки выполняют отличающиеся функции в отношении переноса тепла.

Для определения средней температуры воды в каждом отсеке, вычисляется площадь эпюры элементарных расходов тепла между смежными вертикалями и делится на площадь эпюры элементарных расходов воды между ними.

Средняя температура в поперечном сечении – виртуальная характеристика. Она получается делением расхода тепла на расход воды:

, (1.4)

где – расход воды через данное поперечное сечение, , - элементарный расход на *i*-й вертикали, – средняя температура на *i*-й вертикали.

Отличия температуры воды по длине рек обусловлены особым сочетанием факторов изменения теплосодержания водных масс. Кроме зональных факторов, влияющих на величину θ, существуют факторы регионального и локального значения. К числу таких факторов относится, например, впадение крупных притоков с температурой вод, отличающейся от температуры воды в основной реке. Региональное значение имеет фактор орографии, который определяет тип рек (горные, полугорные и равнинные) и влияние высотной климатической зональности. Наличие, например, снежного покрова и ледников формирует температурный режим горных и частично полугорных рек.

Использование осредненной за разное время температуры имеет смысловое ограничение. Например, величина θ в конкретной точке потока за многолетний период имеет неясный физический смысл. За несколько лет морфология русла реки в этом створе может сильно измениться, что влияет на глубину реки и распределение θ по глубине потока. Поэтому при осреднении местной температуры представляется оптимальным, чтобы *наибольший* период осреднения не превышает 12 часов. С одной стороны, это соответствует периодичности наблюдений на гидрологических постах (8:00 и 20:00). С другой стороны, это позволяет оценивать температуру водной массы, которая характеризует суточное разнообразие сочетаний факторов ее теплового состояния.

Для разных задач требуется различное пространственное осреднение. Каждому масштабу пространственного осреднения можно сопоставить разумные масштабы временного осреднения температуры воды. Пространственное осреднение температуры воды имеет смысл осуществлять от конкретного горизонта водного потока, до всей длины малых рек или бесприточных участков средних и крупных рек испытывающих тепловое влияние конкретных синоптических обстановок. Для каждого вида пространственного осреднения можно найти соответствующие имеющие физический смысл периоды временного осреднения. Например, наименьший период осреднения температуры воды для всего бассейна – декада. Для малых и средних рек этот отрезок времени достаточен для полного обновления воды в реке и реакции водной массы на соответствующие изменения факторов теплового состояния рек. С другой стороны, декада – это характерное время осреднения температур воды в гидрологических справочниках. Наибольший оптимальный период осреднения θ для бассейнов малых и средних рек является многолетний период, поскольку он характеризует сток тепла. Для горизонта же водного потока этот период ограничен ½ продолжительности суток. Он дает представление о дневном и ночном цикле изменений местной температуры воды. Для других масштабов пространственной оценки температуры воды существуют особые периоды временного осреднения этой гидрологической характеристики (табл. 1.1).

Таким образом, для различных масштабов пространственно-временной изменчивости характерно особое сочетание определенных факторов, которое нужно рассматривать применительно к конкретным природным условиям и с учетом возможно влияния хозяйственной деятельности.

Табл. 1.1 Оптимальные пространственно-временные осреднения температуры воды для характеристики теплового состояния и термического режима рек

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Пространственные масштабы осреднения температуры воды | Местная мгновенная температура | Оптимальный интервал осреднения температуры |
| 12 часов | Сутки | Декада | месяц | Сезон | год | Многолетний период |
| Точка на вертикали | + | + | - | - | - | - | - | - |
| Вертикаль | + | + | - | - | - | - | - | - |
| Отсек поперечного сечения | - | + | - | - | - | - | - | - |
| поперечное сечение русла | - | + | + | + | + | + | - | - |
| Участок реки | - | + | + | + | + | + | + | + |
| Длина малой реки | - | - | + | + | + | + | + | + |
| участок средней или крупной реки | - | - | + | + | + | + | + | + |

# 2. Факторы формирования термического режима рек

**2.1 Изменение результирующей теплового баланса и температуры воды на участке реки**

Изменение теплосодержания Δ*q*, Дж, объема воды *V* на участке реки определяется формулой:

Δ*q*=*C*ρΔθ*V*, (2.1)

где *С* – теплоемкость воды, Дж/(кг⋅0С), ρ – плотность воды, кг/м3, Δθ – изменение температуры воды, 0С. Из (2.1) следует, что изменение температуры воды за некоторый интервал времени

. (2.2)

Считая, что *С*, ρ, *V* – постоянные, можно сказать, что изменение температуры воды θ пропорционально изменению теплосодержания водной массы *q*. Если изменение теплосодержания Δ*q* > 0, то изменение температуры воды Δθ > 0. В противоположном случае Δθ < 0, а Δ*q <* 0.

Изменение теплосодержания d*q* объема воды *V* связано с уравнением теплового баланса для участка реки (рис. 2.1):

*Q*н - *Q*в = d*Q* = – d*q*, (2.3)

где *Q*в – количество тепла, поступающее на верхнюю границе участка реки (адвекция), *Q*н – количество тепла, уходящее через нижнюю границу, d*Q* – изменение потока тепла, d*q* – изменение теплосодержания водной массы. Если d*Q* > 0 (уходит тепла больше, чем приходит), то d*q* < 0 – теплосодержание водной массы уменьшается, а ее температура θ понижается. В соответствии с уравнением (2.2) при d*Q* < 0 (тепла поступает больше, чем уходит) d*q* > 0 – теплосодержание водной массы увеличивается и, соответственно, повышается температуры воды Δθ > 0. Таким образом, в рассматриваемой тепловой системе величина d*Q* однозначно определяет изменение d*q* и Δθ.

Участки рек – открытые системы и d*Q* = – d*q* 0*.* Если уравнение (2.3) универсально, то уравнение, раскрывающее причины возникновения (уравнение результирующей баланса тепла), отражает специфические условия, влияющие на величину d*Q* и d*q*, т.е.

d*Q* = – dq = *А* + *В* + *С*, (2.4)

где *А, B, C –* приходные и расходные составляющие теплового баланса (Михайлов, Добровльский, Добролюбов, 2007). С учетом (2.1) и (2.3) получаем:

Δθ= -, (2.5)

где *А* – тепловой поток на границе «водная поверхность – воздух», *В-*тепловой поток на границе «вода – русло реки», *С* – внутренние источники поступления или расхода тепла.

*А* = *R*  + Θx + Θк – Θи, (2.6)

где *R* – радиационный баланс водной поверхности, – теплообмен с атмосферой, Θx – тепло, поступающее с атмосферными осадками, Θк – поступление тепла при конденсации, Θи – расход тепла на испарение воды.

Теплообмен с руслом реки включает

*В* = Θгр,(2.7)

где – поступление или отток тепла с грунтовыми водами, Θгр – теплообмен с ложем водного объекта.

Величина

*С* = Θд Θф Θхим Θб, (2.8)

где Θд – тепло, обусловленное диссипацией гидравлической энергии, Θф – энергию фазовых переходов, Θхим и Θб – приход или расход тепла при химических и биохимических процессах.

Наибольшее влияние на изменение теплосодержания водной массы оказывают процессы на границе «вода – воздух». Они влияют на приток солнечной радиации и теплообмен с прилегающими слоями воздуха. Радиационный баланс водной поверхности:

*R* = *I* – *I*эф = (1-*Aa*) (*Q*пр+*q*рр) – *I*эф, (2.9)

где *I* – поглощенная суммарная солнечная радиация, *I*эф – эффективное излучение воды, (*Q*пр+*q*рр) – суммарная солнечная радиация при безоблачном небе, *Q*пр – прямая солнечная радиация, *q*рр – рассеянная солнечная радиация, *Аa* – альбедо водной поверхности (Хромов, Петросянц, 2001).

Интенсивность суммарной радиации меняется с высотой Солнца, с высотой местности над уровнем моря, а также зависит от прозрачности атмосферы, облачности и других факторов. Интенсивность солнечной радиации при безоблачном небе *I0* = (*Q*пр + *q*рр)0 для любой точки земного шара и любого часа года может быть оценено по формуле:

 (2.10)

где *r*0 и *r* – среднее в данный момент времени расстояние от Земли до Солнца, *S*0 – солнечная постоянная, *h*c – высота стояния Солнца, ρс – плотность субстанций в атмосфере, αр – коэффициент рассеяния радиации.

При наличии облаков суммарная радиация определяется по формуле:

*I* = *I*0[1 – (*a*1 – *b*1*n*0) *n*0], (2.11)

где *n*0 – общая облачность, в долях единицы, *b*1 = 0,38, *а*1 – коэффициент, зависящий от широты местности (Винников, Проскуряков, 1988).

Эффективное излучение воды *I*эф это разница между собственным излучением водной поверхности *I*с и встречным излучением атмосферы *I*а:

*I*эф = *I*c – *I*a. (2.12)

Величина *I*с определяется с использованием закона Стефана-Больцмана для абсолютно черного тела:

*I*а.ч.т. = σ*Т*4, (2.13)

где постоянная σ = 5,7⋅10-8 Вт/(м2⋅К4), *Т* – абсолютная температура воды, К (Хромов, Петросянц, 2001). Так как вода не абсолютно черное тело, то для расчета ее собственного излучения правую часть выражения (2.13) умножают на поправочный коэффициент «серости» тела δв, который для воды меняется от 0,95 до 0,963 при изменении ее температуры θ в диапазоне 01000С (Винников, Проскуряков, 1988).

Теплообмен между поверхностью воды и воздухом осуществляется (при отсутствии льда) за счет механизма конвективной теплопередачи и определяется по «закону» Ньютона (Алексеевский, 2006):

*q*k = -α (θ – θв), (2.14)

где *qk* – поток тепла через единицу площади водной поверхности, θ – температура воды, θв – температура воздуха, α – коэффициент теплоотдачи. Этот коэффициент зависит от ряда факторов, влияющих на интенсивность теплоотдачи:

α = 2,65 [1 + 0,8*w* + *f*(Δθ)], (2.15)

где *w* – скорость ветра на высоте 2 метра, м/с; *f*(Δθ) – функция, зависящая от разности температур θ-θB (Винников, Проскуряков, 1988). Если θ-θB > 0, то d*q*k < 0 и водная масса охлаждается. Если θ-θB < 0, то d*q*k > 0 и вода нагревается в соответствии с уравнением (2.2).

Тепло, поступающее с атмосферными осадками Θx, определяется по формуле:

Θx = *C*ρθос*Sx*, (2.16)

где *С* – теплоемкость воды, Дж/(кг⋅0С); ρ – плотность воды, кг/м3; *S* – площадь зеркала воды, км2; *x* – слой осадков, мм; θос – средняя температура атмосферной влаги.

Влияние поступления тепла с атмосферными осадками на температуру речной воды выражается повышением или понижением температуры воды в зависимости от знака разности температур речной воды и атмосферных осадков. Если θос<θ, то происходит охлаждение речной воды. Если θос>θ, то происходит увеличение удельного теплосодержанияводной массы *qу* (Дж/м3). Если рассматривать теплоту как консервативную примесь, то

, (2.17)

где *q*y*.p* – удельное теплосодержание воды реки до поступления осадков, *Wp* – объем воды на данном участке реки, *x* – количество осадков, мм, *S* – площадь водной поверхности, *Qy.*oc – удельное теплосодержание осадков.

Затраты или поступление теплоты в водную массу в случае испарения или конденсации водяного пара:

Θконд= Θисп=*L*и*m*= *L*и*E*ρ, (2.18)

где *m* – масса испаряемой или конденсируемой влаги; *E* – слой испарившейся (сконденсировавшейся) воды за единицу времени, м/ч; ρ – плотность воды, кг/м3; *L*и – удельная теплота испарения, Вт⋅ч/кг. Последняя величина зависит от температуры испаряющей поверхности θп (Алексеевский, 2006):

*L*и = (25 – 0,024θп)⋅ 105, (2.19)

где 25⋅105 Дж – удельная теплота испарения при температуре поверхности воды 00С. Количество испарившейся воды может быть рассчитано, например, по формуле Б.Д. Зайкова (Винников, Проскуряков, 1988). Тогда, с учетом (2.18), количество теплоты, теряемое водой при испарении, равно:

*Q*и = 4,1 (1 + 0,72*w*2) (*e*0-*e*2), (2.20)

где *w*2 – скорость ветра на высоте 2 м над поверхностью воды, *e*0 – давление насыщенного водяного пара в воздухе при температуре испаряющей поверхности, *e*2 – парциальное давление водяного пара на высоте 2 м.

Большое влияние на температуру воды на участке реки в некоторых случаях имеют тепловые потоки на границе «вода – русло реки». Охлаждение или нагревание грунтовыми водами речных вод () связано с процессами смешения вод разного генезиса. Считая теплоту консервативной примесью (по аналогии с формулой 2.17) получаем:

, (2.21)

где *q*y*.p* – удельное теплосодержание воды на участке реки выше зоны выклинивания (впадения) грунтовых вод, *Vp*=*V*0+*dVв*, где *V*0 – объем воды на участке реки в начальный момент времени, d*Vв* – объем воды, дополнительно поступающий на участок реки за время d*t* через верхний створ, *Vгр* – объем грунтовых вод, поступающих на данный участок реки за промежуток времени d*t*, *qy.*oc – удельное теплосодержание грунтовых вод.

Теплообмен водной массы с ложем водного объекта происходит по закону Ньютона (Винников, Проскуряков, 1988):

*q*k = -α (θ-θгр), (2.22)

где *q*k – поток тепла через единицу площади дна, θ – температура воды, θгр – температура грунтов, α – коэффициент теплоотдачи (зависящий в данном случае от разности температур воды и грунта, скорости потока, свойств грунта и т.п.). Если температура воды в реке выше, чем температура ее русла θ > θгр, то *qk* < 0 и, в соответствии с (2.2), температура воды реки понижается, нагревая русло реки. Если θ < θгр, то *qk* < 0 и вода в реке нагревается, а ложе реки охлаждается.

**2.2 Географические факторы формирования термического состояния и режима рек**

Тепловой режим и тепловое состояние водотоков обусловлены влиянием различных факторов. Оно прослеживается на зональном, бассейновом, районном, местном и локальном уровнях. В генетическом отношении эти изменения связаны с влиянием на температурный режим рек климатических, гидрологических, гидравлических и морфологических факторов.

Климат определяет общие зональные закономерности изменения температуры воды в реках. Они отражают неравномерное поступление солнечной радиации на земную поверхность в разных регионах планеты вследствие уменьшения угла падения солнечных лучей при увеличении широты местности (Хромов, Петросянц, 2001). Анализ распределения суммарной солнечной радиации (*Q*r) по территории России, например, показывает, что ее величина изменяется от 2500 до 4800 МДж/(м2 ⋅год), убывая при переходе от южных широт к северным.

Отражением влияния климата на температуру воды в реках является общая закономерность снижения тепловых характеристик водотоков с увеличением широты местности (Шостакович, 1928). Анализ данных по трем рекам приблизительно равного размера в таежной зоне, зоне смешанных лесов и в лесостепи ЕТР подтверждает эту закономерность (рис. 2.3). Она справедлива, в частности, для рр. Пинега, Сура и Хопер в створах, где площадь их водосбора близка к 50000 км2. Бассейны этих трех рек находятся между 400 и 500 в.д., влияние континентальности климата на термический режим этих рек примерно одинаково. Для сравнения рек в термическом отношении использована характеристика *J*, соответствующая нормированной сумме среднемесячных температур воды за безледный период года (). Анализ графиков изменения величины *J* за многолетний период для разных рек (см. рис. 2.3) показывает, что с увеличением широты местности величина *J*, характеризующая осредненную температуру воды в реке за этот сезон года и соответствующий тепловой сток, заметно уменьшается. Градиент изменения величины *J* (при переходе от лесостепной к зоне широколиственных лесов) в 1977 г. был равен 1,81⋅10-3 км-1 и -2,45⋅10-3 км-1 при переходе от зоны широколиственных лесов к таежной зоне.

Влияние зональности заметно не только при переходе от одного речного бассейна к другому, находящемуся в пределах другой природной зоны, но и внутри отдельных крупных бассейнов. Температура воды в реках постепенно возрастает от их северных к южным участкам русловой сети (Шостакович, 1907; Соколова, 1951 и др.). На больших реках, текущих с севера на юг и пересекающих различные климатические зоны, температура воды в их руслах возрастает от истоков к устью (рис. 2.4). На реках, текущих в обратном направлении, наблюдается понижение температуры воды от истоков к устью (Важнов, 1976). Если река имеет субширотное направление, то различия температуры воды могут отсутствовать вследствие зонального подобия (идентичности) притока солнечной радиации, что подтверждается данными наблюдений. Однако нарушение однородности среднемесячных температур воды возможно вследствие неравномерности распределения солнечной радиации в широтном направлении.

Зональность распределения *Q*r не строгая – изолинии суммарной солнечной радиации на картах не имеют строго широтного характера. Поэтому на одной широте местности приток солнечного тепла неодинаков в разных регионах страны (табл. 2.1). Это обстоятельство объясняется влиянием континентальности климата. Континентальность климата – изменение режима осадков и температуры воздуха под возрастающим влиянием суши на атмосферу и климатообразующие процессы по мере удаления от моря или океана. На большом расстоянии от их берегов смягчающее влияние океана на климат уменьшается. Одновременно уменьшается облачность и увеличиваются амплитуды суточных и годовых температур.

Таблица 2.1. Широтное изменение суммарной солнечной радиации на территории России, кДж⋅см-2 ⋅год-1

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Градусы северной широты | *Q*r на 300 в.д. | Изменение величины *Q*r при переходе с запада на восток страны (градусы в. д.) |
| 300-500 | 500-700 | 700-900 | 900-1100 | 1100-1300 | 1300-1500 | 1500-1700 |
| 70 | 280,5 | 4,2 | 16,8 | 4,1 | 12,6 | 8,4 | 0 | -46,1 |
| 60 | 347,5 | 16,8 | 8,3 | -4,2 | 4,2 | 16,8 | - | - |
| 50 | 431,2 | 46,1 | 20,9 | - | - | - | - | - |

Например, континентальность климата усиливается с запада на восток на б*о*льшей части территории России. В этом направлении возрастает и суммарная радиация *Qr*(рис. 2.5). Анализ этого рисунка показывает, что вдоль параллели 700 с.ш., и начиная с 350 в.д., приток солнечной радиации непрерывно возрастает до 1300 в.д. Для восточных районов величина *Qr* относительно стабильна, и далее на восток – уменьшается. Возможно, это связано с увеличением влияния Тихого и Ледовитого океанов. Вдоль параллели 600 с.ш. изменение *Qr* имеет более сложный характер. Общее увеличение притока радиации при переходе от западных к восточным территориям нарушается между 700 и 1000 в.д. Уменьшение притока радиации связано, возможно, с повышением местности (Среднесибирское плоскогорье) и соответствующим увеличением облачности. Далее на восток характер рельефа местности не изменяется, а по высоте понижается, что сопровождается увеличением величины *Qr*.

Другим фактором нарушения строго широтного распределения *Qr* являются горные области, которым свойственен особый характер распределения солнечной радиации. Для них картографические обобщения изменчивости величины *Q*r отсутствуют, так как влияние орографического фактора чрезвычайно разнообразно и очень изменчиво в плане, что создает трудности в измерениях на метеостанциях и обобщении этих данных. Рельеф оказывает влияние на температуру воды в реках вследствие орографического снижения.

Она уменьшается с высотой на 0,60С на каждые 100 м подъема и повышается на 10С на 100 м, когда воздух опускается с гор в долины (Хромов, Петросянц, 2001). Некоторое влияние на этот процесс оказывают и отличия в распределении солнечной радиации на склонах разной экспозиции, особенности питания рек в предгорьях и на равнинных участках. Большие уклоны определяют повышенные скорости течения, интенсивное перемешивание воды в реках. Это приводит к увеличению скорости теплообмена с окружающей средой (атмосферой и дном), а также к относительной однородности температуры воды в поперченном сечении.

Высоту местности можно относить к региональным и к местным факторам формирования температурного режима рек. Зависимость температуры воды в реках от высоты местности (рис. 2.6) отражает влияние совокупности факторов, характерных для территории, по которой она протекает. Она изменятся даже для небольших возвышенностей. Например, для Приволжской и Смоленско-Московской возвышенностей температура воды зависит от двух факторов – от расстояния до истока и от высоты местности. На одной широте и при разной высоте разность температуры воды может достигать 10–150С, что является обычной ситуацией для рек Средней Азии и Кавказа (Соколова, 1951).

Зональный фактор изменения температуры воды связан не только распределением суммарной радиации. Низкая относительная влажность в Средней Азии приводит к большим потерям тепла на испарение, что может снижать температуру воды (Соколова, 1951).

Важным фактором изменения температуры речной воды бассейнового масштаба, является влияние синоптических условий и отдельных воздушных масс на тепловое состояние рек. На реках разного размера оно выражается по-разному: крупные атмосферные вихри, определяя прохождение теплых и холодных воздушных масс, оказывают влияние на температуру воды малых рек, участков крупных и средних рек. Чем больше площадь водосбора, тем больше число воздушных масс, которые оказывают воздействие на тепловое состояние рек. Таким образом, температура воды в малых реках и их бассейнах целиком определяется чаще всего какой-либо одной воздушной массой, тогда как температура средних и крупных рек и различных частей их бассейнов формируется под влиянием совокупности разнородных воздушных масс.

Синоптические факторы определяют температуру воды вследствие облачности и изменения притока *Qr* днем и ночью. Днем температура воды повышается вследствие интенсивного притока солнечной радиации, а ночью – понижается, так как теплой поток от водной массы к атмосфере преобладает. При наличии сплошной облачности суточный ход температуры воды сильно сглажен по сравнению с ясной погодой. Это связано с регулированием притока радиации облачностью – вода нагревается только за счет рассеянной радиации. Ночью облачность предупреждает и охлаждение водной массы, вследствие усиления парникового эффекта и повышения температуры воздуха, связанного с температурой воды уравнением (2.14).

К бассейновым факторам изменения температуры воды относятся факторы, влияющие на ее величину в бассейнах малых или на участках больших и средних рек**.** Одним из этих факторов является *размер* реки. Его влияние тесно связано с воздействием синоптических условий, формирующих тепловой баланс на верхней поверхности воды. При равной скорости теплообмена на границе «вода-воздух» в соответствии с формулой (2.5) изменение температуры воды будет больше в том водном объекте, который имеет меньший объем. Однако, эта простая закономерность требует уточнения.

Объем воды на данном участке реки приблизительно равен произведению средней глубины(*h*), средней ширины реки (*B*) и длины участка (*l*). Удельная (на единицу площади) величина теплообмена с атмосферой при одинаковых синоптических условиях равна для малой и большой рек. Количество тепла, поступающего к объему воды на участке реки за единицу времени, зависит только от удельного теплообмена на поверхности реки и от средней глубины реки. Чем меньше средняя глубина реки, тем быстрее она реагирует на изменение атмосферных условий и, наоборот, чем больше средняя глубина реки, тем изменчивость температуры воды в реке меньше. Б*о*льшая средняя глубина соответствует и б*о*льшим расходам воды. Поэтому крупные реки имеют меньшую изменчивость температуры воды за единицу времени, по сравнению с малыми реками. Изменение температуры воды в малой реке за сутки может достигать нескольких градусов (до 90С), а на крупных реках – 1–20С (Соколова, 1951).

На рис. 2.7 приведен график, характеризующий изменение температуры в течение года в близких природных условиях на реках различного размера. Река Емца имеет площадь водосбора 13400 км2 (средняя река), а Онега – 55900 км2 (крупная река). Как видно на графике, весной, в период нагревания, температура воды на р. Емца выше по сравнению с онежской водой, что объясняется относительно более быстрой реакцией вод Емцы на изменение синоптических условий. Аналогичная ситуация и в период охлаждения: изменение температуры воды в р. Емца более интенсивно, чем в р. Онега. В результате температура ее вод оказывается ниже, по сравнению с рекой меньшего размера.

Такая закономерность может нарушаться вследствие впадения боковых притоков. Притоки могут формировать местный сток в других природных условиях, что приводит к их отепляющему или охлаждающему воздействию на водную массу основной реки.

На температуру воды в реках в различные фазы водного режима влияет соотношение источников питания рек. Оно влияет на среднюю температуру воды в русловой сети и на температуру воды ее отдельных участков. Разгрузка подземных вод изменяет температуру воды в реке в зависимости от сезона года. Летом подземные воды имеют температуру относительно более низкую, поэтому они оказывают охлаждающее влияние на температуру воды в реках. Зимой обратная ситуация: подземные воды отепляют речную водную массу.

Пример влияния этого фактора на температуру воды в реках дают реки черноморского побережья между гг. Новороссийск и Батуми. Они могут иметь подземное и дождевое питание. В разные сезоны года подземные воды оказывают как отепляющее (зимой), так и охлаждающее воздействие (лето). В летний период температуры воды вследствие теплообмена с атмосферой нагреваются, в зимний период температура воды этих рек, несмотря на теплообмен с атмосферой и благодаря влиянию грунтовых вод, не опускается ниже 40C.

Реки с существенным ледниковым питанием (Бзыбь, Мзымта, Кодори и Риони) наоборот имеют пониженную температуру. Она не превышает 100С в нижнем течении, а в истоке составляет 0,1–0,30С (Соколова, 1951). Таким образом, ледниковые воды всегда оказывают охлаждающее воздействие на основной объем воды в русле реки.

Некоторое влияние на температуру воды на участках рек оказывают местные факторы. Вследствие изменения прозрачности воды, скорости течения, наличия или отсутствия водной растительности, наличия затененности водной поверхности, температура на разных участках рек отличается от фоновых значений. Влияние этих факторов обусловлено их воздействием на теплообмен водной массы и атмосферы. Например, повышенная скорость течения приводит к усилению теплообмена с атмосферой вследствие усиления турбулентного теплообмена. Водная растительность замедляет течение, способствует образованию застойных зон, где вода сильно прогревается. При малой прозрачности воды солнечная радиация поглощается в верхнем слое, толщиной 5–10 см и не проникает глубже, что приводит к увеличению температурных градиентов по глубине реки. Влияние этих факторов на годовой термический режим незначительно. Тем не менее, при изучении формирования теплового режима реки по глубине, ширине и длине, их следует учитывать, так как в этих пространственно-временных масштабах они могут иметь существенное значение.

Температура воды в реках изменяется по их длине. Для многих рек можно выделить участки, по длине которых температура воды повышается, стабильна или уменьшается. Это обусловлено изменениями в сочетании вышеперечисленных факторов, определяющих температуру воды в реках, по длине водотоков. Например, температура воды в направлении от истока к устью в верховьях малых рек в теплый период года закономерно повышается. Это обусловлено постепенным уменьшением доли грунтовых вод в формировании стока. Для горных рек (независимо от преобладающего типа питания) аналогичная закономерность – увеличение температуры с удалением от истока в теплый период года, обусловлена орографическими эффектами изменениями температуры воздуха и воды.

Важным фактором формирования термического режима и состояния водотоков на локальных участках рек является антропогенное влияние (их «тепловое загрязнение»). Под этим термином понимается комплекс направленного изменения теплового стока. Тепловое загрязнение различается по типу и масштабам воздействия на температурный фон в реке. Наиболее ощутимое воздействие на термический режим рек и водотоков оказывают теплоэнергетика, промышленно-коммунальное водоснабжение и регулирование стока воды.

Теплоэнергетика изменяет термический режим рек вследствие сбросами в их русла подогретых вод. При прочих равных условиях влияние теплоэнергетических предприятий на термический режим определяется соотношением бытовых расходов в реке и величиной забираемой воды на охлаждение и разницей температур речной и охлаждающей воды. Относительно холодная вода забирается из водного объекта для охлаждения конденсаторов ГРЭС, АЭС и ТЭС. На реках чаще всего используется прямоточная система водоснабжения, которая подразумевает сброс подогретых вод в те же водные объекты, из которых был произведен водозабор. Температура сбросных вод тепловых электростанций в этом случае превышает естественную на 8–120С, а иногда и более. Зона подогретых вод на крупных ГРЭС прослеживается на площади десятков квадратных километров. Особенно отчетливо влияние сбросных вод ГРЭС на реки проявляется в зимний период – в районе электростанций ледостав не образуется. Например, ниже Яйвинской ГРЭС река не замерзает на протяжении около 40 км (Леонов, 1977).

Если сбросы подогретых вод с предприятий теплоэнергетики имеют локальную привязку к местности, то сбросы промышленных и коммунальных предприятий имеют рассредоточенный характер. Например, сброс подогретых промышленных и коммунальных вод с предприятий Волгограда происходит на протяжении 70 км Волги. Наиболее подогретыми водами являются сбросные воды металлургических, коксохимических, нефтеперерабатывающих, некоторых химических заводов – температура их сбросных вод превышает естественную на 8–400С. Температура сбросных коммунальных вод превышает температуру речных вод на 4–80С и зависит от величины расхода сбросных вод, сезона года (лето, зима), рода предприятия, наличия очистных сооружений, отстойников и т.д.

Вопрос изменения термического режима водотоков при сооружении водохранилищ изучен относительно хорошо (Вендров, 1970; Одрова, 1987). Их влияние обусловлено наличием в относительно глубоких водохранилищах водных масс разной температуры. В летний период происходит их температурное расслоение на относительно более теплые приповерхностные воды эпилимниона и более холодные придонные воды гиполимниона, из которого обычно происходит водозабор. На особо глубоких водохранилищах температура поверхностных водных масс может превышать температуру придонных на 10–150С. В результате летом в нижнем бьефе водохранилищ температуры воды понижены относительно естественного состояния. Зимой у дна водохранилища скапливается вода с температурой, близкой к температуре наибольшей плотности (40С), которая повышает температуру воды в нижнем бьефе относительно естественных условий, препятствует образованию ледяного покрова, способствует наличию полыньи (Одрова, 1979 и др.). Например, на р. Сулак ниже плотины Чиркейской ГЭС температура воды в среднем на 2–30С ниже фоновых значений в летний период. К устью реки прогрев воды в апреле-августе приводит к увеличению ее температуры на 0,5–1,30С. Это связано с особенностями теплового баланса реки в условиях продольного уменьшения расходов воды вследствие забора воды на орошение.

**3. Физические закономерности изменения температуры воды по глубине, ширине и длине рек**

Факторы локального изменения температуры воды в поперечном сечении русла, на отдельной скоростной вертикали и в точке потока сводятся к процессам, влияющим на поступление, поглощение и перераспределение поглощенного тепла в водной массе, на изменение ее теплосодержания. К числу этих процессов относятся адвекция тепла с вышележащих участков реки, его дисперсия, вызванная наличием поперечного градиента температуры воды, и конвекция, обусловливающая вертикальное перемешивание водной массы (Алексеевский, 2006).

**3.1 Уравнение теплопроводности**

В общем случае к элементарному объему воды *V* поступают тепловые потоки *Qi* через все грани и вдоль каждой координатной оси (рис. 3.1). Потоки тепла через грани *Q*1, *Q*2, *Q*3, *Q*4, *Q*5, *Q*6 соответственно равны адвекции тепла с вышележащих участков реки и его выносу ниже по течению, поступлению тепла в результате дисперсии, его удаление в объеме поперечного переноса речной воды, удаление и поступление тепла в результате процесса конвективного теплопереноса. Перераспределение тепла по всем направлениям в пределах объема d*V* также связано с процессами турбулентного перемешивания и физической теплопроводности. В общем случае *Q*1*Q*2, *Q*3*Q*4, *Q*5*Q*6. Это приводит к изменению теплосодержания в этом объеме воды и ее температуры.

Рис. 3.1 Схема к поступлению и удалению тепла на гранях элементарного объема воды

Изменение потоков тепла вследствие физической (молекулярной) теплопроводности учитывается уравнением (Караушев, 1969)

 (3.1)

где - тепловой поток по *i*-му координатному направлению, обусловленный физической теплопроводностью, *V* – объем воды, – интервал времени. В соответствии с законом Фурье поток теплоты (Вт/м2), обусловленный этим механизмом теплопередачи, пропорционален градиенту температуры по направлению *i* и коэффициенту физической теплопроводности (Вт/м2 ⋅0С):

. (3.2)

Замена в уравнении (3.1) соотношением (3.2) приводит к выражению:

 . (3.3)

Считая, что температурное поле изотропно (т.е. ) получаем:

. (3.4)

Поскольку сумма изменений частных потоков тождественно равна изменению теплосодержания (в соответствии с уравнение (2.1)), то

, (3.5)

где С – удельная теплоемкость, ρ – плотность воды. Раскрытие полной производной dθ/d*t* преобразует уравнение (3.5) к уравнению теплопроводности (уравнению Фурье-Кирхгофа)

, (3.6)

где *v*, *u*, *w* – продольная, поперечная и вертикальная компоненты скорости соответственно. Члены, связанные с ними учитывают вклад процессов адвекции, дисперсии и конвекции в изменение температуры воды. Отношение называется коэффициентом температуропроводности (м2/с).

В водных потоках изменение теплового состояния в основном зависит от турбулентного теплопереноса. Суммарный эффект влияния физической теплопроводности и турбулентного теплопереноса с учетом осреднения всех членов уравнения (3.6) дает (Алексеевский, 2006):

, (3.7)

где – температура; , , , – осредненные, а , – пульсационные продольная, поперечная и вертикальная компоненты скорости течения. Условия переноса тепла в турбулентных потоках характеризует коэффициент турбулентной температуропроводности Он интегрально учитывает роль конвективной, адвективной, дисперсионной, а также турбулентной теплопередачи в суммарном изменении температуры объема воды. Роль физической теплопроводности несущественна по сравнению с турбулентным теплопереносом, поэтому уравнение (3.7) трансформируется к виду (Алексеевский, 2006):

, (3.8)

в котором использовано условие изотропности температурного поля (). Более точным является выражение:

 (3.9)

**3.2 Эпюры вертикального распределения температуры воды**

Закономерности вертикального изменения температуры воды θ в реках изучены недостаточно. Первый способ теоретического описания распределения температуры воды по глубине реки был предложен В.А. Бергом (1962). Теоретические эпюры температуры хорошо согласуются с реальным изменением температуры воды по вертикали. Однако их получение трудоемко и ограничено условиями постановки решаемой задачи. В общем случае формулу для расчета теоретической эпюры температуры можно получить из уравнения (3.9). Для случая установившегося равномерного движения потока (), отсутствия поперечных составляющих осредненной скорости, неизменных по длине потока *x* и его ширине *z* температур:

 (3.10)

Производные в этом уравнении полные, поскольку учитывается изменение θ лишь по одному координатному направлению. Согласно А.В. Караушеву (Караушев, 1977), коэффициент турбулентной диффузии

 , (3.11)

где *h* – глубина потока, *v* – скорость течения в данной точке потока, а

*M* = 0,7*C*ш+6 (3.12)

при и *M* = 48 = const при . Этот параметр, как и коэффициент Шези, имеет размерность м0,5⋅с-1. Коэффициент Шези

. (3.13)

Подстановка в уравнение (3.10) значение коэффициента турбулентной диффузии (3.11) и соответствующие преобразования дают

 (3.14)

Решение этого уравнения имеет вид:

 (3.15)

где θ1 и θ2 – постоянные интегрирования. Замена в этом уравнении глубины потока относительной глубиной потока , а также введение константы *a*1 = *С*/g = 427 м/0К приводит к уравнению

 (3.16)

В качестве константы интегрирования θ1 примем придонную температуру потока, а θ2 – разность температуры воды в поверхностном слое θ*n* реки и температурой у дна θ1, т.е. θ2 = θ*n* – θ1. Относительную глубину будем учитывать со знаком «–» для получения прямой температурной стратификации в период весеннего и летнего нагревания водной массы. Такая необходимость связана с выбором начала координат. Относительная глубина у поверхности, а необходимая для этого коррекция соответствует вынесению знака «–» в показатель степени при экспоненте в уравнении (3.16). В этом случае эпюра температуры воды описывается уравнением:

. (3.17)

Таким образом, распределение температуры воды по глубине потока зависит от глубины потока и коэффициента шерховатости, температуры воды в придонном и в поверхностном слое потока, а также от коэффициента *а*1.

**3.3 Поперечное и продольное распределение температуры воды**

Оценим поперечное распределение температуры воды для условий, когда изменение температуры воды по длине потока стационарно и неизменно, течение установившееся и равномерное, поперечные и вертикальные составляющие осредненной скорости равны нулю. Указанные условия означают, что процессы адвекции тепла на локальном участке реки отсутствуют и, следовательно, уравнение теплопроводности (3.8) имеет вид

(3.18)

Аналитическое решение этого уравнения в общем случае отсутствует. Оно появляется при использовании полученного выше теоретического распределения температуры воды по глубине потока. Такой подход (по аналогии с методом плоских сечений при построении поля скоростей на участке реки) можно назвать «1,5D», так как решение производится «одномерными» методами (Великанов, 1954).

Распределение температуры воды в поперечном сечении потока можно рассматривать с двух взаимосвязанных позиций: распределение поверхностной температуры воды по ширине потока и распределение температуры воды по всей площади поперечного сечения. Пусть распределение поверхностной температуры воды не зависит от распределения температуры воды и скорости по глубине потока. В этом случае, уравнение (3.18) приобретает вид:

(3.19)

Решение этого уравнения дает распределение поверхностной температуры воды по ширине потока. Для решения воспользуемся схемой обозначений для прямоугольного сечения русла (рис. 3.2), где *В-*ширина реки *b*=*B/2* – половина ширины реки, *z* – расстояние от берега, *y* – отметка горизонта воды от дна, *h* – глубина потока. Использование прямоугольной схематизации русла позволяет предположить, что распределение температуры воды в поперечном сечении такой формы при прочих равных условиях симметрично, тепловое влияние обоих берегов – одинаково, влияние поверхностей раздела «вода – воздух» и «вода – ложе» также одинаково по всей ширине потока. В этом случае можно рассматривать распределение температуры воды только для одной, например, правой половины русла (считая распределение температуры в левой половине русла симметричным). В центре потока значения температуры максимально отличаются от прибрежной температуры воды.

В естественных условиях русло чаще бывает несимметричным. Поэтому заменим *b* на *b*п – расстояние от берега до «середины» потока (точки, в которой температура воды максимально отличается от прибрежной), а координату *z* в уравнении (3.19) – на относительное удаление от берега *z*/*b*п = (Гончаров, 1962).

Рис. 3.2. Схема принятых обозначений для прямоугольной формы поперечного сечения русла

В этом случае решение уравнения (3.19) (с учетом коэффициента турбулентной диффузии по уравнению (3.11)) имеет вид:

 (3.20)

При замене *a*1 = С/g = 427 м/0К

 (3.21)

где константа интегрирования θ1*n* равна поверхностной температуре воды на середине потока, а θ2*n* – разность поверхностной температуры воды у берега θб*n* и в центральной части русла θ1*n* т.е. θ2*n* = θб*n* – θ1*n*. Показатель степени в уравнении (3.21) должен включать знак «минус» для воспроизводства экспоненциальной функцией реального распределения температуры воды по ширине потока

. (3.22)

В соответствии этой формулой, распределение температуры воды в поперечном сечении потока зависит от изменения глубины в поперечном сечении потока и коэффициента шероховатости русла.

А.В. Караушев предложил формулу (3.11) для описания распределения величины коэффициента турбулентной диффузии по глубине потока (Караушев, 1969 и др.). В последствие оказалось, что она вполне приемлема для решения и других задач, если использовать среднее значение на вертикали, в сечении или на участке реки. В этом случае в формуле (3.11) используются осредненные характеристики скорости, глубины и коэффициента шероховатости. Во многих случаях принимается справедливым условие постоянства этого коэффициента по всем координатным направлениям, хотя ближе к действительности условие (Караушев, 1977).

Практика показала, что амплитуды изменений температуры воды в поперечном сечении потока на средних и малых реках в естественных условиях малы. Вследствие этого, использование приближенного коэффициента по уравнению (3.11) не всегда оправданно. В этих случаях более точную оценку коэффициента турбулентной диффузии в поперечном сечении потока можно получить по уравнению (Bansal, 1971):

, (3.23)

где *B/h* – относительная глубина, *v*\* – динамическая скорость. Ее величина

 (3.24)

где *I* – уклон,‰. Преобразуем формулу (3.23) для получения выражения для расчета коэффициента турбулентной дисперсии в явном виде. Для этого запишем член -2,7, как lg0,002, а последний член – lg[(B/h)1,5], тогда

. (3.25)

Таким образом, коэффициент турбулентной дисперсии зависит от глубины и ширины потока, а также от величины его уклона. Подставляя значение DTy,z в уравнение (3.19), получаем:

 (3.26)

Объединив сомножители при втором члене уравнения (3.26), используя для этого формулы Шези и (3.24), в коэффициент *a*2 получаем выражение:

 (3.27)

которое можно использовать для характеристики поперечного распределения температуры воды.

Продольное распределение температуры воды рассмотрим при некоторых условиях. Пусть изменение температуры воды по длине потока стационарно и неизменно, течение установившееся и равномерное, поперечные и вертикальные составляющие осредненной скорости равны нулю. Кроме того, будем считать, что вертикальных и поперечных градиентов температуры воды нет или они несущественны в сравнении с продольными градиентами. В этом случае уравнение турбулентной теплопроводности принимает вид (3.28).

 (3.28)

Решение этого уравнения имеет вид

 (3.29)

где - температура верхнего поперечного сечения данного участка реки, - разница между температурой нижнего и верхнего сечений данного участка реки.

Уравнение турбулентной теплопроводности является дифференциальной формой записи уравнения теплового баланса. Его использование в описаниях распределения температуры по глубине, ширине и длине потока соответствует смыслу использования операций дифференцирования, при стремлении к нулю изменений пространственных и временных координат (Арнольд, 1966). При большой длине участков рек и значительных интервалах времени, разделяющих начальное и конечное состояние водного потока, использование дифференциального уравнения утрачивает физический смысл. Для таких участков рек изменение теплосодержания и температуры воды характеризует уравнение теплового баланса, записанное в алгебраической форме (см. разд. 2.1). В этом случае изменение теплосодержания водной массы и средней температуры воды на участке реки во времени равно результирующей приходных и расходных составляющих потоков тепла, осредненных по длине расчетного участка.

**4. Особенности вертикального распределения температуры воды по глубине реки на локальных участках**

Из существующего представления о высокой интенсивности турбулентного перемешивания следует вывод об однородности температуры воды по глубине рек. Он не имеет основания, поскольку вертикальное изменение температуры в большинстве случаев незначительно. Тем не менее, тепловые состояния водотока на разных глубинах не является абсолютно однородным.

Если температуру воды рассматривать в качестве консервативной примеси, то время ее выравнивания (после локального и мгновенного изменения на поверхности) по глубине потока (Fischer, 1973), где – коэффициент турбулентной диффузии, , - время Лагранжа, - время завершения процесса смешения по глубине потока. Источником изменения поля температур в локальной точке водного потока или в локальном створе может быть при впадении притоков, отведение подогретых вод, сброс воды из водохранилища, отличающейся по тепловым характеристикам. Неоднородность вертикальной структуры поля температуры существует на небольшом участке ниже места резкого изменения температуры. Его длина зависит от соотношения средней глубины, скорости потока и : (Кондюрина, 2000). Условие означает, что ниже источника примеси достигнута вертикальная однородность температуры воды.

Оценка масштабов неоднородности температуры воды по глубине реки затруднена несовершенством технических средств для измерения этой характеристики. Поэтому существование вертикальной неоднородности температуры воды подвергалось сомнению. В начале прошлого века обсуждался, например «закон равномерного распределения температуры в реках» во все сезоны года (Максимович, 1900; Альтберг, 1916). Однако измерения Ф.И. Быдина (1933), Л.А. Ячевского (1916), В.М. Сокольникова (1935), О.В. Ванеевой и М.Н. Панкратьевой (1941), Соколовой (1951), и др. показали, что основания для выделения такого закона нет, температура воды неодинакова по глубине рек.

**4.1 Характеристика полевых данных**

Тем не менее, данных о реальном распределении температуры воды по глубине потока очень мало, поскольку проведение таких исследований требует специального оборудования и значительных затрат времени. Наиболее детальны и убедительны данные о вертикальном распределении температуры воды, полученные Л.А. Ячевским (1916) на р. Неве с 4 июня до 2 июля 1915 г. (пример табл. 4.1, см. приложение №4) при изучении условий формирования донного льда. Измерения температуры воды проводились ртутными термометрами с точностью 0,010С, с плота, установленного на якорях, в 50 метрах от берега, на одной вертикали и на глубинах 0,05 м, 0,5, 1, 2 и 2,5 м. Измерения выполнялись на 1,8–1,9 км выше ответвления Большой Невы от р. Невы. Одновременно проводились наблюдения за облачностью и температурой воздуха. Значения температуры снимались в 1:00, 3:00, 5:00, 7:00, 13:00, 21:00 и 23:00, что связано с проверкой гипотезы Л.А. Ячевского о влиянии облачности и температуры воздуха на образование донного льда.

Таблица 4.1. Фрагмент базы данных по температуре р. Нева в 1915 г.

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
|  |  | температура воды, 0С на глубине, м. |
| Дата и время | температура воздуха, 0С |  |  |  |  |  |
| 0,05 | 0,5 | 1 | 2 | 2,5 |
| 04.06.15 1:00 | 14,3 | - | - | 16,2 | 16,12 | 16,2 |
| 04.06.15 3:00 | 11,8 | - | - | 16,1 | 16,07 | 16,03 |
| 04.06.15 5:00 | 12,6 | - | - | 16 | 16 | 16 |
| 04.06.15 7:00 | 14,5 | - | - | 16,1 | 16,1 | 16,1 |
| 04.06.15 13:00 | 17,4 | - | - | 16,6 | 16,52 | 16,55 |
| 04.06.15 21:00 | 16,4 | - | - | 16,42 | 16,2 | 16,4 |
| 04.06.15 23:00 | 14,5 | - | - | 16,22 | 16,21 | 16,2 |

Достаточно детальные измерения вертикального распределения температуры проведены автором на р. Оке летом 2007 г. (табл. 4.2) в районе д. Трегубово (Озерский район Московской обл.). Измерения температуры воды на вертикалях производились вертушкой Нертока фирмы «Valeport», имеющей функции измерения скорости (м/с), направления течения, температуры воды (с точностью до 0,010С) и давления (мбар). Этот прибор позволяет выставлять время осреднения измерений от 1 с до 99 минут и устанавливать «ноль» давления, что обеспечивает более точно расположение вертушки на вертикали. Поскольку вертушка Нертока неинерционная, то осреднение, использованное во время измерений, составляет 1 мин. Вертикали делались на расстоянии 5–10 м от берега и далее по поперечному сечению реки через каждые 50 м. Точки измерений засекались с помощью GPS. На вертикали измерения температуры воды производились на глубинах 0,1 м, 0,5 м, 1 м, и далее через 1 м до дна. Измерения проводились в солнечную погоду, в различное время светлой части суток.

Таблица 4.2. Фрагмент базы данных автора по измерениям температуры воды в р. Ока

|  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Координаты вертикали | Дата | Время | Температура, 0С | Глубина, м | Скорость течения, м/с |
| N | E |
| 54055'5,9'' | 38045'2,1'' | 18–06–07 | 16:39:22 | 23,39 | 0,17 | 0,443 |
| 18–06–07 | 16:40:22 | 23,35 | 0,56 | 0,448 |
| 18–06–07 | 16:41:22 | 23,30 | 1,00 | 0,452 |
| 18–06–07 | 16:42:22 | 23,27 | 1,97 | 0,409 |
| 18–06–07 | 16:43:22 | 23,27 | 3,03 | 0,378 |
| 18–06–07 | 16:44:22 | 23,26 | 3,39 | 0,27 |

Измерения проводились в 4-х поперечных сечениях реки. Один из них располагался на участке одиночного разветвления (рис. 4.1, *1*), в правом рукаве с 13:11 по 13:52, в левом рукаве – с 18:50 по 19:41. В левом рукаве (*В*=95 м, *B/h*=63), вертикали назначались в среднем каждые 16 м. Измерения проведены на 6 вертикалях. Русло левого рукава заросшее, больше половины ширины рукава занято водной растительностью. В правом рукаве (*В*=231 м, *B/h*=195), вертикали располагались каждые 21 м. Измерения здесь выполнены на 9 вертикалях. Весь день (17.06.2007) была солнечная погода, θвозд=24–300С, вода в реке за день нагрелась на 10С (по данным наблюдений на водомерном посту).

На втором, третьем и четвертом поперечных профилях измерения выполнены в один день (18.06.07) в фазу дневного нагревания (с 16:39 до 20:11) при солнечной погоде и температуре воздуха θвозд=24–300С.

Рис. 4.1. Схема участка р. Ока с расположением створов наблюдений

Второй профиль располагался на 100 м выше подводного руслового карьера (*В*=270 м, *B/h*=144). Водное пространство по левому берегу покрыто кувшинками, занято тростником. По ширине профиля вертикали назначались в среднем через каждые 27 м. Наблюдения проведены на 7 вертикалях.

Третий профиль располагался на верхней границе карьера: на одной из вертикалей глубиной до 10 м (*В*=260, *B/h*=67) измерялись температуры воды. Измерения на вертикалях проводились в среднем через 33 м. Всего изучались эпюры 6 вертикалей.

Четвертый профиль пересекал карьер в створе, ширина которого составляла *В*=250 м (*B/h*=55,3). Измерения на вертикалях проводились в среднем через 28 м. Всего анализировалось 6 вертикалей.

Дополнительные материалы автором получены летом 2008 на р. Протва в районе д. Сатино (Калужская обл.) с помощью комплексного зонда YSI (рис. 4.2). Наблюдения проводились в различных морфологических и динамических условиях. Измерения температуры выполнены на нескольких вертикалях в пределах каждого створ реки. Измерения на всех вертикалях осуществлялись на разных глубинах (0,1, 0,5, 1 м и далее через 1 м до дна). Один створ расположился в плесе (табл. 4.3), другой – на перекате. Измерения проводились 02.07.2008 в дневные часы в солнечную погоду. Ширина плеса *B* составляла 20 м, средняя глубина *h*ср= 1,05 м. Ширина переката *B*=45 м, средняя глубина *h*ср= 0,35 м.

Рис. 4.2. Комплексный зонд YSI

Несколько распределений температуры по глубине были изучены 03.07.2008. Они располагались в зоне слияния р. Исьма и р. Протва в соответствии со схемой на рис. 4.3. Работы проводились в солнечную погоду при температуре воздуха 24–280С с 10:30 до 18:00. Результаты наблюдений приведены в Приложении №4. Температура воды в Протве в период измерений в узле ее слияния с р. Исьма (рис. 4.4) составляла θ = 20,3–20,9 0С, в Исьме – θ = 16,6 – 17,10С. Поэтому особенности температурных эпюр изначально соответствовали условиям формирования теплового состояния воды Исьмы, Протвы и зоны смешения водных масс этих рек.

Измерения температуры воды на вертикалях в узле слияния Исьмы и Протвы проводились в основном на стандартных горизонтах: 0,1 м, 0,5 м, 1 м и далее до дна через 1 м. На профиле 6 и в точках 4,5,6 профиля 5 (рис. 4.2) измерения выполнялись также на глубине 0,03 см с целью оценить изменение температуры в приповерхностном слое воды.

Рис. 4.3. Район проведения исследования поля температуры в области слияния рр. Протва и Исьма.

Рис. 4.4. Узел слияния рр. Протвы и Исьмы в июле 2008 г.

Таблица 4.3. Результаты измерений температуры в плесе р. Протвы 2008 г.

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| № вертикали | Глубина, м | Температура, 0С | Расстояние от л.б. |
| 1 | 0,1 | 17,88 | 0,5 |
| 0,7 | 17,85 |
| 2 | 0,1 | 17,83 | 6,5 |
| 0,6 | 17,82 |
| 1 | 17,82 |
| 1,8 | 17,82 |
| 3 | 0,1 | 17,85 | 10,5 |
| 0,5 | 17,85 |
| 1 | 17,85 |
| 1,3 | 17,85 |
| 4 | 0,1 | 17,89 | 12,5 |
| 0,5 | 17,88 |
| 0,95 | 17,89 |
| 5 | 0,1 | 17,89 | 19,5 |
| 0,4 | 17,89 |

**4.2 Анализ фактических данных**

Распределение температуры воды на вертикали зависит от сезона года, синоптических условий, глубины рек, морфологии русла, расстоянии от берега до точки измерений, скорости течения и времени суток. Характер распределения отражает изменение температуры воды по глубине рек (рис. 4.5). Обычно оно равно разнице температур поверхностного и придонного слоя воды (Δθэ) (Соколова, 1951). Измерения автора и других специалистов (Ячевский, 1916) показывают, что максимальная величина разницы температур может возникать не только в этих слоях водной массы, но и в ее промежуточных слоях.

Рис. 4.5. Распределение температуры воды на вертикали в устье р. Невы

Изменение температуры воды на вертикали обычно относительно мало. Поэтому ее значения на смежных горизонтах связаны линейным уравнением с угловым коэффициентом близким к 1 (рис. 4.6–4.7).

Для графика на рис. 4.6: θ1 = θ0,5 – 0,04 (коэффициент корреляции *r* = 0,998), а для графика на рис. 4.7 θ2 = 1,02θ0,5 -0,45 (коэффициент корреляции *r* = 0,998).

Коэффициент корреляции между рядами температур на смежных горизонтах водной массы *r* свидетельствует о сильном перемешивании водного потока, отсутствии выраженных градиентов температуры воды на вертикали. Тем не менее, она неодинакова на разных глубинах. Разность температуры воды изменяется в разные дни от 0 до 0,720С. Отсутствие детальных данных об условиях полевых экспериментов не позволяет обосновано определить причины возникновения больших или меньших отличий температуры воды по глубине потока. Можно лишь отметить, что изменение вертикального распределения температур зависит от общего тренда изменения температуры во времени, имеет некоторые внутрисуточные особенности. Это следует из анализа эпюр температуры воды для двух дней (рис. 4.8–4.9).

Рис. 4.6. Связь температуры воды в р. Нева на глубине 0,5 м и 1 м в 13:00 за весь период наблюдений

Рис. 4.7. Связь температуры воды на р. Нева на глубине 0,5 м и 2 м в 13:00 за весь период наблюдений

В период летнего нагревания, температура водной массы в ночные часы в поверхностном метровом слое понижается по направлению к поверхности. Это связано с охлаждающим влиянием теплообмена водной массы с атмосферой в ночное время суток. В утренние часы эпюра температуры меняет форму, поскольку температура воды понижается с глубиной.

Рис. 4.8 Трансформация эпюры температур воды р. Нева во времени (1 – 1:00, 2 – 3:00, 3 – 5:00, 4 – 7:00, 5 – 13:00, 6 – 21:00 и 7 – 23:00) в условиях синоптического нагревания водной массы

Рис. 4.9. Трансформация эпюры температур в условиях синоптического охлаждения водной массы

поверхности обусловлено процессами теплообмена, поскольку воздух теплее воды (θв=180С, θ=17,930С) и поток тепла направлен в сторону водной массы. До 13:00 форма приповерхностной части эпюры сохраняется, хотя температура водывозрастает почти на 10. Это связано с активным поглощением солнечной радиацией и теплообменом между атмосферой и речной водой (θв=24,30С, θ=18,760С). В 21:00 температура воды повышается по сравнению с условиями в 13:00. Она увеличивается от поверхности до глубины 0,5 м и с 1 м до дна. В слое с 0,5 до 1 м температура воды понижается. Такое распределение может быть связано с сочетанием влияния двух факторов: излучения тепла водной поверхностью и теплообменом с атмосферой. Температура воздуха в это время суток выше температуры воды (θв=20,80С, θ=18,730С), поэтому приповерхностный слой теплее, чем вода на глубине 0,5 м. Можно предположить, что пониженные (по сравнению с более глубокими горизонтами) температуры воды в нижерасположенном слое связаны с ролью этого слоя в эффективном излучении воды. За счет эффективного излучения реки, средняя температура этой толщи воды понизилась. Одновременно турбулентный теплообмен с атмосферой способствует увеличению температуры воды по направлению к поверхности в горизонте 0 – 0,5 м. К 23:00 температура воды в целом снижалась. При этом в верхнем метровом слое температура воды понизилась на 0,10, а с увеличением глубины температура стала выше в сравнении с поверхностной. Изменение температуры воды в поверхностном слое связано с усилившимся эффективным излучением воды и небольшой разницей температуры воды и воздуха (θв=18,70С, θ=18,540С).

В период охлаждения водной массы (рис. 4.9) эпюры температур имеют одинаковый вид во все сроки на глубинах от 0,5 до 2,5 м: заметное понижение температуры при переходе от слоя 0,5 к слою 1 м, менее заметное увеличение температуры с глубиной на горизонтах 1–2 м (исключение – эпюры в 03:00 и 05:00, когда наблюдается понижение температуры с глубиной), заметное понижение температуры воды характерно для глубины 2–2,5 м. Заметное отличие эпюр есть в верхнем полуметровом слое. В 01:00, 03:00, 05:00 температура в этом слое понижается по направлению к поверхности воды. В 07:00, 13:00 и 21:00 температура воды в поверхностном слое выше, чем на глубине 0,5 м, а в 23:00 температура воды у поверхности вновь ниже, чем на глубине 0,5 м. Все эти трансформации эпюры температур сочетаются с колебанием средней на вертикали температуры воды в диапазоне 20,56 – 21,11 0С.

Таким образом, форма эпюры температур в течение суток меняется слабо, ее изменение в основном происходит в поверхностном слое воды, хотя средняя температура вертикали за день может изменяться на 10С и более. Изменение температуры в поверхностном слое воды связано с тепловым обменом между водной массой и атмосферой. Он обусловливает охлаждение воды ночью и ее нагревание днем. Общее же изменение температуры водной массы связано с суточным сочетанием составляющих теплового баланса. Ночью собственное излучение водной массы преобладает над притоком лучистой энергии, поэтому происходит охлаждение воды. При достаточной прозрачности воды, излучение и поглощение энергии характерно для всей водной массы, поэтому и охлаждение воды происходит по глубине потока приблизительно с одинаковой скоростью. В течение суток разность θ – θв меняется от 0,49 до 5,040С. Наличие относительно холодной воды в придонных слоях водного потока (рис. 4.9) может быть связано с охлаждением водной массы вследствие разгрузки грунтовых вод.

Перемешивание водной массы приводит к тому, что различия температуры на вертикали за все время измерений не превышали 0,720. Однако, эта величина достаточно большая, что позволяет говорить об умеренном характере влияния перемешивания воды на вертикальное распределение температуры воды. Можно предложить две гипотезы, объясняющие эти особенности распределения температуры воды с глубиной: 1) турбулентность водного потока не является определяющим фактором в перемешивании водной массы и 2) поскольку наблюдения производились в придельтовом участке реки, то влияние турбулентного перемешивания уменьшается вследствие снижения скорости течения. Водная масса в целом хорошо перемешана, поэтому отличия температуры воды на разном удалении от поверхности не столь велики по сравнению с водоемами. Скорость течения воды мала настолько, что турбулентное перемешивание не достаточно интенсивно для разрушения температурной стратификации.

Обработка данных по 145 эпюрам температуры на одной вертикали р. Нева показала (рис. 4.10), что изменение температуры воды по глубине реки (*h* = 2,5 м), в основном составляет 0,10С. За время измерений (22 дня) перепад температур воды по глубине потока колебался от 0,02 до 0,490С. Это довольно большая величина по сравнению с данными, полученными для рек с большими скоростями течения и большей интенсивностью турбулентного перемешивания.

Анализ данных по 34 вертикалям, находящимся на разном расстоянии от берега р. Оки, отличающимся по глубине и средней скорости течения, показывает, что изменение температуры воды Δθэ по глубине потока находится в пределах от 0 до 0,130С.

Рис. 4.10. Гистограмма значений Δθэ для р. Нева

Повторяемость величин максимальных перепадов температуры воды (рис. 4.11) существенно неодинакова. Наиболее часто максимальная разность температур воды по глубине потока составляет 0,010С. В 73,6% случаев эта разность и лишь в 26,4% она превышает 0,02. Максимальная величина .

Степень однородности значений θ по глубине мало зависит от расположения вертикали по отношению к берегам реки. В трех из 7 случаев полная однородность температуры воды наблюдалась возле берега, а в остальных случаях – близко к стрежню потока. Устойчивой связи, между величиной изменения температуры воды на вертикали и числом Рейнольдса не обнаружено (рис. 4.12).

Наибольшие вертикальные градиенты температуры воды чаще формируются на небольшом расстоянии от берега (15 м), при глубине потока *h* >2 м и скорости течения м/с. Гистограммы Δθэ при средних скоростях течения на вертикали м/с (рис. 4.13) обнаруживают выраженную неравномерность температуры воды для всех вертикалей. Тем не менее, пока данных недостаточно для однозначного утверждения об увеличении вертикальных аномалий температуры воды при переходе от поверхностных к придонным слоям воды на участках рек при уменьшении скоростей течения. Наибольший градиент 0,130С, например, соответствует средней скорости на вертикали 0,4 м/с.

Рис. 4.11. Изменчивость величины Δθэ на разных вертикалях р. Ока

Рис. 4.12. Соотношение максимальной разности температуры воды на вертикали и числом Рейнольдса (р. Ока, июнь 2007 г.)

Рис. 4.13. Гистограмма распределения значений Δθэ при средней скорости на вертикали *v* < 0,2 м/с

Характер распределения температуры воды по глубине потока учитывает и градиент температуры gradθ (в 0С/м). Изменчивость этой характеристики для р. Ока характеризует гистограмма на рис. 4.14. Из нее следует, что градиенты температуры воды меняются от 0 до 0,20С/м. Для большинства случаев gradθ равен < 0,030С/м. Чем больше градиент температуры воды, тем меньше вероятность его формирования.

Изменение градиентов температуры воды по глубине р. Оки, например, характеризует рис. 4.15. Из рисунка следует, что величина градиента больше 0,050С не встречается в слое воды *y* > 1 м, где *y* – расстояние от поверхности воды до точки измерений. При *y* > 2 м практически отсутствуют градиенты температуры, превышающие 0,020С. Единственная вертикаль, на которой нарушается это правило, находится в русловом карьере, где распределение температуры воды имеет более сложный характер (рис. 4.16). Здесь, вероятно, на глубинах 5–7 м формируется противотечение, поставляющее более теплую воду на значительные глубины. В переуглубленном русле реки возникают процессы, подобные процессам в водоемах, которые влияют на формирование типичных распределений гидрофизических характеристик по глубине водного объекта.

Рис. 4.14. Гистограмма распределения максимального вертикального градиента температур для условий р. Ока

Рис. 4.15. Изменчивость локальных значений градиента температуры по глубине р. Ока

Рис. 4.16. Распределение температуры воды по глубине на р. Ока в пределах руслового карьера

Данные, полученные на р. Протве, характеризуют разнообразие условий формирования эпюр температуры. Оценка величины изменения температуры воды на вертикалях (рис. 4.17) показывает, что наиболее часто встречаются эпюры температур с величиной Δθэ = 0,01 – 0,08. В большинстве случаев они формируются в пределах водной массы Протвы и Исьмы. Все вертикали, для которых изменение температуры воды Δθэ > 0,10С, находятся в зоне смешения. Следовательно, смешение вод сопровождается своеобразным «гашением» турбулентности, что и обусловливает большую вертикальную неоднородность водной массы в зоне смешения речных вод. Часть вертикалей, для которых величина Δθэ < 0,10С находится в зоне смешения водных масс рек (рис. 4.18). Средняя температура воды здесь выше, чем в р. Исьма (на 1–1,50С), и ниже по сравнению с Протвой. Это свидетельствует о формировании подзоны смешения с чертами процесса, соответствующими рр. Протва и Исьма.

Рис. 4.17. Изменчивость величины Δθэ на разных вертикалях р. Протва, июнь 2007 г.

Рис. 4.18. Распределение величины Δθэ на разных вертикалях р. Протва и р. Исьма

Рис. 4.19. Эпюры в водной массе р. Протва (1), р. Исьма(2) и в зоне смешения

Сравнение температурных эпюр в р. Протва, р. Исьма и в зоне их смешения (рис. 4.19) показывает, что форма эпюр в водных массах этих рек значительно слабее выражена, чем в зоне смешения. Величина максимального изменения температуры воды Δθэ в зоне смешения может достигать 1,380С, тогда как в Протве и Исьме эта величина обычно <0,10C.

Вертикальные градиенты температуры чаще всего (в 60% случаев) меньше 0,10С/м. Градиенты более 20С/м встречаются в 7% случаев. Самые большие величины gradθ наблюдаются в приповерхностном слое воды при переходе от глубины 0,03 к 0,1 м, здесь градиенты температуры достигают 7,710С/м, однако встречаются и случаи gradθ = 0. Это свидетельствует о большом разнообразии теплового состояния поверхностного слоя, зависящим, в частности, от изменения глубины реки.

Анализ данных, полученных на плесе и перекате (рис. 4.20) в р. Протва свидетельствуют о подобии градиентов температуры воды и разности Δθэ на разных вертикалях. Для плеса gradθ для различных вертикалей меняется от 0 до 0,030С, а для переката эта величина меняется от 0 до 0,050С, т.е. различий между ними практически нет. В приповерхностном слое (0,03 – 0,1 м) величина градиента температур составляет 0,530С/м. Она отражает краткосрочную синоптическую обстановку теплового взаимодействия между водной массой реки и приводным слоем атмосферы.

Выявленные особенности изменения температуры воды по глубине рр. Ока, Протва и Исьма не являются характерными для всех рек. В частности, для многих рек свойственна большая вертикальная неоднородность температур. Экстремально большие различия температуры воды по глубине характерны, например, для истока Ангары (Верещагин, 1933). Максимальная разность температур по глубине реки здесь достигает 70С, что связано с озерным генезисом ее вод. Большие вертикальные температурные градиенты характерны и для некоторых устьев крупных северных рек. В районе Усть-Енисейского порта придонная и поверхностная температуры могут отличаться на 60С (Соколова, 1951). По ее же данным на р. Лена (с. Кюсюр) в период летнего нагревания водной массы разность температуры воды поверхностного и придонного слоя воды достигает 0,40С. В период ее охлаждения эта разность еще больше – 1,10С, при этом придонная температура воды оказывается больше поверхностной. На р. Лена у с. Солянка наибольшие положительные разности Δθэ наблюдаются в июне, июле и августе (период нагревания) и достигают 1,550С. В период последующего охлаждения температура воды в потоке выравнивается, а в конце сентября и начале октября возникает обратная температурная стратификация (Δθэ > -0,60С).

Обработка данных наблюдений на р. Оке позволяет выделить две характерные формы эпюр температуры: равномерную и неравномерную. Неравномерная эпюра температуры воды включает три зоны: приповерхностная, придонная и центральная. В первой зоне характер изменения θ зависит от теплообмена на границе «вода-воздух», во второй – от условий теплообмена на границе «вода-грунт». В пределах этих двух зон характерны три возможные формы эпюры по изменению температуры с глубиной: убывающая, возрастающая и однородная. Эпюра центральной зоны водной массы в общем случае имеет произвольную форму, зависящую от локальных условий турбулентного перераспределения объемов воды с разной температурой. Следовательно, можно выделить 9 возможных типов эпюры температуры, соответствующих особому характеру распределения θ в приповерхностном и придонном слоях водной массы (рис. 4.21). В схематическом виде они соответствуют разнообразию направлений переноса потоков тепла на границах водной массы с ложем реки и атмосферой, физических механизмов изменения температуры воды в центральной части водного потока, которые требуют выявления и изучения. Поэтому для схем на рис. 4.20 центральная зона условно дана пунктирной линией, соединяющей приповерхностную и придонную зоны эпюры температуры воды.

Рис. 4.21. Возможные типы (1,2,3,4,5,6,7,8,9) температурных эпюр на границе водной массы и русел рек, приземного слоя атмосферы

Форма нижней части эпюры зависит от направления потока тепла, формирующегося при поступлении грунтовых вод или тепловом взаимодействии речной водной массы с грунтами. Если поток тепла на границе «вода-ложе» отсутствует, то формируются эпюры типа 1,2,3. Если он направлен в сторону водной массы (ее теплосодержание возрастает), то преобладает формы эпюр типа 4,5,6. Такие типы эпюр могут возникать в зимний период при разгрузке относительно теплых грунтовых вод или в период весеннего нагревания, когда ложе потока нагревается быстрее, по сравнению с водной массой. Если поток тепла направлен от водной массы к грунтам, то происходит охлаждение водной массы. Это может происходить в летний период при поступлении в основной поток охлаждающих грунтовых вод и в период осеннего охлаждения, когда ложе потока охлаждается быстрее, чем водная масса. Типы эпюр 3,6,9 формируются при равенстве потоков тепла от грунта к водному объекту и в обратном направлении.

Форма верхней части эпюры зависит от многих факторов, влияющих на теплообмен на границе «река-атмосфера». Типы 1,4,7 соответствуют охлаждению водной массы за счет теплообмена с атмосферой. На реках такие формы эпюры формируются в период суточного, синоптического или сезонного охлаждения водной массы. Типы эпюр 2,5,8 в естественных условиях формируются в период суточного, синоптического или сезонного нагревания водной массы. Типы эпюр 3,6,9 возникают в том случае, если тепловое взаимодействие атмосферы и речной водной массы уравновешено. Они могут формироваться в утренние и вечерние часы, когда интенсивность солнечной радиации компенсируется эффективным излучением воды. Кроме того, нередко формирование такой формы эпюры у берегов при малых глубинах и малых скоростях течения. При очень больших скоростях течения происходит практически полное смешивание различных слоев водной массы, поэтому в любую погоду, независимо от сезона, эпюра температур выражена слабо.

Основные типы эпюр температуры хорошо соответствуют реальному распределению температуры у поверхности и у дна водных потоков. Для р. Невы, например, наименее изменчивой по форме частью эпюры оказалась придонная зона водного потока. Наоборот, температура воды в поверхностном слое отличается максимальной изменчивостью (рис. 4.22). В этом слое наблюдается изменение θ во времени, абсолютной величины градиента температуры по глубине. С началом дневного нагревания водной массы (с 7:00) тип эпюры температур постепенно изменяется с типа 7 на 8.

Температура воды в каждой точке вертикали (в соответствии с формулой (3.17)) изменяется в зависимости от характерных температур , , глубины потока и коэффициента шероховатости русла (), параметра а1. При использовании этой формулы для описания распределения температуры воды на вертикали оказалось, что если считать *а*1=427, то изменение температуры воды по вертикали равно нулю. Соответствие с фактическими эпюрами достигается при *а*1=0,06–0,2.

Изменение глубины потока *h* и шероховатости *n* относительно слабо влияют на изменение относительного распределения температуры воды. Например, при увеличении глубины потока с 1 м до 10 м (прочие условия равны, θ1=200С, θп=20,30С) изменение температуры на глубине 0,1*h* составило -0,0005% (уменьшилось на 0,0120С), на глубине 0,2*h* изменение температуры равно -0,0002% (уменьшилось на 0,0040С). При дальнейшем увеличении относительной глубины различия температуры становятся еще менее заметными.

При расчетах изменения температуры воды по вертикали с использованием формулы (3.17), увеличение коэффициента шероховатости с 0,02 (соответствует ровным незаросшим руслам) до 0,04, что соответствует поймам, поросшим кустарником, ведет к уменьшению градиентов температуры в верхнем слое водной массы на 0,2% и к увеличению температуры в средней и нижних частях эпюры на 0,01–0,020С. При увеличении коэффициента шероховатости до 0,1, что соответствует густо облесенным поймам (Маккавеев, Чалов, 1986) увеличение градиента в верхней части эпюры составляет 0,03%, а в средней части эпюры разница температуры для этих двух случаев составляет 0,01–0,050С. Это относительно большие изменения, так как общий перепад температуры воды на вертикали составляет 0,130С (соответствует максимальному значению Δθэ, по измерениям на р. Ока). Глубина вертикали не имеет большого значения для формирования эпюры температур. Наоборот значение коэффициента шероховатости является значимым фактором в формировании температурной эпюры.

Данные наблюдений свидетельствуют о возможной связи распределения температуры воды по глубине со средней скоростью на вертикали. Для проверки этой гипотезы, заменим в уравнении (3.10) скорость в данной точке, осредненную по времени, на среднюю скорость на вертикали. В этом случае при подстановке в уравнение выражения получим:

 (4.1)

С учетом замечаний о знаке «минус» в степени при экспоненте:

 (4.2)

Анализ уравнения (4.2) показывает, что если принять распределение скоростей на вертикали по уравнению эллипсоида (Караушев, 1969), то изменение поверхностной скорости потока не влияет на распределение температуры по глубине, поскольку:

. (4.3)

Отношение скоростей не зависит от величины скорости, а является функцией глубины потока и расстояния до дна. Аналогичный по смыслу результат получается при использовании параболического закона распределения местной скорости по глубине:

 (4.4)

Сравнение результатов, полученных по формулам (3.17) и (4.2) при разных способах аналитического описания скоростной эпюры, коэффициентах шероховатости, величинах =23,260С, =23,390С, характеризует табл. 4.4. Значения , соответствуют данным наблюдений на р. Ока в 2007 г. при наибольшей изменчивости температуры на вертикали. Из анализа этой таблицы следует, что различия в значениях температуры воды, рассчитанных по разным формулам (θф2 – θф1 и θф3 - θф1), на всех горизонтах не превышают 0,010С при любых значениях коэффициента шероховатости *n*. Следовательно, учет отношения скоростей выражением (4.1) не дает преимуществ по сравнению с расчетным распределением температуры по вертикали формулой (3.17). Кроме того, скорость потока косвенно учитывается при расчете Сш для вычисления параметра *М* по формуле, предложенной в работе. Увеличение этого параметра приводит, согласно формуле Шези-Маннинга, к уменьшению скорости потока, и выравниванию температуры воды на вертикали.

Для проверки эффективности формулы (3.17) необходимо заранее исключить те из измеренных температурных эпюр, которые не могут соответствовать формуле в силу особенностей ее теоретического обоснования. При выводе формулы считалось, что изменение температуры по ширине потока незначительно по сравнению с изменением по глубине потока. Это условие обеспечило устранение членов уравнения теплопроводности описывающих изменение температуры в поперечном сечении. Например, при проверке эффективности формулы (3.17) нельзя использовать измерения в зоне смешения потока. Как показала практика, критерием отбора вертикалей для этой цели является величина Δθэ < 0,10С.

Попытки сравнивать данные наблюдений и результаты расчета привели к необходимости более точно задавать относительную глубину каждой точки измерений. При расчете коэффициента при втором члене уравнения (3.17) учитывается поверхностная температура воды. Поэтому для более точного расчета поверхностную температуру воды необходимо рассчитывать. Это легко сделать, выразив величину через формулу (3.17) и считая величину отрицательной величиной:

 (4.5))

Подставляя полученную величину в качестве константы в формулу (3.17), рассчитываем температуры воды на всех интересующих нас вертикалях.

Сравнение данных, полученных при измерениях в узле слияния на Протве и Исьме вне зоны смешения показало, что формула удовлетворительно описывает 82% измеренных точек в пределах точности измерительного прибора 0,010С и при значениях *а*1=0,08–0,2, коэффициенте шероховатости *n*=0,02.

Анализ данных измерений на плесе и перекате р. Протва показывает, что для 11 из 18 вертикалей характерно равномерное распределение температуры. Они относятся к эпюрам типа 3. Для 4 вертикалей имеется неоднородность распределения температуры воды в пределах точности прибора (0,010С) и поэтому они также могут быть отнесены к эпюрам типа 3. Остальные вертикали хорошо описываются формулой (3.17). При этом отсутствует влияние поперечной неоднородности температуры воды. Аппроксимация поля точек, характеризующих изменение температуры воды в зависимости от глубины потока оказывается хороша и при величине Δθэ = 0,640С, полученной при измерениях на р. Протва (см. приложение №4). В данном случае наилучшие результаты были получены при *а*1=0,25 и *n*=0,02 (рис. 4.24). Однако и при других значениях параметра *а*1=0,2 координаты сопоставляемых функций отличаются не более чем на 0,010С.

Аналогичный сравнительный анализ 38 вертикалей, полученных при измерениях на р. Ока показал, что совпадение расчетных и натурных температурных эпюр с точностью 0,010С характерно для 85% вертикалей (при *а*1=0,08 – 0,2 и *n*=0,02).

5. Закономерности изменения температуры воды по ширине водных потоков

Влияние теплоэнергетики, промышленного и коммунального водоснабжения на термический режим рек широко известно и проблемам, с этим связанным, уделяется большое внимание в научной литературе (Леонов, 1977). Часто рассматривается комплексное воздействие сброса подогретых вод в водотоки на их термический, ледовый, гидрохимический, гидравлический режим и процессы самоочищения. Одной из частных задач, для которых тепловые нагрузки такого характера имеют значение, является изучение распределения температуры воды в поперечном сечении потока. Для рассмотрения данного вопроса поступление подогретых вод можно рассматривать как появление в воде консервативной примеси.

**5.1 Состояние проблемы**

Выравнивание концентрации консервативной примеси по ширине реки – хорошо изученный процесс. Основным механизмом смешения по ширине потока является дисперсия. Как уже было упомянуто в главе 4, после поступления в водоток примеси быстрее прочих устраняются вертикальные градиенты концентрации примеси. После этого доминирует процесс устранения градиентов примеси по ширине потока. В период , где – момент завершения процесса перемешивания по ширине потока, характерна максимальная интенсивность изменения концентрации примеси для поперечного (по отношению к оси потока) направления (Алексеевский, 2006). Этот период называют периодом Тейлора. Удаление створа полного перемешивания по ширине реки от источника поступления примеси зависит от типа поступления примеси в поток (береговой, русловой). Для берегового типа поступления сточных вод (Кондюрина, 2000).

, (5.1)

для центральной части русла

. (5.2)

Здесь *В, h,* – соответственно ширина, глубина и средняя скорость потока. Береговому типу поступления примеси соответствует впадение в главную реку притоков с более низкой или высокой температурой.

Рассмотрим бесприточный участок средней равнинной реки в безледный период, не испытывающей теплового антропогенного воздействия. Пусть положение вышерасположенных притоков таково, что на рассматриваемом участке уже достигается полная однородность поля температуры по ширине и глубине потока (влияние поступления грунтовых вод отсутствует). Рассмотрим в этой связи источники изменения теплового состояния водного объекта.

Как уже упоминалось в главе 4, изменение температурного поля потока обусловлено взаимодействием на границах сред «вода-атмосфера» и «вода-ложе реки». Пренебрежимо малая часть тепла поступает вследствие диссипации энергии (Гинзбург, 1989). Взаимодействие речной водной массы с атмосферой зависит от суммы тепловых потоков, объединяющих поступление или расход тепла вследствие выпадения осадков, испарения и конденсации влаги, поглощения прямой и рассеянной солнечной радиации и собственного излучения водной поверхности. Результирующий поток тепла на границе с атмосферой в 1 Вт/м2 означает, что за одну секунду на площадь водной поверхности в один квадратный метр поступает количество энергии, равное 1 Дж. За небольшой период времени (например, 1 минуту) на «каждый» квадратный метр водной поверхности поступает некоторое количество тепла. Оно приходится на больший или меньший объем воды, пропорциональный глубине потока. В результате объем воды у берега и в центральной части русла, в соответствие с преобразованной формулой (1.1)

θ=*Е/С*ρΔ*V*, (5.3)

нагревается в различной мере. При одинаковых синоптических условиях температура воды на участке с б*о*льшими глубинами будет изменяться медленнее по сравнению с более мелкими участками. Таким образом, даже если принять начальную однородность поля температуры воды в поперечном сечении потока, то при наличии ненулевых тепловых потоков через свободную поверхность воды будут возникать поперечные градиенты температуры.

Эта теоретическая схема довольно часто реализуется в натурных условиях, поскольку для многих рек тепловое влияние грунтовых вод пренебрежимо мал*о* по сравнению с адвекцией тепла с вышележащих участков и теплообменом с атмосферой. Она хорошо согласуется и с неоднозначной реакцией водной массы рек разного размера на одинаковое поступление солнечной радиации (глава 6).

Обзор литературы показывает подобие взглядов разных ученых на проблему неоднородности поперечного распределения температуры в водном потоке. Так, Соколова (1951), используя данные В.Б. Шостаковича (1928), пишет, что «наибольшие разности температуры воды приходятся на период нагрева, так как прибрежная часть, как более мелководная, должна прогреваться сильнее, если нет влияния других факторов, например мерзлоты почвы, выхода грунтовых вод или ключей». По мнению О.В. Ванеевой и М.Н. Панкратьевой (1941), в естественных условиях существуют два типа распределения температуры воды в поперечном сечении: тип «нагревания», когда при общем нагревании речной водной массы температура воды у берегов выше, чем на стрежне реки. Тип «охлаждения» соответствует более низкой температуры воды у берегов по сравнению с центральной частью потока. Распределение температуры воды по ширине потока зависит от времени суток: в дневные часы вода у берега теплее, чем на стрежне реки. В утренние часы наблюдается обратная ситуация – температура на стрежне потока выше, чем у берега (Соколова, 1951).

**5.2 Натурные данные**

Данных фактических наблюдений над распределением температуры в поперечном сечении потока мало, что находится в определенном противоречии с Наставлениями к выбору места измерения температуры воды на гидрологических постах. Они определяют необходимость производства наблюдений за температурой воды по ширине реки, однако в литературе соответствующие данные найти не удалось. Поэтому приходиться опираться на эпизодические наблюдения, произведенные на р. Ангаре (Верещагин, 1933), на рр. Енисей, Ишим и Селенга (Шостакович, 1928; Ванеева, Панкратьева, 1941), на рр. Лена, Индигирка, Оленек, а также рр. Луга, Ока, Самара, Алматинка, Караткал и Аму-Дарья (табл. 5.1) (Соколова, 1951). Данные распределения температуры воды по ширине потока, приведенные в этой работе, не имеют привязки по расстоянию относительно берегов. Поэтому при дальнейшем анализе будем считать, что температурные вертикали назначались равномерно по ширине потока.

При изучении процессов смешения водных масс Волги и Вазузы (Аппель и др., 1980) 5–9 августа 1975 г. получено 8 профилей поперечного распределения температуры воды. Два из них находились в русле Волги и Вазузы (выше узла их слияния), а 6 профилей – ниже узла слияния на участке реки длиной около 4,2 км (см. рис. 4.1). В статье приведены данные по семи поперечным профилям (по каким-то причинам данные на третьем профиле не приведены).

Таблица 5.1. Распределение температуры воды в поперечном сечении рр. Караткал и Аму-Дарья

|  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| Река | Пост | Время | Дата | Вертикали |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Каратал | Уш-Тюбе | 8:00 | 20.09.1949 | 13,8 | 13,8 | 13,8 | 13,6 | 13,3 |
| 8:00 | 15.09.1949 | 11,7 | 11,7 | 11,8 | 11,8 | 11,8 |
| 10:00 | 10.09.1949 | 14,6 | 14,5 | 14,5 | 15 | 15,7 |
| 12:00 | 30.09.1949 | 12,5 | 12,5 | 12,5 | 13,7 | - |
| 12:00 | 05.09.1949 | 15,9 | 15,8 | 15,8 | 16 | 17,1 |
| 18:00 | 25.09.1949 | 13,9 | 13,9 | 13,9 | 14 | 14,3 |
| Аму-Дарья | Чатлы | июнь | 24 | 27,2 | 24,1 | 24,3 | 24,4 |
| июль | 24 | 24,1 | 24,2 | 24,3 | 24,4 |
| август | 23,2 | 23,2 | 23,3 | 23,4 | 23,5 |
| сентябрь | 17,1 | 17,2 | 17,2 | 17,3 | 17,4 |
| октябрь | 16 | 16,1 | 16,2 | 16,2 | 16,3 |

Исключение составляет профиль №1, где измерения между 53–98 м от уреза левого берега выполнялись в 14–16 часов, а остальные – в 12–14 часов. Температура воды для этих двух периодов значительно отличалась по величине. Температура воды в Волге и Вазузе за период наблюдений практически была одинакова, поэтому для анализа масштабов зоны смешения использовалась только электропроводность воды. Некоторые результаты этого исследования приведены в табл. 5.2 (все данные приведены в Приложении 4). Они характеризуют наличие значимых аномалий температуры воды (0,30С) лишь в 7 м от левого и 12,5 м от правого берега р. Волги.

Таблица 5.2. Распределение поверхностной температуры воды по ширине р. Волги выше узла впадения р. Вазуза

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| L, м от л.б | 1,8 | 4,3 | 6,8 | 9,3 | 11,8–21,8 | 24,3 | 26,8 | 29,3 | 31,8 | 34 | 36,8 | 39,3 |
| Темпера-тура, 0С | 22,4 | 22,2 | 22,2 | 22,1 | 22,1 | 22,1 | 22,2 | 22,3 | 22,3 | 22,3 | 22,4 | 22,4 |

В анализе поперечного распределения температуры воды использованы данные автора, полученные на р. Оке (рис. 5.1), в июне 2007 г. (см. гл. 4). Представление о неоднородности поверхностной температуры воды по ширине потока дает (табл. 5.3). Аномалии температуры воды не превышали 0,290С.

Таблица 5.3. Распределение поверхностной температуры воды в поперечном сечении р. Ока (д. Трегубово, июнь 2007 г.)

|  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| **L, м от л.б** | **10** | **42** | **82** | **130** | **189** | **239** | **262** |
| **Температура, 0С** | **23,39** | **23,23** | **23,13** | **23,10** | **23,10** | **23,19** | **23,29** |

Дополнительные сведения автором получены в районе слияния рр. Протва и Исьма в июле 2008 г. (см. гл. 4). Для анализа использованы и данные распределения поверхностной температуры воды по ширине потока на плесе и перекате р. Протва и один из температурных профилей (№6) на р. Исьма.

**5.3 Анализ результатов натурных исследований**

По измерениям на Оке (Соколова, 1951) изменение температуры воды в поперечном сечении (Δθп) в различные месяцы колебалось от 0,10С в июне до 0,60С в сентябре и октябре (при расчете этих величин производилось осреднение данных за утренние и вечерние сроки наблюдений). Наибольшие величины Δθп наблюдались в июне в утренние (до 1,60С) и дневные часы (до 0,80С). Измерения на р. Амударья (кишл. Чатлы) также показали небольшие среднемесячные величины Δθп: 0,30С в июне, августе, сентябре и октябре, и 0,40С в июле (Соколова, 1951). Данные срочных наблюдений на р. Каратал (пост Уш-Тюбе) показали большую изменчивость температуры воды в поперечном сечении потока: 0,1–0,5 утренние (8:00) и вечерние (18:00) часы и 1,2–1,3 в 10:00 – 12:00. Эти отличия дают представления о роли теплообмена между водной массой и атмосферой для рек различного размера, находящихся в разных климатических и орографических условиях.

Измерения на р. Индигирка (пос. Воронцово) в сентябре 1942 г. показали (Соколова, 1951), что величина Δθп изменяется от 0 до 10С, а в среднем она равна 0,360С. Наблюдения на р. Оленек (пост. Сухана) в июле – сентябре 1940 г. демонстрируют аналогичную (среднюю за период измерений) величину Δθп = 0,280С при диапазоне изменения аномалий 0,11 – 0,390С (Соколова, 1951). Наибольшая изменчивость температур в поперечном сечении обнаружена на р. Лена (с. Солянка). В июне–октябре среднее значение Δθп составляло 2,420С при диапазоне изменчивости Δθп от 0,4 до 5,850С. Повышенные величины Δθп, вероятно, связаны с большим размером реки. Ширина Лены составляла 1,4 км, а всех других рассмотренных рек – не превышала 500 м.

Для Волги и Вазузы изменение температуры воды по ширине рек в среднем составляло 0,980С при диапазоне величины Δθп = 0,2 ÷3,10С. Повышенные значения Δθп связаны, вероятно, с более распластанным руслом, наличием больших по площади мелководных зон, где наблюдается более интенсивное изменение теплосодержания воды. Средние величины поперечных градиентов температуры воды на разных профилях Волги и Вазузы (см. рис. 4.1) представлены в табл. 5.4. Из анализа таблицы следует, что средние по профилю температурные градиенты в большинстве случаев не превышают величины 0,10С/м и больше 0,010С/м. Средняя величина градиентов для Волги и Вазузы составляет 0,0510С/м. Величина градиентов температуры воды в разных створах рек колеблется от 0 до 0,540С/м. Наибольшие градиенты наблюдаются в прибрежных зонах потоков. Показателем этого может служить средний градиент для Волги и Вазузы без учета значений прибрежных градиентов. Эта величина равна 0,260С/м, т.е. в два раза меньше по сравнению со средней величиной при учете теплового состояния прибрежных зон.

Таблица 5.4. Средние градиенты температуры воды в створах рр. Волга и Вазуза

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| № профиля | 0 (Вазуза) | 0 (Волга) | 1а | 1б | 2 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| gradθ,0C/м | 0,12 | 0,015 | 0,09 | 0,06 | 0,09 | 0,02 | 0,04 | 0,01 | 0,01 |

Измерения автора на р. Оке в июне 2007 г. обнаружили максимальное изменение температуры воды от 0,23 до 0,690С в разных поперечных сечениях (рис. 5.2). Средняя величина аномалий температуры для всей реки 0,360С. Средний по каждому профилю поперечный градиент температуры воды изменялся от 0,00166 до 0,005230С/м при среднем значении 0,00310С/м (эта же величина является средней характеристикой gradθ для всей реки). Величина максимального gradθ изменяется для разных профилей от 0,0028 до 0,140С/м. Наибольшая величина градиентов чаще всего характерна для прибрежных зон водного потока: без учета береговых значений средний градиент изменения температуры воды в поверхностном слое для Оки равен 0,00150С/м, т.е., как и на Волге, Вазузе, прибрежные зоны потока обеспечивают поперечную изменчивость температуры воды на 50%.

В периоды дневного, синоптического или сезонного нагревания температура воды быстрее повышается у берегов, чем на стрежне потока (рис. 5.1). В периоды ночного, синоптического или сезонного охлаждения водной массы температура у берегов ниже, чем на стрежне потока (рис. 5.3). Повышенная изменчивость температуры прибрежной части рек связана не только с меньшей глубиной водного потока в этой части русла, но и, вероятно, с влиянием температуры берегов, которые, в силу меньшей теплоемкости, реагируют на изменение составляющих теплового баланса земной поверхности быстрее, чем вода.

**5.4 Аналитические результаты**

В соответствии с формулой (3.22) температура воды в каждой точке поперечного профиля изменяется в зависимости от , , глубины потока и шероховатости русла , а также от коэффициента *а*1. Использование формулы (3.22) для описания распределения температуры воды по ширине потока показало, что при *а*1=427 поперечные аномалии температуры воды равно нулю. Реальные поперечные профили температур уравнение (3.22) воспроизводит при *а*1 = 0,2–0,4.

Проверка эффективности уравнения (3.22) проведена, в частности, для условий Оки. Измерения здесь проводились в дневные часы. Температура воздуха днем менялась от 200С (утро, вечер) до 300С (полдень). Наилучшая аппроксимация фактического распределения поверхностной температуры воды уравнением (3.22) достигается при *а*1=0,1. Наибольшие отклонения фактических и расчетных значений температуры воды в поперечном сечении в этом случае наблюдаются при *h ≠* 1 м. При *h* > 1 м расчетные температуры превышают фактические по всему сечению и изменение температур по ширине потока становится более равномерным. При *h* < 1 м фактические температуры оказываются выше, а расчетное распределение температур в потоке более однородным. Поэтому для устранения причины увеличения погрешностей расчета нормируем соответствующие члены уравнения (3.22) на глубину *h*=1 м. В этом случае расчетная зависимость приобретает вид

 (5.1)

где поверхностная температура воды, – температура воды в «центре» потока – разница между прибрежной температурой воды и , - относительная полуширина реки, а1 – коэффициент.

Результаты сопоставления фактических и расчетных значений θ обнаруживают их хорошую визуальную сходимость (рис. 5.4). Количественная оценка результатов сходимости теоретического и расчетного распределения поверхностной температуры в этом створе дана в табл. 5.5. Оказалось, что среднеквадратическое ошибка расчета σ = 0,0150С. Это малая величина среднеквадратического ошибки по отношению к точности измерений. Однако эта величина оценивалась по 7 точкам, поэтому статистика неустойчивая.

Таблица 5.5. Расчетные и измеренные поверхностные температуры воды в р. Ока

|  |  |
| --- | --- |
| Температура | Вертикали (нумерация от левого берега) |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Температурарасчетная θр | 23,29 | 23,18 | 23,12 | 23,11 | 23,13 | 23,21 | 23,39 |
| Температурафактическая θф | 23,29 | 23,19 | 23,10 | 23,10 | 23,13 | 23,23 | 23,39 |
| (θр -θф)/ θф | 0 | 4\*10-4 | 8\*10–4 | 4\*10-4 | 0 | 8\*10-4 | 0 |

Уточнение коэффициента турбулентной диффузии не дает заметного улучшения в согласовании расчетных и фактических значений. Фактическое значение коэффициента *А* для участка р. Оки около д. Трегубово равно 0,1*v*/*М*. Больший эффект достигается корректировкой коэффициента *а*1, подбираемого в ходе численных экспериментов (*а*1=0,06–0,1). При значении коэффициента *а*1=427 получается однородное распределение поверхностной температуры воды по ширине потока.

При расчетах функции θ=θ(*z*) эффективнее (вместо выражения (3.22)) использовать аналогичное уравнение, в котором значение глубины потока *h* заменено на *b*i (*i* – левая или правая часть поперечного сечения потока). В этом случае можно не производить замену ширины потока *z* на относительное удаление от берега в дифференциальном уравнении (3.19). Дополнительное преимущество возникает в связи с тем, что отпадает проблема снижения эффективности уравнения (3.22) при . В результате решение уравнения (3.19) сразу приобретает вид уравнения (5.1).

Из уравнения (5.1) следует, что распределение температуры в поперечном сечении зависит также от величины

М = 0,7Cш+6 (5.2)

при и

M = 48 = const (5.3)

при – параметра, имеющего размерность м0,5с-1 и зависящего от коэффициента Шези (*C*ш). Коэффициент *C*ш устанавливается в зависимости от глубины потока *h* и коэффициента шероховатости *n* (Караушев, 1969). Учет распределения глубины по ширине потока приводит к увеличению отклонений в расчетных температурах воды от измеренных. При *а*1 = 0,08 эти ошибки становятся незаметными.

При отсутствии данных промерных работ в поперечном створе реки и наличии измеренной температуры, при расчетах можно считать, что *h*=const=1 м. Численные эксперименты показали, что изменение средней глубины потока в пределах от 0,7 до 20 м приводит к ошибке в расчете температуры воды не более чем на 0,10С.

Формула (5.1) может быть преобразовать к виду

 , (5.4)

где – поверхностная температура воды у берега, – поверхностная температура воды в температурном «ядре» потока. Измерения прибрежной температуры воды обычно проводятся на расстоянии 5–10 м от берега и поэтому, строго говоря, она отличается от истинного значения . Поэтому эту температуру необходимо рассчитывать по имеющимся данным, если известно положение точки измерений . Считая, что величины *а*1 и *М*, а также температура в «ядре» потока известны, выражение (5.2) можно преобразовать для расчета

 (5.5)

Для оценки эффективности формулы (5.5) проведены соответствующие расчеты для всех температурных створов на р. Ока. При этом оказалось, что для всех створов параметр *а*1 = 0,06–0,1. Результаты сравнения расчетных и фактических величин прибрежной температуры характеризует табл. 5.6. Так как точность измерений температуры воды составляла 0,010С, то отклонения, не превышающие эту величину, обозначались неравенством < 0,010C. Среднее отклонение расчетных величин от измеренных составило 0,0310С, среднеквадратическое отклонение – σ = 0,049 0С. Это означает, что среднее отклонение расчетной температуры воды от фактической составляет 0,310С, а ошибка расчета отклонения (достоверность определения ошибки расчета) составляет 0,490С.

Аналогичные расчеты проведены и по опубликованным данным на рр. Ока (г. Калуга), Каратал (Уш-Тюбе), Аму-Дарья (кишл. Чатлы), Лена (с. Солянка), Индигирка (пос. Воронцово), Оленек (пост Сухана) (Соколова, 1951). Поскольку для них неизвестно положение вертикалей относительно берегов, то для каждой точки измерений в левой части русла = *m*/(*N*+1), где *m* – номер вертикали в этой «половине» русла, считая от левого берега, *N* – количество вертикалей в левой части русла. Для правой части русла эта величина определялась аналогично. Результаты сравнения расчетных и фактических значений представлены в таблице 5.7.

Таблица 5.6. Величины отклонений φ расчетной от фактической температуры воды в разных точках поперечного сечения Оки летом 2007 г.

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| № профиля | Параметр а1 | № точки | φ, 0С |
| 1п | 0,08 | 1 | <0,01 |
| 2 | 0,032 |
| 3 | 0,0184 |
| 4 | 0,013 |
| 5 | 0,021 |
| 6 | <0,01 |
| 1 л | 0,1 | 1 | 0,036 |
| 2 | 0,195 |
| 3 | 0,02 |
| 4 | <0,01 |
| 5 | 0,016 |
| 6 | 0,016 |
| 7 | <0,01 |
| 8 | 0,04 |
| 9 | <0,01 |
| 2 | 0,1 | 1 | 0,045 |
| 2 | 0,22 |
| 3 | 0,049 |
| 4 | <0,01 |
| 5 | 0,019 |
| 6 | <0,01 |
| 7 | <0,01 |
| 3 | 0,06 | 1 | <0,01 |
| 2 | 0,026 |
| 3 | <0,01 |
| 4 | <0,01 |
| 5 | <0,01 |
| 6 | <0,01 |
| 4 | 0,08 | 1 | <0,01 |
| 2 | 0,116 |
| 3 | <0,01 |
| 4 | 0,016 |
| 5 | <0,01 |
| 6 | <0,01 |

Таблица 5.7. Оценка математического ожидания разности расчетных и фактических величин m\*(|φ|)

|  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Река | m\*(|φ|) | σ, 0С | Параметр а1 | Количество измерений | Источник |
| Протва, Исьма | 0,030 | 0,072 | 0,08 | 22 | автор |
| Ока | 0,031 | 0,049 | 0,06–0,1 | 34 | автор |
| Ока | 0,045 | 0,055 | 0,08–0,1 | 59 | ГГИ |
| Каратал | 0,032 | 0,056 | 0,06–0,08 | 29 | ГГИ |
| Аму-Дарья | 0,038 | 0,046 | 0,08 | 20 | ГГИ |
| Лена | 0,234 | 0,357 | 0,08 | 135 | Е.М. Соколова |
| Индигирка | 0,052 | 0,094 | 0,08 | 36 | Е.М. Соколова |
| Оленек | 0,030 | 0,057 | 0,08 | 48 | Е.М. Соколова |
| Волга, Вазуза | 0,083 | 0,134 | 0,08–0,1 | 122 | К.К. Эдельштейн |

Анализ табл. 5.7 показывает, что для большинства рек использование уравнения (5.5) обеспечивает достаточную точность воспроизводства поперечного распределения поверхностной температуры. Отклонения расчетных величин от фактических не превышает 0,050С. Они возрастают с увеличением размера реки, ее ширины. Величина 0,2340С, характерная для Лены, связана также с большим периодом измерений, который потребовался для выполнения работ на более крупной реке. Величина среднеквадратического отклонения ошибки расчета на всех реках (кроме Лены) не превышает 0,090С, при точности измерений температуры воды на пунктах гидрологического мониторинга 0,10С. Полученная статистика устойчива, поскольку количество измерений на каждой реке было достаточно большим.

**6. Особенности продольного распределения температуры воды в реках**

Распределение температуры воды по длине рек определяется факторами ее формирования для каждого участка реки. Соотношение составляющих теплового баланса за некоторый период времени определяет изменение теплосодержания водной массы каждого участка реки.

Согласно уравнению (2.4), изменение теплосодержания определяется тремя составляющими: теплообменом через поверхность «вода-воздух», теплообменом на границе «вода-русло» и внутренними источниками тепла. В летний период последней группой факторов можно пренебречь (они не оказывают существенного влияния на изменение теплосодержания по сравнению с другими составляющими теплового баланса) [Гинзбург и др., 1989].

Рассматривая продольное изменение температуры, будем считать, что в каждом поперечном сечении температурное поле однородно, а тепловое состояние водной массы характеризует средняя в поперечном сечении реки температура воды. В этом случае суммарный поток тепла через границу «река-атмосфера»

*S*o =*I*p +*S*a + *S*c + *S*r – *Slw* – *S*e, (6.1)

где *I*p – проникающая в воду (поглощенная) солнечная радиация, *S*a – длинноволновое излучение атмосферы, *S*c – турбулентный теплообмен с атмосферой, *S*r – поступление тепла с атмосферными осадками, *Slw* – длинноволновое излучение поверхности воды, *S*e – потери тепла на испарение, *S*o – результирующий теплообмен на границе «речная водная масса – приземный слой атмосферы».

Наибольшее влияние на температуру воды в водных объектах обычно оказывает тепловой поток, поступающий к поверхностному слою водной массы. Влияние теплообмена с грунтами обычно мало. Вследствие этого изменение температуры водного потока можно представить в виде функции, зависящей исключительно от *S*o. Если гипотеза о незначительности теплообмена с грунтами верна, то ошибки расчета температуры воды θ (по уравнению изменения теплосодержания воды) будут относительно небольшими. При занижении результатов расчета температуры воды (в период осеннего охлаждения) или их завышении (в период летнего нагревания) по сравнению с фактическими измерениями эта гипотеза не подтверждается. Для такого участка реки необходимо учитывать результирующий теплообмен между водной массой и грунтами.

**6.1 Расчет температуры воды по метеоданным без учета влияния грунтовых вод и теплообмена с грунтами, а также внутренних источников тепла**

Для решения данной задачи были использованы данные, полученные экспедицией Института истории естествознания и техники РАН (13 – 20 августа 2008 г.) на участке р. Сухона от с. Шуское до г. Великий Устюг (рис. 6.1). Измерения температуры воды проводились с помощью кондуктометра с функцией термометра WTW Multi 340i, точность измерений до 0,10С (табл. 6.1). Замеры производились на стрежне реки в среднем через 2,3 км (координаты створов измерений засекалось с помощью GPS-приемника).

Для расчета результирующего потока тепла на верхней границе водной массы были использованы данные наблюдений над метеорологическими характеристиками на метеостанции г. Тотьма с сайта www.rp5.ru (табл. 6.2). В нашем распоряжении были данные о температуре воздуха, общей и низкой облачности, скорости ветра, влажности воздуха, температуре точки росы и сумме осадков. Несмотря на то, что длина участка реки между с. Шуйское и Великим Устюгом равна 370 км, синоптическая ситуация над этой территорией в достаточно хорошей степени характеризуют данные измерений по этой метеостанции.

Таблица 6.1. Изменение среднесуточной температуры воды в период измерений на участке р. Сухона

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| дата | 13.08.08 | 14.08.08 | 15.08.08 | 16.08.08 | 17.08.08 | 18.08.08 | 19.08.08 | 20.08.08 |
| Расстояние от с. Шуское, км | 0–53 | 59–117 | 123–135 | 137–213 | 220–260 | 260–304 | 310–340 | 347–370 |
| θ,0С | 17,7 | 19 | 19,3 | 20,1 | 20,8 | 21,3 | 21,1 | 20,8 |

Для оценки изменения температуры воды при этих синоптических условиях использовано уравнение теплового баланса водотока с суточным разрешением. Расчет составляющих уравнения (6.1) осуществлялся по следующему алгоритму.

Таблица 6.2. Метеорологические данные (метеостанция г. Тотьма) с 13 по 20 августа 2008 г.

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Дата | 13.08 | 14.08 | 15.08 | 16.08 | 17.08 | 18.08 | 19.08 | 20.08 |
| Та, 0С | 17,8 | 20,9 | 18,8 | 18 | 22,8 | 23,2 | 22,3 | 18,2 |
| N, баллы | 4,9 | 6 | 3,8 | 8,8 | 7,4 | 6,5 | 9,1 | 5,9 |
| Nh, баллы | 1,6 | 4,3 | 1,9 | 3,4 | 5,3 | 5,6 | 3,8 | 3,9 |
| W, м/с | 1,5 | 3,6 | 2,1 | 0,75 | 1,8 | 2,6 | 2,2 | 1,6 |
| X, мм | 0 | 0 | 0 | 0 | 24 | 0 | 0 | 0 |
| Td | 15,9 | 17,8 | 14,7 | 15,1 | 20,7 | 21,7 | 20,2 | 15,5 |
| hо, % | 88,3 | 83,3 | 79,8 | 84,4 | 89,1 | 92 | 88,75 | 85,6 |

Проникающая в воду солнечная радиация *I*p, Вт/м2, определялась по формуле

*I*p = (*Q*пр+*q*рр) [1-No(1-K)] (1-a), (6.2)

где(*Q*пр+*q*рр) – суммарный среднесуточный поток солнечной радиации, Вт/м2, поступающий на горизонтальную поверхность водного объекта при безоблачном небе, нулевом альбедо и влажности воздуха, средней для данной широты места. В этой случае величина потока тепла задается по табличным значениям, приведенным в работе (Мишон, 1983); No – общая облачность в долях единицы; K – коэффициент, зависящий от широты места ϕ, градус. Величина этого коэффициента для Северного полушария аппроксимируется зависимостью

K = 0,304+0,0023exp (0.0628ϕ)

где а = 0.074 – среднесуточное альбедо водной поверхности.

Длинноволновое излучение атмосферы *S*a, Вт/м2, – один из наиболее важных источников поступления тепла в водоем при облачной погоде. Для его определения использовалась формула А.П. Браславского, рекомендованная для расчетов теплового баланса водоемов средних размеров (Одрова, 1979)

Sa = σ(273.16+*T*2)4 (b1+b2), (6.3)

где σ = 5.67⋅10-8 Вт/(м2 К4) – постоянная Стефана-Больцмана; *T*2 – температура воздуха над водотоком, оС

*T*2 = *T*a + (θ – *T*a) Кр, (6.4)

где θ- температура участка реки, оС; *Т*а – температура воздуха на метеостанции, оС; Кр – коэффициент, учитывающий длину разгона ветра, определяемый в соответствии с указаниями для его расчета (Самохин, Соловьева, Догановский, 1980). Применительно к имеющимся данным Кр = 0,5.

*b*1 = (1-*N*o) [0.475+0.19], (6.5)

*b*2 = 0.1*N*н+0.85*N*o, (6.6)

где *N*н и *N*o - нижняя и общая облачность в долях единицы.

e2 = ea + (0.8eo - ea) Кр. (6.7)

Здесь eo – максимальная упругость водяного пара при температуре поверхности водоема, Мб. Ее величина определяется по формуле

eo = 6,11exp (17.14θ/(235+ θ)) (6.8)

ea – абсолютная влажность воздуха на метеостанции, мб, определяемая по уравнению

, (6.9)

где *Td* – температура точки росы, 0С; *h*о – относительная влажность, %.

Длинноволновое излучение поверхности водотока Slw, Вт/м2, описывается уравнением Стефана-Больцмана

Slw = σβо(273,16+θ)4, (6.10)

где βо – излучательная способность поверхности участка реки относительно абсолютно черного тела. Для чистой водной поверхности её значение принято равным 0,91.

Потери тепла на испарение Se, Вт/м2 с поверхности водотока определяются по зависимости

Se = 4,85⋅10-5ρsE (597–0,57θ), (6.11)

где ρ =1000 кг/м3 - плотность воды; E – интенсивность испарения, мм/сутки. Слой испарения рассчитывается по формуле Б.Д. Зайкова (Михайлов, Добровольский, Добролюбов, 2007)

E = 0,14 (eo-e2) (1+0,72W2), (6.12)

где W2 – скорость ветра на высоте 2 м над водой, м/с, определяется в соответствии с указаниями (Самохин, Соловьева, Догановский, 1980)

W2 = K1K2Kр Wф, (6.13)

где K1 коэффициент, учитывающий изменение шероховатости местности в связи с местоположением флюгера метеостанции, К2 – коэффициент, учитывающий положение флюгера метеостанции с учетом орографии местности. Для метеостанции Тотьма они равны 1,8 и 0,9 соответственно.

Турбулентный теплообмен с атмосферой Sc, Вт/м2, рассчитывается исходя из уравнений потока тепла и влаги по зависимости, предложенной Б.Д. Зайковым,

Sc = 2,65 (Т2-θ) (1+0,72W2), (6.14)

Поступление тепла с атмосферными осадками Sr, Вт/м2. Тепло, поступающее в водоем с жидкими осадками, рассчитывается по выражению

Sr = 4,85⋅10-2*Т*2*Н*, (6.15)

где *Н* – слой жидких осадков, мм.

В соответствии с уравнением (6.1) получаем поток тепла на поверхности «вода – воздух» за 1 секунду. Расчет изменения температуры воды за сутки вычисляется в соответствии с формулой

 (6.16)

где С – теплоемкость воды, Дж/(кг0С), h – средняя глубина водотока (для р. Сухона принята равной 2,5 м). Таким образом, зная температуру воды в некоторый начальный момент времени, можно рассчитать ее изменение для любого промежутка времени по известным метеорологическим данным.

Таблица 6.3. Сравнение фактических и рассчитанных температур воды на участке р. Сухона (с. Шуйское – Великий Устюг)

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Дата | 13.08.08 | 14.08.08 | 15.08.08 | 16.08.08 | 17.08.08 | 18.08.08 | 19.08.08 | 20.08.08 |
| Расстояние от с. Шуйское, км | 0–53 | 59–117 | 123–135 | 137–213 | 220–260 | 260–304 | 310–340 | 347–370 |
| θ,0С | 17,7 | 19 | 19,3 | 20,1 | 20,8 | 21,3 | 21,1 | 20,8 |
| θр,0С | - | 18,6 | 19,5 | 20,5 | 20,7 | 21,6 | 22,6 | 22,7 |
| Разность, 0С | - | -0,4 | 0,2 | 0,4 | -0,1 | 0,3 | 1,4 | 1,9 |

Сравнение фактических и рассчитанных температур воды показывает, что средняя ошибка за весь период измерений составляет 0,670С. В период 14 по 18 августа средняя ошибка расчета температуры воды составляет 0,280С. В последние два дня измерений (19 и 20 августа) рассчитанные температуры воды оказались выше по сравнению с фактическими данными. Возможно это связано с влиянием синоптических условий в районе Великого Устюга, отличающихся от условий метеостанции Тотьма, более низкими температурами.

Таблица 6.4. Метеорологические данные по станции Тотьма 13–20 августа 2008 г.

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Дата | 13.08 | 14.08 | 15.08 | 16.08 | 17.08 | 18.08 | 19.08 | 20.08 |
| Та, 0С | 16,7 | 18,7 | 17 | 15,7 | 17,7 | 17,4 | 16,5 | 16,4 |
| N, баллы | 0,8 | 0,5 | 0,3 | 0,9 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 0,8 |
| Nh, баллы | 0,6 | 0,3 | 0,1 | 0,5 | 0,8 | 0,9 | 1,0 | 0,7 |
| U, м/с | 2,3 | 2,7 | 2,0 | 2,0 | 1,7 | 2,0 | 2,0 | 2,3 |
| X, мм | 4 | 0 | 0 | 0 | 0,3 | 0 | 4 | 6 |
| Td | 14,7 | 15,8 | 13,8 | 16,8 | 13,3 | 15,8 | 15,8 | 14,9 |
| hо, % | 83 | 88 | 82 | 85 | 94 | 91 | 96 | 91 |

Условные обозначения: Та – температура воздуха, N – общая облачность, Nh – низкая облачность, U – скорость ветра, x – количество осадков, Td – температура точки росы, hо – относительная влажность.

Таблица 6.5. Сравнение фактических и рассчитанных температур воды по метеорологическим данным (станция г. Великий Устюг) на участке Сухоны (с. Шуйское – Великий Устюг)

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Дата | 13 авг | 14 авг | 15 авг | 16 авг | 17 авг | 18 авг | 19 авг | 20 авг |
| Расстояние от с. Шуйское, км | 0–53 | 59–117 | 123–135 | 137–213 | 220–260 | 260–304 | 310–340 | 347–370 |
| θ,0С | 17,7 | 19 | 19,3 | 20,1 | 20,8 | 21,3 | 21,1 | 20,8 |
| θр,0С | 17,7 | 18,2 | 19,3 | 20,3 | 20,5 | 20,6 | 20,8 | 21,0 |
| Разность, 0С | 0 | -0,8 | 0,0 | 0,2 | -0,3 | -0,7 | -0,3 | 0,2 |

Сравнение рассчитанных и фактических температур воды (рис. 6.2) показывает, что разность фактических и расчетных значений температуры воды за весь период наблюдений составил 0,40С, т.е. меньше по сравнению с расчетом по данным метеостанции Тотьма. Относительно большая ошибка получилась при расчете температуры воды за 14 августа, что связано с влиянием погрешностей учета синоптических условий по мере удаления от Великого Устюга и приближения к Тотьме. Средняя ошибка расчета температуры воды за период с 15 по 20 августа составила 0,280С, т.е. такую же величину, как и при использовании данных по Тотьме в качестве граничных условий.

Из этого следует, что уравнение теплового баланса обеспечивает достаточно точные оценки продольной изменчивости температуры воды на участках рек с длиной до 270 км, когда для р. Сухоны можно пренебречь влиянием более холодных грунтовых вод и теплообменом с грунтами, а также использовать данные по одной метеостанции. В этом случае точность расчета составляет не меньше 0,30С.

**6.2 Изменение температуры воды по длине реки**

Изменение температуры воды вдоль рек можно рассматривать с двух позиций. В первом случае можно считать изменение температуры воды непрерывной функцией расстояния. Во втором случае, распределение температуры воды вдоль потока описывается дискретной функцией. Применение такой формализации является вынужденным, но близким к реальным условиям измерений температуры воды, которые всегда являются дискретными.

В связи с условиями дискретности измерений и принятой модели однородности температуры воды на некотором участке реки, можно описывать изменение теплосодержания и температуры воды вдоль реки дискретной функцией. Эта функция зависит от множества факторов, которые рассмотрены в гл. 2 и разд. 6.1. Так как факторов формирования термического режима много, а данные о них мало, то одним из путей изучения продольной изменчивости температуры воды может быть поиск статистических зависимостей между ее величиной в произвольном створе реки и температурой воды на участках реки, удаленных от начального створа на расстояние x1, x2,….xm.

В работе изучены статистические связи между температурой воды на разных постах некоторых рек севера ЕТР. Для этого использованы данные из гидрологических ежегодников о ежедневных температурах воды за периоды весеннего нагревания (температуры воды выше 100С) и осеннего охлаждения (температуры воды ниже 100С) в 1961–1964 гг. Для анализа привлекались данные о температуре 3 рек: Вологды (приток Сухоны), Сухоны (составляющая Малой Северной Двины) и собственно Северной Двины. Температура воды в нижерасположенных створах этих рек может быть связана с температурой воды выше по течению, поскольку они образуют единую русловую сеть (рис. 6.3). В табл. 6.6 посты этих водотоков имеют общую последовательную нумерацию.

Связь между температурой воды на смежных постах одной реки обусловливается адвекцией тепла с участка, где расположен вышерасположенный пост, теплообменом с грунтами и атмосферой. Наличие фактора адвекции тепла подразумевает, что температура воды на нижерасположенном участке зависит от температуры участков выше по течению. На средних и крупных реках фактор адвекции тепла играет основную роль, поэтому связь между сопоставляемыми температурами может прослеживаться на протяженных участках рек (Одрова, 1987). Вследствие этого существует прогнозный потенциал поиска статистических зависимостей вида , где θнп – температура воды на нижерасположенном, θвп – температура воды на вышерасположенном посту.

Таблица 6.6. Характеристики постов, данные по которым использованы при анализе пространственной связанности ежедневной температуры воды

|  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Река | № поста | Название поста | Расстояние до устья, км | Расстояние между постами, км | Площадь бассейна реки у поста, км2 |
| Вологда | 1 | Вологда | 1413 | - | 2800 |
| Сухона | 2 | Наремы | 1176 | 237 | 23700 |
| 3 | Тотьма | 1006 | 170 | 34900 |
| 4 | Каликино | 767 | 239 | 49200 |
| 5 | Великий Устюг | 732 | 35 | 50300 |
| Северная Двина | 6 | Котлас | 663 | 69 | 89300 |
| 7 | Абрамково | 520 | 143 | 223000 |
| 8 | Березник | 346 | 174 | 280000 |
| 9 | Усть-Пинега | 131 | 215 | 350000 |

Температуру воды на участке реки или обеспечивать несовпадающее воздействие на эту характеристику теплового состояния водной массы выше и ниже по течению. Кроме того, впадение притоков влияет на температуру воды ниже узла слияния. В результате температура воды на смежных постах одной реки зависит от поступления воды с верхнего участка, местных факторов и боковой приточности.

Все факторы можно поделить на три группы. Первая группа – общая для обоих постов, влияет на температуру воды одновременно, порождаят некоторую синхронность колебаний температур. Вторая и третья группы факторов влияет на тепловое состояние реки в районе одного из постов. Адвекция тепла с вышележащих участков относится к факторам первой группы. Теплообмен с грунтами является местным фактором, поэтому относится ко второй и третьей группе факторов. Влияние теплообмена с атмосферой в зависимости от текущих синоптических условий может относиться к любой группе факторов.

Связь , вследствие вышесказанного, может быть представлена линейной функцией соответствующего значения температуры θвп и независимого параметра *zi*:

 (6.17)

где *а* и *b* – параметры линейной функции. Параметр *zi* зависит от факторов второй и третьей группы, а коэффициенты *a* и *b* от факторов первой группы.

Параметры уравнения регрессии устанавливаются методом наименьших квадратов

, (6.18)

где – средние; – стандарты; - коэффициент корреляции между температурой воды в районе верхнего и нижнего створов. Каждая точка регрессии θнп по θвп есть центр условного распределения зависимой переменной при данном значении θвп (Евстигнеев, 1990). Вычисляя θнп по уравнению регрессии как , получаем не календарную величину θнп, а ее условное математическое ожидание. Рассеяние возможных значений θнп*i* относительно характеризуется условным стандартом

. (6.19)

Этот показатель является характеристикой среднего отклонения реальных значений температуры относительно вычисленных по уравнению регрессии, обусловленного отсутствием учета факторов второй и третьей группы при построении уравнения регрессии.

Среднеквадратическое отклонение линейно зависимой от θвп составляющей θнп может быть вычислено как:

. (6.20)

Равенство (6.20) означает, что величина θнп, рассчитанная по уравнению регрессии , преуменьшает размах отклонений по сравнению с наблюденными значениями с коэффициентом пропорциональности .

Суммарная дисперсия фактических значений θнп ввиду независимости линейной и случайной составляющих может быть записана как

. (6.21)

Из выражения (6.21) видно, что преуменьшение размаха колебания величин температуры воды, рассчитанных по уравнению регрессии, по сравнению с фактическими значениями происходит из-за выпадения составляющей дисперсии, вызываемой факторами, не зависящими от колебаний температуры воды у верхнего поста (Евстигнеев, 1990).

Характеристикой тесноты связи могут быть коэффициент корреляции *r* и суммарное среднеквадратическое отклонение (вычисляется как квадратный корень из правой части уравнения 6.21).

Для составления уравнения регрессии необходимо, чтобы выполнялись определенные требования к рядам наблюдений. Например, ряды наблюдений должны быть одинаковой длины. Так как на разных постах измерения температуры воды начинаются (весной) и заканчиваются (осенью) в зависимости от даты начала и конца ледостава, неодинаковой для разных створов, то ряды значений температуры обычно имеют разную длину.

Чтобы устранить этот недостаток, при вычислении статистических характеристик часть данных отсеивалась. Первым номером в весенней части рядов наблюдений отмечалась температура воды в день, когда температура воды на обоих постах хотя бы один раз за этот год превышала 00С. Конец весеннего этапа наблюдений также часто не совпадает для разных постов – температура 100С достигается на разных постах в разные даты. В связи с этим принималось, что конечным элементом «весенней» выборки является дата, когда температура воды на одном из створов оказывается больше 100С. Аналогичная логика применялась и для осеннего этапа наблюдений: начальным элементом рядов назначались температуры за начальную дату измерений того поста, на котором наблюдения начались позднее. Конечным элементом «осенней» выборки для обоих рядов наблюдений назначалась температура, измеренная за дату последней положительной температуры на одном из постов. После этого «весенние» и «осенние» части выборки объединялись. Считая, что характер связи за дни с различной средней температурой воды на отдельно взятом посту не изменяется, можно объединить заранее обработанные по этой схеме температуры воды в единый ряд наблюдений. Это позволяет вычислить статистические характеристики и обосновать уравнения регрессии для любых смежных постов на одной реке.

Одновременно появляются возможности для установления роли адвекции тепла с вышележащих участков и факторов, преобразующих теплосодержание водной массы при переходе от одного участка к другому. Для этого рассчитывались статистики двух рядов температуры со смещением во времени, равным времени добегания речных вод от одного створа реки до другого. В этом случае, при использовании уравнения регрессии, разница фактической температуры θвп и рассчитанной температуры θнп может характеризовать изменение теплосодержания водной массы за счет влияния факторов первой группы. Разница рассчитанной θнп и фактической температуры θнп будет характеризовать влияние местных факторов. Статистической характеристикой, позволяющей оценить влияние местных факторов одной цифрой, является условное среднеквадратическое отклонение, вычисляемое в соответствии с (6.19).

Таблица 6.7. Коэффициенты корреляции для связи температуры воды на разных постах Северной Двин

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Номерапостов | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 1 | 1 | 0,952 | 0,959 | 0,911 | 0,938 | 0,918 | 0,913 | 0,897 | 0,719 |
| 2 | 0,952 | 1 | 0,901 | 0,823 | 0,872 | 0,900 | 0,841 | 0,827 | 0,562 |
| 3 | 0,959 | 0,901 | 1 | 0,961 | 0,976 | 0,941 | 0,953 | 0,946 | 0,770 |
| 4 | 0,911 | 0,823 | 0,961 | 1 | 0,991 | 0,967 | 0,965 | 0,958 | 0,838 |
| 5 | 0,938 | 0,872 | 0,976 | 0,991 | 1 | 0,981 | 0,981 | 0,963 | 0,812 |
| 6 | 0,918 | 0,900 | 0,941 | 0,967 | 0,981 | 1 | 0,983 | 0,953 | 0,766 |
| 7 | 0,913 | 0,841 | 0,953 | 0,965 | 0,981 | 0,983 | 1 | 0,973 | 0,772 |
| 8 | 0,897 | 0,827 | 0,946 | 0,958 | 0,963 | 0,953 | 0,973 | 1 | 0,803 |
| 9 | 0,719 | 0,562 | 0,770 | 0,838 | 0,812 | 0,766 | 0,772 | 0,803 | 1 |

Логично предположить, что наиболее тесные связи могут соответствовать ситуациям, при которых учитывается время добегания. Однако этот факт требует статистического доказательства, поэтому расчеты были проведены для разных периодов смещения рядов относительно друг друга: от 0 до 5 дней.

Вычисление коэффициентов корреляции без смещения рядов (табл. 6.7) показало, что, в целом, теснота связи ослабевает при увеличении расстояния между постами. Однако такая закономерность наблюдается не всегда, например, связь между температурами воды на постах 1 и 4 менее тесная по сравнению с аналогичными зависимостями для условий корреляции данных по первому посту и постами №№5,6,7. Это, вероятно, связано с влиянием местных условий изменения температуры воды, а также влиянием притоков, термическое состояние которых сформировалось относительно южнее или севернее.

Расчет соответствующих условных среднеквадратических отклонений в соответствии с формулой (6.19) показал (табл. 6.8), что средняя ошибка, связанная с пренебрежением учета влияния местных факторов, также возрастает при увеличении расстояния между постами, меняется от 0,390С (для корреляции данных по постам №№4 и 5) до 2,13 0С для анализа ситуации по постам №№2 и 9.

Таблица 6.8. Условные стандарты отклонений для связи температуры воды на разных постах Северной Двины

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Северная Двина | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 1 | - | 0,923 | 0,950 | 0,922 | 0,944 | 0,918 | 0,911 | 0,907 | 0,743 |
| 2 | - | - | 0,908 | 0,864 | 0,900 | 0,921 | 0,859 | 0,853 | 0,609 |
| 3 | - | - | - | 0,956 | 0,969 | 0,925 | 0,939 | 0,940 | 0,801 |
| 4 | - | - | - | - | 0,966 | 0,940 | 0,939 | 0,933 | 0,859 |
| 5 | - | - | - | - | - | 0,956 | 0,961 | 0,947 | 0,838 |
| 6 | - | - | - | - | - | - | 0,968 | 0,945 | 0,802 |
| 7 | - | - | - | - | - | - | - | 0,961 | 0,814 |
| 8 | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,840 |
|  | - | - | - | - | - | - | - | - | - |

Смещение рядов на один день увеличивает степень статистической связи между температурой воды на большей части постов, поскольку для части постов это смещение равно времени добегания. При учете такого времени добегания привело к увеличению коэффициентов корреляции для связей между постом Наремы (2) и всеми нижележащими постами; для связей температуры всех постов с температурой воды у поста Усть-Пинега (9); для связей между рядом поста Вологда (1) и постами №№4, 5, 8.

Увеличение коэффициента корреляции для постов №№1–4, 1–5, 1–8 невелико, в среднем на 0,009. Для половины постов (18 из 36) учет времени добегания не привел к увеличению коэффициентов линейной корреляции, наоборот, они даже уменьшились. Таким образом, в большинстве случаев температура воды от одного поста до другого претерпевает изменения, снижающие роль процессов добегания водных масс. Это означает, что основным фактором, определяющим закономерное изменение температуры воды на разных постах, является синоптическая обстановка в районе постов, а не адвекция тепла.

Таблица 6.9. Коэффициенты корреляции для связи температуры воды на разных постах Северной Двины

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Северная Двина | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 1 | - | 0,877 | 0,933 | 0,914 | 0,935 | 0,893 | 0,894 | 0,905 | 0,759 |
| 2 | - | - | 0,903 | 0,877 | 0,908 | 0,923 | 0,868 | 0,869 | 0,648 |
| 3 | - | - | - | 0,930 | 0,944 | 0,881 | 0,907 | 0,931 | 0,820 |
| 4 | - | - | - | - | 0,923 | 0,895 | 0,901 | 0,904 | 0,868 |
| 5 | - | - | - | - | - | 0,913 | 0,930 | 0,926 | 0,852 |
| 6 | - | - | - | - | - | - | 0,939 | 0,926 | 0,825 |
| 7 | - | - | - | - | - | - | - | 0,932 | 0,841 |
| 8 | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,864 |
| 9 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |

Увеличение смещения рядов ежедневной температуры воды до двух дней приводит к возрастанию коэффициентов корреляции между температурой воды у поста Наремы (2) и постами №№4,5,6,7,8. Таким образом, в данном случае адвекция тепла оказывает определяющую роль на синхронность изменения температуры воды. Увеличение коэффициентов корреляции также произошло и для связей температуры воды всех постов с температурой у поста Усть-Пинега (9) в среднем на 0,054 по сравнению расчетом без учета добегания.

Таблица 6.10. Коэффициенты корреляции для связи температуры воды на разных постах Северной Двины

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Северная Двина | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 1 | - | 0,822 | 0,909 | 0,893 | 0,913 | 0,856 | 0,867 | 0,891 | 0,765 |
| 2 | - | - | 0,889 | 0,878 | 0,904 | 0,914 | 0,870 | 0,872 | 0,679 |
| 3 | - | - | - | 0,899 | 0,914 | 0,833 | 0,878 | 0,912 | 0,829 |
| 4 | - | - | - | - | 0,875 | 0,845 | 0,861 | 0,869 | 0,871 |
| 5 | - | - | - | - | - | 0,862 | 0,898 | 0,900 | 0,861 |
| 6 | - | - | - | - | - | - | 0,902 | 0,897 | 0,839 |
| 7 | - | - | - | - | - | - | - | 0,893 | 0,858 |
| 8 | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,875 |
| 9 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |

Расчет коэффициентов корреляции при смещении рядов на три дня показал, что для связи температуры воды на постах №№2–4, 2–7, 2–8 коэффициент корреляции увеличивается в сравнении с расчетом при смещении рядов на два дня. Однако это увеличение очень мало, в среднем 0,002. И в данном случае адвекция тепла имеет наибольшее значение для объяснения продольной изменчивости температуры воды. Уменьшение коэффициентов корреляции для случая обоснования связей между температурами воды на постах №№2–5 и №№2–6 показывает, что наибольшее влияние адвекции тепла возникает при сдвиге членов сопоставляемых рядов на два дня. Также наблюдается повышение коэффициентов корреляции для связей температуры воды на всех постах с температурой воды в районе г. Великий Устюг. Средняя величина увеличения коэффициентов корреляции по сравнению с расчетом при смещении рядов на 2 дня составляет 0,012.

Расчет коэффициентов корреляции при смещении рядов на 4 дня подтвердил гипотезу о наилучшей связанности температур воды для постов №№2–4, 2–7 и 2–8 при сдвиге рядов на 3 дня, так как значения соответствующих коэффициентов корреляции в таблице 6.11 уменьшаются по сравнению с данными таблицы 6.10. Незначительное увеличение коэффициентов корреляции для связей между постами №№3–9, 5–9, отсутствие изменения коэффициентов корреляции для связей между температурой воды в районе постов №№6–9 и 7–9 при увеличении смещения рядов температуры воды на 4 значения свидетельствует о том, что при такой величине смещения влияние адвекции учитывается наиболее полно. Уменьшение коэффициентов корреляции по сравнению с расчетом для сдвига рядов на 3 дня для условий сопоставления данных по постам №№1–9, 4–9, 8–9 говорит о том, что влияние адвекции тепла с вышележащих участков наиболее полно учитывается для этих связей при смещении рядов наблюдений на 3 дня. Увеличение коэффициента корреляции для связи между постами 2 и 9 на 0,24 при увеличении величины смещения рядов с 3 до 4 дней свидетельствует о том, что адвекция тепла учитывается не в полной степени. Расчеты показали, что при смещении рядов наблюдений на 7 дней между температурами постов Наремы (2) и Великий Устюг (9) наблюдается наибольшая степень статистической связанности.

Таблица 6.11 Коэффициенты корреляции для связи температуры воды на разных постах Северной Двины

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Северная Двина | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 1 |  | 0,754 | 0,877 | 0,863 | 0,884 | 0,807 | 0,832 | 0,865 | 0,763 |
| 2 |  |  | 0,863 | 0,860 | 0,886 | 0,887 | 0,854 | 0,863 | 0,703 |
| 3 |  |  |  | 0,860 | 0,877 | 0,776 | 0,833 | 0,880 | 0,832 |
| 4 |  |  |  |  | 0,826 | 0,791 | 0,816 | 0,829 | 0,865 |
| 5 |  |  |  |  |  | 0,809 | 0,860 | 0,867 | 0,863 |
| 6 |  |  |  |  |  |  | 0,858 | 0,861 | 0,839 |
| 7 |  |  |  |  |  |  |  | 0,847 | 0,857 |
| 8 |  |  |  |  |  |  |  |  | 0,868 |
| 9 |  |  |  |  |  |  |  |  |  |

Оценки условных стандартов расчетных рядов θ для связей между температурами воды на разных постах показали, что наименьшие их величины достигаются при такой величине сдвига рядов температуры воды, при которой достигаются максимальные коэффициенты корреляции. Этот факт доказывает достоверность выполненных расчетов, так как упомянутые две величины связаны по определению. В результате расчетов получено, что наименьшие условные среднеквадратические отклонения колеблются в пределах от 0,399 для связи между постами Каликино (4) и Великий Устюг(5) до 1,88 для связи между постами Вологда (1) и Усть-Пинега (9).

Таким образом, для построения наилучших статистических связей между ежедневными температуры воды на разных постах рр. Вологда, Сухона и Северная Двина необходимо «сдвигать» ряд данных по посту, расположенному ниже по течению реки, на некоторое число дней в соответствии с табл. 6.12. Это число дней является периодом заблаговременности прогноза температуры воды на нижерасположенных створах по данным о температуре воды на вышерасположенных створах.

Таблица 6.12. Смещение рядов ежедневных температур воды для построения наилучших статистических связей между ними

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Северная Двина | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 1 |  | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 4 |
| 2 |  |  | 1 | 3 | 2 | 2 | 3 | 3 | 7 |
| 3 |  |  |  | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 4 |
| 4 |  |  |  |  | 0 | 0 | 0 | 0 | 3 |
| 5 |  |  |  |  |  | 0 | 0 | 0 | 3 |
| 6 |  |  |  |  |  |  | 0 | 0 | 4 |
| 7 |  |  |  |  |  |  |  | 0 | 3 |
| 8 |  |  |  |  |  |  |  |  | 3 |
| 9 |  |  |  |  |  |  |  |  |  |

**Заключение**

Основные результаты исследования:

1. В работе рассмотрены основные механизмы воздействия природных факторов на пространственно-временную изменчивость температуры воды в руслах рек.

2. В термическом режиме рек в зоне умеренного климата предложено отказаться от выделения периода открытого русла и ледостава и рассматривать фазы весеннего нагревания, летнего нагревания, фазы осеннего охлаждения и зимнего устойчивого низкотемпературного состояния.

3. Из уравнения турбулентной теплопроводности впервые получены формулы для характеристики распределения температуры воды по глубине рек. Установлено, что вид эпюры местных температур воды не зависит от вертикального распределения скорости потока. Выполнена оценка параметров полученного уравнения и определена эффективность его использования в некоторых природных условиях.

4. Предложена типизация эпюр температуры воды в зависимости от характера теплообмена водной массы с атмосферой и грунтами.

5. Впервые получена зависимость для описания поперечного распределения поверхностной температуры воды. Оценены параметры этой зависимости и ее точность на основе сравнения расчетных и фактических данных об изменении температуры воды по ширине рр. Ока, Волга, Вазуза, Протва и Исьма.

6. Проверена возможность использования уравнения теплового баланса участка реки для характеристики изменения температуры воды по длине р. Сухоны. Установлено, что оно обеспечивает достаточно точные оценки продольной изменчивости температуры воды на участках рек с длиной до 270 км, когда используются метеорологические данные на верхней или нижней границах участка реки.

7. Выявлено, что ежедневная температура воды в верховьях, в среднем и нижнем течении р. Северная Двина связаны между собой вследствие подобия синоптической обстановки. Фактор адвекции тепла становится преобладающим, если время добегания превышает 1 день.