



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

Кафедра гидрометрии

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**  
(бакалаврская работа)

На тему **Методы учёта зимнего стока**

Исполнитель **Уралов Валентин Сергеевич**  
(фамилия, имя, отчество)

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

**Угренинов Геннадий Николаевич**  
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»  
Заведующий кафедрой



(подпись)

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

**Исаев Дмитрий Игоревич**  
(фамилия, имя, отчество)

15.01 2016 г.

Санкт-Петербург  
2016

## СОДЕРЖАНИЕ

		Стр.
	Введение	4
1	Гидролого-географическое описание водного объекта	5
1.1	Описание бассейна и водотока	5
1.2	Климат	7
1.3	Гидрометеорологические особенности холодного периода года	
1.4	Гидрометеорологические особенности холодного периода	
1.4.1.	Замерзание рек	
1.4.2.	Ледостав	
1.4.3.	Вскрытие рек	
2	Методы расчёта ежедневных расходов воды в зимний период	
2.1.	Общие положения	
2.2.	Стандартные методы расчёта $Q_{зим}$	
2.2.1.	Интерполяция между измеренными расходами	
2.2.2.	Применение хронологического графика зимних переходных коэффициентов	
2.2.3.	Зимние кривые расходов	
2.2.4.	Срезка подпорных уровней в периоды нарушения связи между расходами и уровнями	
2.2.5.	Применение метода Л.М.Ковалёва	
2.2.6.	Заключительный этап расчёта зимнего расхода $Q_{зим,t}$	
2.3.	Усовершенствованные методы расчёта	
3	Предлагаемая схема учёта зимнего стока	
3.1.	Теоретические предпосылки	
3.2.	Схема учёта зимнего стока на примере р. Коваши – д. Лендовщина и р. Систы – д. Среднее Райково	
3.3.	Анализ результатов учёта зимнего стока р. Коваши и р.Систа	

3.4.	Поверочные расчёты зимних расходов воды р. Коваши и р. Систа	
	Заключение	
	Список использованных источников	
	Приложение А – Заголовок	



## ВВЕДЕНИЕ

Измерение расходов воды зимой – дорогостоящая и трудоёмкая работа, поэтому число измеренных расходов обычно невелико, а точность учёта зимнего стока крайне низка.

Стандартные наблюдения за толщиной льда могли бы несколько облегчить задачу учёта зимнего стока, однако до сих пор на гидрометеорологических станциях и в управлениях гидрометслужбы результаты таких наблюдений при составлении таблиц ежедневных расходов воды используются лишь качественно – при анализе комплексных графиков гидрометеорологических элементов.

Известны попытки видных советских гидрологов И.Ф. Карасева, Л.М. Ковалева, В.С. Резанова применить результаты наблюдений за толщиной льда непосредственно в расчётных схемах. Несмотря на определённый успех некоторых предложений этих учёных, широкого применения их расчётные схемы не получили.

Причина – в усложнённости предлагаемых формул и в неустойчивости результатов, кроме этого изменения, схематизации процессов нарастания толщины льда в ряде случаев приводит к значительным систематическим погрешностям расчётов.

Задачей, итоговой выпускной квалификационной работы, было создание методики расчёта зимних расходов воды за период устойчивого ледяного покрова.

В основу рабочей гипотезы положены предложения К.В. Гришанина, сделанные им при оценке устойчивости русел – каналов и рек. Было принято допущение того, что идея К.В. Гришанина о локальной инвариантности безразмерной глубины может пригодиться и при учёте зимнего стока.

## Глава 1 Гидролого-географическое описание водного объекта

### 1.1 Описание бассейна и водотоков

Территория Северо-Запада имеет хорошо развитую гидрографическую сеть, принадлежащую бассейнам Белого и Балтийских морей. Пустота её составляет  $0,58 \text{ км}^2/\text{км}^2$ . Наличие большого количества рек, озёр и болот обуславливаются в первую очередь избыточно влажным климатом района.

Большая часть рек Северо-Запада берет начало поглавным водоразделам между Балтийским, чёрным и Каспийскими морями, которые проходят по Валдайской возвышенности и простирающиеся на северо-восток от неё Венской возвышенности. Второй водораздел тянется с юга на север по Вязовской, Бежанецкой, и Судомской возвышенностями и далее по повышенным точкам рельефа к западу от р. Волхов примерно параллельно ему. Этот водораздел внутренний и разделяет бассейны рек, впадающих в Балтийское море.

Почти все реки по своему типу относятся к равнинным. Однако близость основного водораздела к главному базису эрозии рек - Балтийскому морю и к локальным базисам эрозии, которыми для многих рек являются озера: Ладожское, Онежское, Ильмень, Чудское, Псковское, - придало рекам значительное падение. Большинство из них, в особенности в верховьях и в среднем течении, порожисты, а в местах размыва твёрдых пород имеют значительное сосредоточенное падение. В нижнем течении, как правило, падение рек небольшое, течение медленное.

Главной водной артерией является р. Нева площадью водосбора  $281000 \text{ км}^2$ . Река Нева имеет обширную долину, которую называют Приневской низменностью. Ширина её достигает 35-50 км. Пойма отсутствует. Берега реки довольно высокие, постепенно снижающиеся от истока к устью.

Многие притоки Невы берут начало из озёр и болот. Почти все они имеют пологие берега, широкие заливные поймы и отличаются небольшим падением.

Центральное место занимает Волхово-Ильменский бассейн. Пустот его речной сети составляет  $0,75 \text{ км}^2/\text{км}^2$ .

Характерной особенностью рек Северо-Запада является слабая естественная зарегулированность их озёрами, кроме рек Невы, Свири и Волхова, режим которых всецело находится под влиянием озёр Ладожского, Онежского и Ильмень.

### **Река Коваши**

Река Коваши впадает в Финский залив. Площадь водосбора составляет  $413 \text{ км}^2$ .

Гидрологический пост находится на юго-западной окраине деревни Лендовщина, в 8 км от станции Калище. Окружающая местность – заболоченная равнина, покрытая смешанным лесом и кустарником.

Значительная часть территории вблизи деревни занята искусственными прудами для рыбоводства. Долина реки слабо выражена, склоны пологие, низкие, занятые сельскохозяйственными угодьями и постройками. Пойма 50-80 м, заполняется при уровне 480 см над нулём поста. Русло реки извилистое, устойчивое, сложенное песком, галькой и валунами, зарастающее. Берега высотой 2-3 м, задернованы, правый – крутой, левый – пологий.

Обычно зимняя межень устанавливается в середине ноября – начале декабря. В створе поста средняя продолжительность зимней межени составляет 80-120 дней. Наиболее ранние даты установления зимней межени приходятся на середину ноября, наиболее позднее на середине декабря.

В 50 м ниже поста на перекате образуются заторы льда, в районе поста образуются внутриводный лёд.

Из-за стеснения русла ледяными образованиями зимняя межень может прерываться подъёмами воды, как правило, небольшими. Суточный ход уровней воды невелик. В период ледостава шуга подо льдом обычно не наблюдается.

## **Река Систа**

Река Систа впадает в Финский залив. Площадь водосбора составляет 573 км<sup>2</sup>. Гидрологический пост находится у деревни Среднее Райково, в 2 км ниже моста.

Прилегающая местность – холмистая равнина, покрытая лесом с преобладанием хвойных пород, занятая лугами и пашнями.

Долина реки пойменная, правый склон умеренно крутой, высотой 5-12 м, левый – пологий, склоны поросли смешанным лесом и кустарником. Пойма левобережная шириной 50-100 м, затопляется при уровне 400 см под нулём поста. Русло извилистое, песчаное, местами с примесью валунов, у правого берега илистое, устойчивое, зарастает по всей ширине реки. Берега крутые, высотой до 3 м, задернованы.

Обычно зимняя межень устанавливается в конце декабря, средняя продолжительность до 110 дней. При стеснении русла ледовыми образованиями в период замерзания, наблюдается небольшой подъём уровня. Образования шуги в зимний период подо льдом не наблюдаются. Весной наблюдаются непродолжительные заторы льда.

## **1.2 Климат**

Большая протяжённость рассматриваемой территории и наряду с этим некоторая неоднородность рельефа создают значительное различие климата отдельных её частей. Особенности климата определяются небольшим



количеством солнечной радиации зимой, воздействием морей и интенсивным западным переносом воздушных масс.

Для Северо-Запада характерна частая смена воздушных масс при прохождении циклонов со стороны Атлантики. С циклонами связана пасмурная погода, тёплая и нередко с оттепелями зимой и прохладная летом. Циклоничность наиболее развита зимой и осенью, летом она ослабевает.

Среднегодовая температура воздуха колеблется от  $2^{\circ}$  в северо-восточной части и до  $4-5^{\circ}$  в южной.

Самыми холодными месяцами в году являются январь и февраль. Среднемесячная январская температура Северо-Запада на территории запада около  $-7^{\circ}$ , а на северо-востоке  $-11^{\circ}$ .

Самыми тёплыми месяцами на рассматриваемой территории является июль, со средней температурой воздуха  $14-15^{\circ}$ .

За начало весны принимают устойчивый переход средней суточной температуры воздуха через  $0^{\circ}$ . Между датами перехода температуры через ноль и разрушения устойчивого снежного покрова обычно проходит 7-10 дней. Весна характеризуется частыми возвратами холодов. К концу апреля вся территория освобождается от снежного покрова.

Лето, за начало которого принимается переход средней суточной температуры воздуха через  $10^{\circ}$ , наступает в середине мая. На территории в летнем сезоне выделяется период среднесуточных температур воздуха выше  $15^{\circ}$ .

Осень наступает в конце первой – начале второй декады сентября. Её продолжительность около 2-х месяцев.

Зима начинается в конце ноября. Первая половина зимы характеризуется преобладанием ненастной погоды с выпадениями дождя и мокрого снега. В это время возможны неоднократные кратковременные образования снежного покрова. Приблизительно с половины декабря средняя суточная температура переходит через  $-5^{\circ}$ .

На распределение осадков большое влияние оказывают орография местности и особенности подстилающей поверхности, ведущее к нарушению плавного характера изменения осадков: увеличение их на наветренных возвышенных участках и уменьшение на подветренных склонах и в понижениях за возвышенностями. В среднем в год, на большей части рассматриваемой территории, выпадает 550-750 мм осадков. Годовое количество их возрастает в направлении с юго-запада на северо-восток. Внутри года осадки распределяются неравномерно. Характер их распределения по территории в теплый и холодные периоды имеет много общего с годовым, однако, в теплый период года влияние орографии на количество более заметно, чем в холодный. Количество осадков за теплый период колеблется от 350 до 400 мм. Осадки холодного периода составляют примерно 40-50% годовых. За холодный период выпадает 150-200 мм.

Максимум количества осадков, на большей части территории, приходится на июль – август, и лишь иногда на сентябрь.

Число дней с осадками 0,1 мм или колеблется 180-200 в год. При этом наибольшее число дней, отмечается на возвышенностях, а наименьшее в центральной пониженной части территории. Число дней с осадками 1 мм составляет 90-130 дней, 10 мм – 10-15 дней, 20 мм – 2-3 дня, 30 мм – 0,5-1.

Значение радиационного годового баланса изменяется в пределах 32-35  $\frac{\text{ккал}}{\text{см}^2}$ . Период с положительным радиационным балансом длится от третьей декады марта до начала ноября. Наибольшее значение радиационный баланс достигает в мае-июле, наименьшее в декабре-январе и составляет 0,5-1,2  $\frac{\text{ккал}}{\text{см}^2}$ .

### **1.3 Почвы и растительность**

Основными процессами почвообразования является подзолообразование и заболачивание, что обусловлено положением территории в зоне с

прикладным влажным климатом, а так же преобладаниями лесной, преимущественно хвойной, растительности.

По характеру почвообразования территория может быть разделена на две зоны: северную и южную.

Почвообразующей породой в северной части являются ледниковые полосы, преимущественно неоднородные грубые по механическому составу; в южной части моренные отложения имеют неодинаковый состав от песков до ила, что и определяет различие в механическом составе почв.

В бассейне р. Луги большое распространение имеют дерново-подзолистые почвы и дерново-карбонатные.

Территория расположена преимущественно в пределах таёжной зоны, в основном в южной подзоне тайги; лишь небольшая её часть находится в подзоне средней тайги, а крайняя и юго-западная - в зоне смешанных лесов. Наиболее характерны еловые леса, покрывающие большую часть территории.

На более лёгких песчаных и супесчаных почвах распространяются сосновые леса, образующие такие же сообщества, как и еловые.

На песках развиты лишайников (странное предложение) и боры-беломошники с редким травяным покровом, с преобладанием брусники и вереска. Нередко лес приобретает характер смешанного елово-соснового с примесью берёзы. Состав лиственных лесов представлен главным образом мелколиственными породами (берёзой, осиной, ольхой). Всего под лесом находится половина площади Северо-Запада.

Болота и заболоченные земли занимают около 30% территории. Под лугами находится 7%.

#### **1.4 Гидрометеологические особенности холодного периода года**

Ледовый режим рек формируется в условиях переходной зоны между западноевропейским климатом и азиатским континентальным.

Морские воздушные массы, поступающие с Атлантического океана, оказывают значительное влияние на образование ледяного покрова, его устойчивость и продолжительность.

На ледовый режим оказывают влияние так же местные специфические условия, обусловленные географическим положением водосборов рек, условиями питания и другими факторами.

#### **1.4.1 Замерзание рек**

Первые ледяные образования появляются в первой и второй декадах ноября. Образование и развитие заберегов происходит на разных реках неодновременно и зависит от водности реки, скоростей течения и погодных условий. Сумма отрицательных температур воздуха необходимая для появления льда на большинстве рек составляет 8-9%. Дружность появления льда на реках меняется в большинстве пределах от 2-х до 70 дней. Осенний ледоход наблюдается на большинстве рек и длится обычно 5-10 дней.

#### **1.4.2 Ледостав**

Ледостав на реках в значительной степени определяется геоморфологическими особенностями бассейна реки, её водностью и погодными условиями. Иногда близко расположенные участки на реке замерзают в разные сроки. Большинство рек замерзают в первой и второй декадах декабря. Малые реки и протоки замерзают на 5-10 дней раньше основных рек.

Необходимая для ледостава средняя сумма отрицательных значений температуры составляет  $-15-25^{\circ}$ . Дружность ледостава изменяется от 7 до 87 дней. Средняя дружность замерзания составляет 40 дней. Средняя продолжительность ледостава колеблется от 88-158 дней.

После образования ледостава происходит вначале ускоренное, а затем более замедленное нарастание толщины ледяного покрова. Наибольшая

толщина наблюдается в марте. Средняя многолетняя толщина льда 25-60 см. Нарастание толщины льда находится в прямой зависимости от суммы отрицательных температур воздуха, а так же от высоты и плотности снежного покрова.

#### **1.4.3 Вскрытиерек**

Вскрытие рек начинается на крайнем юго-западе и распространяется в северо-восточном направлении. Наиболее ранние сроки вскрытия отличаются от средних на 8-31 дня, наиболее поздние на 10-15 дней. В среднем вскрытие рек происходит в течение 20 дней.

При затяжных перебойных вёснах продолжительность распространения вскрытия увеличивается до 33-38 дней. При очень теплых вёснах вскрытие по всей территории происходит дружно и может осуществиться за 8-11 дней.

В такие вёсны на ряде средних и малых рек ледоход отсутствует, лёд тает на месте. Для позднего вскрытия рек характерно дружное распространение весеннего ледохода. Раннее же начало вскрытия рек сопровождается замедленным его продвижением по территориям.

## **Глава 2 Методы расчёта ежедневных расходов воды в зимний период**

### **2.1 Общие положения**

Ледовые явления нарушают гидравлический режим реки, имевший место при свободном её состоянии. Ледяное образование – ледяной покров, подлёдная шуга и др., - уменьшают площадь живого сечения, увеличивают гидравлические сопротивления. Затопы и заборы вызывают переменный подпор. Пыльни способствуют образованию внутриводного льда и скопление его на участках реки ниже перекатов. В этих условиях не удаётся получить достаточно устойчивую зависимость  $Q=f(H)$  и поэтому, возникает необходимость в применении иных способов учёта стока.

### **2.2 Стандартные методы учёта зимнего стока**

Для вычисления стока воды применяются следующие способы расчёта:

1. Интерполяция между измеренными расходами воды;
2. Применение хронологического графика зимних переходных коэффициентов;
3. Зимние кривые расходов;
4. Срезка подпорных уровней в периоды нарушения связи между расходами и уровнями.

#### **2.2.1 Интерполяция между измеренными расходами воды**

Применение этого способа возможно при наличии частых измерений расходов – не менее пяти-шести в месяц. По данным измерений расходов составляют хронологический график измерения расходов во времени: по

нанесенным на график точкам проводят плавную кривую – гидрограф. При резком изменении тенденции, резком отклонении отдельных точек от общего направления кривой, следует проанализировать причины этого, используя комплексный график гидрометеорологических наблюдений, при этом возникает возможность установить причины отклонений. В частности, при повышении температуры воздуха до оттепели, может происходить увеличение стока и отклонение точек вверх, то же возможно при попусках. Ежедневные расходы воды определяют по полученному гидрографу.

### **2.2.2 Применение хронологического графика зимних переходных коэффициентов**

Вычисление ежедневных расходов воды с использованием зимних переходных коэффициентов  $K_{зим}$  основано на эмпирически установленном факте несколько меньшей изменчивости во времени отношения  $K_{зим} = \frac{Q_{зим}}{Q_{св}}$  по сравнению с изменением величин расходов воды. Коэффициент  $K_{зим}$  характеризуется уменьшением пропускной способности русла под ледяным покровом. Величину зимнего переходного коэффициента определяют для каждого измеренного при ледяном покрове расхода. Для каждого данного расхода  $Q_{зим}$  определяют при том же уровне величину расхода  $Q_{св}$  по кривой  $Q=f(H)$

### **2.2.3 Зимние кривые расходов**

Если для зимнего периода удаётся установить зависимость  $Q_{зим}=f(H)$ , то она используется для вычисления стока. Такие случаи встречаются редко, главным образом для больших рек с устойчивым ледоставом, где толщина льда незначительна по сравнению с глубиной реки.

### **2.2.4 Срезка подпорных уровней в периоды нарушения связи между расходами.**

Во всех случаях, когда для учёта стока в зимний период используются данные об уровнях воды / способ зимних переходных коэффициентов  $K_{зим}$ , кривая зависимости  $Q=f(H)$  и др. /, необходимо подвергнуть тщательному анализу ход уровней за этот период и срезать те пики, которые не являются следственными возрастания водности. Срезку уровней необходимо, в частности, производить в периоды заборов и заторов.

### 2.2.5 Применение методов Л.М. Ковалёва

У точных значений зимних переходных коэффициентов  $K_{зим}$  в периоды между измерениями расходов можно посредством построения графика  $K_{зим}=f(\alpha)$ . [10] Величина  $\alpha$  отражает степень стеснения живого сечения потока ледяным покровом.

$$\alpha = \frac{\omega}{\omega_{полн}}, \quad (2.1)$$

где  $\omega$  – площадь живого сечения под ледяным покровом, равная  $\omega=\omega_{полн}-\omega_{пл}$

$\omega_{полн}$  – площадь сечения потока, ограниченная уровнем воды в лунке;

$\omega_{пл}$  – площадь погружения льда.

При вычислении величин указанных площадей, площади мёртвых пространств исключают.

По измеренным зимой расходам определяют величины  $\alpha$  и  $K_{зим}$ . По этим значениям строят график  $K_{зим}=f(\alpha)$ . Для средних по величине рек, при постоянной шероховатости нижней поверхности льда и отсутствия подпора, точки на графике ложатся достаточно тесно и проводится по ним кривая, которая имеет вид параболы. При полном промерзании реки  $\omega=0$ ,  $\alpha=0$  и  $K_{зим}=0$ . Если река свободна ото льда, то  $\omega=\omega_{полн}$ ,  $\alpha=1$  и  $K_{зим}=1$ . Поэтому если кривая не освещена измерениями на конечных участках, то её экстраполируют в точках  $K_{зим}=\alpha=1$  и  $K_{зим}=\alpha=0$

Значение  $K_{зим}$  для дней, когда расход не измеряли, получают с графика  $K_{зим}=f(\alpha)$ . Для этого в дни между измерениями расхода производят измерения



толщины льда и вычисляют площадь погруженного льда ( $\omega_{пл}$ ) створе. За уровень, соответствующий зимнему расходу, принимается уровень воды в лунке.

### 2.2.6 Заключительный этап расчёта зимнего расхода $Q_{зим,t}$

Определив значение  $K_{зим}$  для каждого измеренного при ледяном покрове расхода, строят хронологический график зимних переходных коэффициентов. Обычно его строят в составе комплексного графика. На этом графике, помимо  $K_{зим}=f(t)$ , наносят кривые хода температуры воздуха, уровня воды и толщины льда. Это представляет удобство для анализа изменений коэффициента  $K_{зим}$ . При недостаточном количестве измеренных расходов в периоды осеннего и весеннего ледоходов кривую  $K_{зим}=f(t)$  экстраполируют на концах, при этом принимается, что в последний день редкого осеннего и первый день редкого весеннего ледоходов  $K_{зим}=1$

Ежедневные расходы воды определяются по летней кривой расходов с поправкой на  $K_{зим}$

$$Q_{зим}=Q_{св} * K_{зим}, \quad (2.2)$$

Значения коэффициентов  $K_{зим,t}$  снимают с графика  $K_{зим}=f(t)$  для каждого дня.

На практике расходы для зимнего периода определяют умножением летнего расхода при данном уровне, взятом из расчетной таблицы  $Q=f(H)$  на коэффициент  $K_{зим,t}$  для данного дня, снятый с хронологического графика  $K_{зим}=f(t)$ .

Применять описанный способ можно в случаях, когда колебание уровня воды связаны с изменениями расхода воды и эти изменения происходят плавно. Если же связь между расходом и уровнем нарушена, как например, при переменном подпоре от заторов и зажоров, то использование календарного графика  $K_{зим}=f(t)$  требуют применения специальных расчётных процедур. Для установления причин резких подъёмов уровня в зимний период

следует проанализировать графики метеорологических наблюдений. Если ход температуры и осадков показывает, что подъём уровня не мог произойти от увеличения расхода, а производится графическая интерполяция, ориентируясь на величину уровня воды до начала подпора и по окончанию его. По полученным уровням определяют расходы воды за подпорный период.

Можно так же воспользоваться данными близко расположенного водомерного поста при наличии графика связи уровней. Тогда за подпорный период уровни определяются по графику связи, а по ним и расходы. В этом случае необходимо убедиться, что на соседнем посту загоро -затвор отсутствует.

### 2.3 Усовершенствованные методы расчёта

В работах И.Ф. Карасёва и его ученика В.С. Резанова [4;9] предложены способы более полного учёта всей информации гидрометеорологического характера для уточнения расчётов зимнего стока. В.С. Резанов сосредоточен при этом внимание на оперативных расчётах, то есть до окончания зимнего периода, когда некоторые сведения остаются неизвестными, например продолжительность периода, когда русло покрыто льдом. После расчёта особенно важны для оперативных подразделений ЦГМС, осуществляющих постоянный контроль за состоянием водного объекта и развитием гидрологических процессов.

В основу этих предложений положено полученное И.Ф. Карасёвым уравнение

$$\begin{aligned}
 K_{\text{зим}} = m_1 - m_1 m_2 \frac{T}{T_{\text{л}}} e^{-5 \frac{T}{T_{\text{л}}}} - \frac{3}{5} m_1 \frac{\omega_{\text{пл}}}{\omega} + \frac{3}{5} m_1 m_2 \frac{\omega_{\text{пл}}}{\omega} \frac{T}{T_{\text{л}}} e^{-5 \frac{T}{T_{\text{л}}}} + \frac{5}{9} m_1 \frac{\omega_{\text{пл}2}}{\omega_2} \\
 - \frac{5}{9} m_1 m_2 \frac{\omega_{\text{пл}2}}{\omega_2} \frac{T}{T_{\text{л}}} e^{-5 \frac{T}{T_{\text{л}}}}, \quad (2.3)
 \end{aligned}$$

где:  $K_{\text{зим}} = \frac{Q_{\text{зим}}}{Q_{\text{св}}}$  - зимний переходный коэффициент;

$\omega_{\text{пл}}$  – площадь погруженного льда;

$\omega$  – площадь живого сечения;

$T$  и  $T_{\text{л}}$  – соответственно, период ледостава до даты расчёта  $t$  и до конца ледостава;

$e \sim 2,72$

$m_1$  – коэффициент, учитывающий соотношение между гидравлическим радиусом и геометрическими характеристиками живого сечения потока;

$m_2$  – эмпирический коэффициент.

Использование этого уравнения для расчётов возможно при наличии данных стандартных наблюдений за толщиной льда. На основе этих данных вычисляется площадь погруженного льда.

$$\omega_{\text{пл}} = m_3 h_{\text{л}} B_{\text{л}}, (2.4)$$

где  $m_3$  – коэффициент, учитывающий несовпадение средней по ширине толщины льда и её значения, измеренного в лунке.

$n_{\text{л}}$  или  $h_{\text{л}}$  – толщина погруженного льда;

$B_{\text{л}}$  – ширина реки по нижней поверхности льда, принимая В.С. Резановым равной ширине по урезу воды.

Использование указанного уравнения целесообразно с применением ЭВМ, ввиду громоздкости расчётов. При этом из-за наличия неизвестного коэффициента  $m_2$ , расчёты выполняются не непосредственно по исходной, а по уравнению регрессии.

$$y = a_0 + \sum_{i=1}^{i=N} a_i x_i$$

$$x_1 = \frac{T}{T_{\text{л}}} * e^{-5 * \frac{T}{T_{\text{л}}}};$$

$$x_2 = \frac{\omega_{\text{пл}}}{\omega};$$

$$x_3 = \frac{\omega_{\text{пл}}}{\omega} \frac{T}{T_{\text{л}}} * e^{-5 * \frac{T}{T_{\text{л}}}};$$

$$x_4 = \frac{\omega_{пл}^2}{\omega^2};$$

$$x_5 = \frac{\omega_{пл}^2}{\omega^2} * \frac{T}{T_l} * e^{-5 * \frac{T}{T_l}};$$

$a_0, a_1, a_2, a_3, a_4, a_5$  – параметры уравнения регрессии.

При отсутствии данных о получении погруженного льда, авторами предлагается использовать известные формулы Ф.И. Быдина

$$h_l = f(\sqrt{|\sum t|}), \quad (2.5)$$

Где  $\sum t$  – сумма отрицательных температур воздуха.

В качестве одной из модификаций последнего уравнения в условиях рек бассейна верхний Волги применяется зависимость, выявленная З.С. Суриной:

$$h_l = 0,97 * (|\sum t|)^{0,59},$$

Согласно этой формуле, площадь погруженного льда может быть предоставлена выражением

$$\omega_{пл} = m_4 * B_l * \sqrt{|\sum t|},$$

Следует отметить, что даже при наличии тесной связи между суммой отрицательных температур и толщиной льда  $h$ , надёжность оценки глубины погруженного льда  $h_l$  весьма сомнительна и, следовательно, определение площади погруженного льда во многих случаях осуществляется с очень большими погрешностями.

Важным условием эффективности расчётных схем В.С. Рязанов считает выполнение оценок Кзим с учётом типа зимы. Предлагается «индекс суровости зимы»:

$$\frac{|\sum t|}{T_l} < 7.0 \text{ – зима мягкая}$$

$$\frac{|\sum t|}{T_l} = 7.0 \text{ – } 9.0 \text{ - зима средняя по морозности;}$$

$$\frac{|\sum t|}{T_l} > 9.0 \text{ - зима суровая}$$

/всё для бассейна верхней Волги/

Параметры уравнения  $y = a_0 + \sum_{i=1}^{i=N} a_i * x_i$  вычисляются применительно к тому или иному случаю типа зимы.

В принципе, вопрос о типе зимы может быть решён согласно рекомендации Р.А.Нежиховского. [8]

При наличии данных измерений расходов  $Q_{зим}$  параметры уравнения  $y = a_0 + \sum_{i=1}^{i=N} a_i * x_i$  корректируются для каждого  $i$ -ого измерения, в частности, свободный член уравнения  $a_0$ :

$$a_{0,i} = (K_{зим,i}) - a_1 * (x_1)_i - a_2 * (x_2)_i - a_3 * (x_3)_i - a_4 * (x_4)_i - a_5 * (x_5)_i$$

Указанная корректировка осуществляется при расчёте параметров  $a_0, a_1, \dots, a_5$  по многолетним данным без учёта типа зимы. Средние квадратические погрешности расчёта по уравнениям, составленным с учётом конкретного типа зимы, составляют 8-15%, т.е.

$$\frac{\Delta Q_{зим}}{Q_{зим}} = \left| \frac{Q_{зим,расч} - Q_{зим}}{Q_{зим}} \right| \times 100\% = 8-15\%$$

Если используется уравнение, составленное по многолетним данным, то средняя квадратическая погрешность расчётов может достигать до 30%.

$\frac{\Delta Q_{зим}}{Q_{зим}}$  При использовании вместо фактических измеренных значений толщины льда различного рода связей с суммой отрицательных температур воздуха, средние квадратические погрешности расчёта  $Q_{зим}$  будут возрастать.

Предельные значения относительных погрешностей при этом достигает 45-47%, в то время как при наличии данных о толщине льда они составляют 20-25%. Наилучшие результаты описанная схема расчёта даёт при I типе замерзания /Р.А. Нежиховский/, когда неподвижный ледяной покров образуется путём смыкания заберегов.

При втором типе /Р.А. Нежиховский/, когда одновременно образуются перемычки в ряде мест, где ледотранспортирующая способность потока понижена, с последующим заполнением пространств плывущими льдинами между ледяными перемычками, более приемлемо уравнение:

$$\lg Q_{зим} = b_0 + b_1 y_1 + b_2 y_2 + b_3 y_3, (2.6)$$

Где  $y_1 = \lg \omega_{\text{зим}}$

$y_2 = \lg R_{\text{зим}}$

$y_3 = \sqrt{|\Sigma t|}$

Это уравнение получено на основе формулы Шези-Маннинга

$$Q = \frac{\omega_{\text{зим}} R_{\text{зим}}^{\frac{2}{3}}}{h_{\text{зим}}} \sqrt{J_{\text{зим}}},$$

Особенное внимание заслуживает предложенная И.Ф. Карасёвым модификация этой формулы [3]:

$$Q = \frac{1,41 \omega_{\text{зим}} R_{\text{зим}}^{\frac{2}{3}}}{h \sqrt{1 + e^{1,7h_l}}} \sqrt{J_{\text{зим}}},$$

причём многие исследователи зимнего стока /П.Н. Белоконь, В.Н. Гончаров, С.И. Колупайло – он и предложения использование  $K_{\text{зим}}$ , И.Ф. Карасёв/ обычно принимают  $J = J_w$ , то есть допускают равенство уклонов при свободном и покрытом льдом русле, естественно при том же самом уровне Н.

В уравнении  $\lg Q_{\text{зим}} = b_0 + b_1 y_1 + b_2 y_2 + b_3 y_3$ , предиктор  $y_3$  вместо  $y_3^* = \lg \sqrt{1 + e^{1,7h_l}}$  примет  $y_3 = \lg \sqrt{|\Sigma t|}$  - для простоты расчёта, как характеристики степени стеснения и шероховатости русла.

В качестве моделей учёта стока рек, характеризующихся I и IV типами замерзания /это устойчивые зимы без оттепелей/ И.Ф. Карасёв предлагает следующие уравнение:

$$\frac{Q_0}{Q_{\text{зим}}} = C_0 + C_1 T + C_2 T^2, \quad (2.7)$$

Где  $Q_0$  – расход воды перед началом ледовых явлений

$T$  – время от начала ледообразования.

По сути своей, последние уравнения это аналитический вид по мере истощения запасов влаги в бассейне. Последняя модель особенно эффективна для расчёта зимнего стока рек, где потери воды на ледообразование малы, а так же для горных незамерзающих рек, где шуга движется вместе со льдом.

Описанные в параграфе 2.3 методы уточняют, по сведениям авторов, расчёты зимнего стока в 1,2 – 1,5 раза по сравнению с применёнными в

настоящее время в оперативных подразделениях Росгидромета. Эти методы отличаются достаточной обоснованностью, однако, в ряде случаев требуют большого объема вычислительной работы, что затруднительно в условиях гидрометеорологических станций.

## Глава 3 Предлагаемая схема учета зимнего стока

### 3.1 Теоретические предпосылки

Согласно исследованиям К.В.Гришанина [2] на устойчивых прямолинейных участках рек с мелкозернистыми донными обложениями величина так называемого безразмерного гидравлического радиуса инвариантна:

$$M = \frac{R(gX)^{\frac{1}{4}}}{Q^{\frac{1}{2}}}, (3.1)$$

где R - гидравлический радиус;

X - смоченный периметр поперечного сечения;

g - ускорение свободного падения.

Участки гидрометрических створов на равнинных реках в зимний период в известной мере отвечают возникающим условиям : они, как правило, прямолинейны и устойчивы поскольку подо льдом расходы обычно не достигают руслоформирующих значений.

Экстраполяция идей К.В. Гришанина для решения задачи, не рассмотренной этим ученым, конечно, не вполне корректна, так, как процессы изменения гидравлических сопротивлений при нарастании и разрушении льда неизбежно противоречат принципу инвариантности величины M.

В то же время нельзя отрицать наличия определенной закономерности этих изменений в зависимости от фазы зимних гидрологических процессов. В какой-то мере эту фазу на момент времени t характеризует продолжительность периода от первого дня ледостава  $t_0$  до даты t, т.е

$$T = t - t_0$$



Нетрудно видеть, что при сохранении свойств инвариантности безразмерного гидравлического радиуса в каждую из фаз Т и при наличии данных о морфометрических характеристиках, а так же о глубине погружения льда проблема учета зимнего стока существенно упрощается.

Применим теоретические положения работы К.В.Гришанина [2] для расчета методики учета зимнего стока без измерения скоростей течения и инструментальных измерений глубины погружения льда, основываясь только на данных об уровнях и стандартных ледемерных работах.

При расчетах использовались данные по гидрологическим постам р. Коваши - д.Лендовщина и р.Систа - д.Среднее Райково.

Схема и результаты расчета излагаются в нижеприведенных пунктах.

### **3.2. Схема расчета методики учета зимнего стока на примере рек р.Коваши - д.Лендовщина и р.Систа -д. Среднее Райково.**

Для выполнения расчетов ежедневных расходов воды при ледоставе без измерения скоростей течения подо льдом, без промеров и без инструментального определения средней по створу глубины погружения льда использованы данные нескольких зимних сезонов (в нашем примере, 6 сезонов - за 1989 -95 гг.).

По данным пентадных стандартных измерений с толщины льда [1] за каждый из зимних сезонов строим календарные графики  $H_{пл} = f(t)$ , представленные на рис. 3.1, 3.5. С этих графиков на даты измерения расходов воды снимаем значения глубины погружения льда  $h_{пл,i}$  и определяем параметры функции  $h_{ср,пл}$  - среднее в гидрометрическом створе, глубина погружения льда при измерении  $i$ -ого расхода.

Эта функция представлена в виде графиков рис.3.2, 3.6.

Затем на даты измерения расходов воды при ледоставе определяем значения безразмерного гидравлического радиуса

$$M_i = \frac{R_i(gX_i)^{0,25}}{Q_i^{0,5}},$$

используя сведения о расходе и морфометрических характеристиках из соответствующих таблиц ТГ-8 или из книжек КГ-ЗМ(н).

За каждый сезон строим график зависимости  $M=f(T)$  (примеры сезонных графиков на рис. 3.3, 3.7), где  $T$  - промежуток времени от первого дня ледостава  $t_0$  до даты измерения  $i$ -ого расхода воды  $t$ ; т.е.  $T_i = t_i - t_0$

С этих графиков снимаем значения  $M_T$  через 5 дней, т.е. на 5-й, 10-й, 20-й и т.д. день каждого зимнего сезона, видя начало отсчёта от первого ледостава  $t_0$ . Определяем среднемноголетние пятидневные значения безразмерного гидравлического радиуса  $M_{cp,T}$  по схеме:

$$M_{cp} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^{j=n} M_{T_{i,j}}, \quad (3.2)$$

где  $j$  - зимний сезон;

$n$  - число зимних сезонов с возможностью выхода на лед через  $T$  дней после начала ледостава.

Строим календарные графики  $M_{cp,T}$ , как это представлено на рис. 3.4, 3.8.

### **3.3 Анализ результатов расчета зимнего стока по рекам р.Коваши - д.Лендовщина и р.Систа - д.Ср.Райково**

Расчеты значений безразмерного гидравлического радиуса представлены в табл. 3.1, 3.4, указывают на существенные различия среднемноголетних значений  $M$  р.Ковашии и р.Систы.

Средние значения для :

$$\text{р.Коваши } \overline{M_k} = 0,41;$$

$$\text{р.Систы } \overline{M_c} = 1,01.$$

Различие между значениями  $\overline{M_k}$  и  $\overline{M_c}$  вызвано морфологическими особенностями участков, в частности, на участке гидроствора р.Коваши, в связи с русловыми работами возникла донная гряда.

Среднеквадратические отклонения величин безразмерного гидравлического радиуса рассчитывались по формуле:

$$\bar{\sigma}_M = \sqrt{\sum_{i=1}^{i=n} (M_i - M_{cp})^2}, \quad (3.3)$$

где  $M_{cp}$  для р.Коваши  $\bar{M}_k = 0,41$  для р.Систы  $\bar{M}_c = 1,01$ ;

$n$  - число измеренных зимних расходов.

Получены следующие результаты:

для р.Коваши  $\bar{\sigma} = 0,074$

для р.Систы  $\bar{\sigma} = 0,070$

Среднеквадратические отклонения  $M$  от фазовых средних (табл. 3.2,3.5) вычислены по формуле:

$$\bar{\sigma}_{MT} = \sqrt{\sum_{T=1}^{i-n} \frac{(M_T - \widetilde{M}_T)^2}{N - 1}}, \quad (3.4)$$

где  $M_T$  и  $\widetilde{M}_T$  соответственно, значения величины  $M$  на  $T$ -ый день от начала ледостава в каждом из зимних сезонов и средние многолетние значения величины  $M$  на  $T$ -ый день от начала ледостава.

Результаты расчета:

- для р. Коваши  $\widetilde{\sigma}_{MT} = 0,06$ ;

- для р.Систы  $\widetilde{\sigma}_{MT} = 0,06$ .

Как видим, вариация значений  $M$  невелика, что подтверждает сделанные ранее предположения об относительной инвариантности величины  $M$ .

### 3.4 Поверочные расчеты зимних расходов воды

Поверочные расчеты зимних расходов воды выполняем на даты измерений  $Q_{зим,i}$  за 7 сезонов, включая не использованный ранее материал за 1996г.

Схема расчета расходов в каждом  $i$ -ом случае такова:

- на дату измерения  $i$ -ого расхода, по интерполяции между стандартными измерениями глубины погружения льда получены данные о глубине погружения льда

- по зависимости  $h_{\text{ср,пл}} = f(h_{\text{пл}})$  (рис. 3.2,3.6); получаем среднюю в гидрометрическом створе глубину погружения льда,  $h_{\text{ср,пл},i}$ ;

- по профилю водного сечения или по зависимости  $V=f(h)$ , с учётом уровня  $H_i$  при измерении расхода  $Q_{\text{зим},i}$  получим ширину реки по урезу  $B_i$  и общую площадь сечения  $\omega_{\text{общ},i}$ ;

- вычислим площадь водного сечения (подо льдом)  $\omega_{\text{зим},i}$  по формуле:

$$\omega_{\text{зим},i} = \omega_{\text{общ},i} - \omega_{\text{пл},i}, \quad (3.5)$$

Где  $\omega_{\text{общ}}$  – площадь водного сечения при свободном русле и уровне  $H_i$

Где  $\omega_{\text{пл},i}$  - площадь погруженного льда,

$$\omega_{\text{пл},i} = h_{\text{ср,пл},i} B_i,$$

- принимаем длину смоченного периметра равным  $\chi_{\text{зим},i} \approx 2B_i$ ;

- вычислим гидравлический радиус

$$R_{\text{зим},i} = \frac{\omega_{\text{зим},i}}{\chi_{\text{зим},i}},$$

- с графиков /рис. 3.4,3.8/ (соответственно по р.Коваши и р.Систа) снимаем на каждую дату  $i$ -ого измерения, значения  $\widetilde{M}_T$ , где  $T=t_i-t_0$ ,  $t_0$  - дата начала ледостава в конкретном зимнем сезоне;

- вычисляем искомый зимний расход  $\widehat{Q}_{\text{зим}}$  по формуле:

$$\widehat{Q}_{\text{зим}} = \frac{R_i^2 (gX_i)^{0,5}}{M_{T,i}^2};$$

Выполним оценку относительных погрешностей поверочных расчётов (табл. 3.3,3.6)

Результаты оценки таковы:

- для р. Коваши  $\sigma_k = 0,12$

- для р. Систы  $\sigma_c = 0,13$

По данным рекомендациям справочника, [6] при недостаточном количестве измеренных расходов относительная среднеквадратическая погрешность составляет 0.05-0.10 /стр 151/. В нашем случае, по шести зимним сезонам, не измеряя расходов воды нами достигнута почти такая же точность определения ежедневных расходов зимой, только по данным об уровнях и толщине льда в месте стандартных ледемерных работ. Результаты расчетов можно признать положительными.

## **Список используемых источников**

1. В.Д.Быков, А.В.Васильев. Гидрометрия - Ленинград, Гидрометеиздат, 1977 - 448 стр.
2. К.В.Гришанин. Устойчивость русел рек и каналов. - Ленинград, Гидрометеиздат, 1974.
3. И.Ф.Карасёв. Математические модели гидрометрического учёта речного стока. - труды ГГИ, 1978, вып.256.
4. И.Ф.Карасёв, И.Г.Шулепов. Гидрометрия. - Ленинград, Гидрометеиздат, 1985.
5. А.А.Лучшева. Практическая гидрометрия. - Ленинград, Гидрометеиздат, 1983.
6. Наблюдения на гидрометрической сети СССР. - Ленинград, Гидрометеиздат, 1970.
7. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 2, ч. II, 1975; Вып. 6, ч. I, 1978; Вып. 6, ч. II, 1972.
8. Р.А.Нежиховский. Типы замерзания рек и типы зажоров льда. - Метеорологи и гидрология. N 2, 1974.
9. В.С.Резанов. Об определении стока в зимний и переходный периоды. - Метеорология и гидрология. N 7. 1980.
10. А.В.Рождественский. А.И. Чеботарев. Статистические методы в гидрологии. - Ленинград, Гидрометеиздат, 1974.

Таблица 3.1

К расчёту среднеквадратического отклонения величины М от среднего  
за многолетние значение  $\frac{M}{M}$  р.Коваши - д. Лендовщина

N/N П.п	Год и дата измер ения Q	$\chi_M$	$\omega_M^2$	$R=\frac{\omega}{\chi}$	$g\chi$	$(g\chi)^{\frac{1}{4}}$	$Q_{изм}$	$(Q_{изм})^{\frac{1}{2}}$	$H_{изм}$	М
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	1990									
1	12.01	46.4	7.62	0.16	454	4.62	1.40	1.18	196	0.39
2	30.01	50.8	9.27	0.18	498	4.72	2.69	1.70	245	0.52
3	03.02	51.2	12.9	0.25	502	4.73	4.78	2.19	250	0.54
4	25.12	40.2	3.33	0.08	394	4.46	0.98	0.99	173	0.36
	1991									
5	14.01	45.8	7.87	0.17	449	4.60	3.33	1.82	219	0.43
6	23.01	45.2	4.60	0.10	443	4.59	1.79	1.34	198	0.34
7	14.02	42.0	1.83	0.04	412	4.51	0.48	0.69	172	0.26
	1992									
8	12.02	45.2	6.47	0.14	443	4.59	2.27	1.51	193	0.43
9	02.03	45.6	7.16	0.16	447	4.60	2.53	1.59	198	0.46
10	12.03	46.8	8.49	0.18	459	4.63	3.25	1.80	210	0.46
	1993									
11	04.01	39.8	3.84	0.10	390	4.44	1.30	1.14	169	0.39
	1995									
12	10.01	48.0	6.67	0.14	470	4.66	3.05	1.75	203	0.37
13	20.01	46.6	4.92	0.11	457	4.62	2.11	1.45	197	0.35
14	12.02	46.6	5.84	0.13	457	4.62	1.85	1.36	198	0.44

										$M_{cp}=0.$ 41
--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	-------------------



К расчету среднеквадратического отклонения величины  $M$  от фазовых средних значений  $\tilde{M}$  р.Коваши - д.Лендовщина

№ № п п	Дата измерения $Q_{\text{зим}}$	$T_i = t_i - t_0$	$M_{Ti}$	$\tilde{M}_T$	$(M_{Ti} - \tilde{M}_T)^2$
1	2	3	4	5	6
1	12.01.90	46	0,39	0,42	0,0009
2	30.01	64	0,52	0,44	0,0064
3	03.02	68	0,54	0,45	0,0081
4	25.12	28	0,36	0,40	0,0001
5	14.01.91	48	0,43	0,42	0,0001
6	23.01	57	0,34	0,41	0,0049
7	14.02	79	0,26	0,38	0,0144
8	12.02.92	25	0,43	0,40	0,0009
9	02.03	44	0,46	0,42	0,0016
10	12.03	54	0,46	0,42	0,0016
11	04.01.93	55	0,39	0,41	0,0004
12	10.01.95	25	0,37	0,40	0,0009
13	20.01	35	0,35	0,42	0,0049
14	12.02	58	0,44	0,41	0,0009
			$M_{\text{cp}}=0.41$		$\Sigma=0,046$ $\delta$ $= \sqrt{0,003546}$ $= 0,06$

Таблица 3.3

Поверочные расчёты зимних расходов воды р. Коваши – д. Лендовщина,  
1989-96гг

NN пп	Дата измерения расхода, $Q_i$	$T_i=t-$ $t_0$	$h_{пл,t}$	$h_{ср,пл,t}$	$H_t$	$B_t$	$\omega_{пл} =$ $= h_{ср,пл} B_t$	$\omega(H_t)$	$\omega_{зим} =$ $= \omega(H_t)$ $- \omega_{пл,t}$
1	12.01.90	46	25	26	196	23,3	6,06	11,2	5,14
2	30.01	64	30	31	246	25,5	7,91	16,8	8,89
3	03.02	68	31	32	253	25,9	8,29	19,9	11,6
4	25.12	28	12	13	169	20,0	2,60	5,60	3,00
5	14.01.91	48	28	29	219	24,7	7,16	15,8	8,64
6	23.01	57	25	26	198	23,7	6,16	10,7	4,54
7	14.02	79	14	15	172	20,3	3,04	4,67	1,63
8	12.02.92	25	12	13	193	22,6	2,94	9,72	6,78
9	02.03	44	19	20	198	23,6	4,72	11,1	6,38
10	12.03	54	17	18	211	23,8	4,28	14,0	9,72
11	14.01.93	65	12	13	183	22,0	2,86	11,4	8,54
12	10.01.95	25	22	23	203	24,2	5,57	12,8	7,23
13	20.01	35	24	25	197	23,5	5,88	11,5	5,62
14	12.02	58	23	24	198	23,6	5,66	11,8	6,14
15	05.01.96	20	24	25	181	21,9	5,48	7,88	2,40
16	29.01	44	29	30	194	22,7	6,81	10,4	3,59

NN П П	$\chi_t$ $= 2B_t$	$R_{\text{ЗИМ}}$ $= \frac{\omega_{\text{ЗИМ},t}}{\chi_t}$	$R_t(g\chi_t)^{0,25}$	$\tilde{M}_t$	$\hat{Q}_{\text{ЗИМ},t}$ $= \left( \frac{R_t(g\chi)^{0,25}}{\tilde{M}_T} \right)$	$\delta_t =$ $\frac{Q_{\text{ЗИМ},t} - Q_{\text{ИЗМ},t}}{Q_{\text{ИЗМ},t}}$	$\delta_t^2$
1	46,6	0,11	0,51	0,42	1,46	0,04	0,002
2	51,0	0,17	0,80	0,44	3,31	0,23	0,05
3	51,8	0,22	1,05	0,45	4,64	0,14	0,02
4	40,0	0,08	0,36	0,40	0,88	0,10	0,01
5	49,4	0,17	0,80	0,42	3,61	0,08	0,006
6	47,4	0,10	0,46	0,41	1,25	0,30	0,09
7	40,6	0,04	0,18	0,38	0,42	0,13	0,02
8	45,2	0,15	0,69	0,40	2,29	0,009	0,0001
9	47,2	0,14	0,65	0,42	2,40	0,05	0,003
10	47,6	0,20	0,79	0,42	3,48	0,07	0,0049
11	40,0	0,11	0,49	0,41	1,44	0,11	0,01
12	48,4	0,15	0,70	0,40	3,06	0,003	0
13	47,0	0,12	0,56	0,42	1,97	0,07	0,0049
14	47,2	0,13	0,60	0,41	1,94	0,05	0,003
15	43,8	0,05	0,23	0,40	0,94	0,07	0,0049
16	45,4	0,08	0,46	0,42	1,20	0,04	0,0016

$$\Sigma\delta^2=0,2$$

$$306$$

$$\bar{\delta}$$

$$= \sqrt{\frac{\Sigma\delta^2}{n-1}}$$

$$\bar{\delta}$$

$$= \sqrt{\frac{0,2306}{15}}$$

$$== 0,12$$

Таблица 3.4

К расчету среднеквадратического отклонения величина  $M$  т среднего за многолетние значения  $\bar{M}$  р. Сиса – д.Среднее Райково

N	Год и дата измерения $Q_i$	$\chi$	$\omega$	$R = \frac{\omega}{\chi}$	$g\chi$	$(g\chi)^{0,2}$	$Q_{изм}$	$(Q_{изм})^{0,5}$	H	M
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	18.12.89	26,8	14,2	0,53	263	4,03	4,56	2,14	69	1,00
2	08.01.90	28,0	17,0	0,61	274	4,07	6,30	2,51	85	0,99
3	16.01	26,6	13,6	0,51	261	4,02	4,89	2,21	63	0,93
4	25.01	29,0	20,7	0,71	284	4,11	6,49	2,55	100	1,14
	1991									
5	08.01	25,6	13,0	0,51	251	3,98	4,14	2,03	49	1,00
6	15.01	27,0	16,9	0,63	265	4,03	6,45	2,54	80	1,00
7	25.01	26,2	12,4	0,47	257	4,00	3,90	1,97	52	0,93
8	04.02	25,0	12,5	0,50	245	3,96	3,25	1,80	44	1,10
9	16.02	25,2	11,5	0,46	247	3,96	3,25	1,80	45	1,01
10	25.02	26,6	12,8	0,48	261	4,02	4,13	2,03	60	0,95
11	05.03	27,2	15,7	0,58	267	4,04	6,09	2,47	86	0,95
12	15.03	26,8	14,0	0,52	263	4,03	4,92	2,22	71	0,94
	1993									
13	28.01	28,6	16,6	0,58	280	4,09	5,69	2,39	91	0,99
14	03.02	26,7	14,1	0,53	262	4,02	4,17	2,04	74	1,04

1 5	09.03	24,6	9,38	0,38	241	3,94	1,95	1,40	34	1,07
1 6	28.12	26,0	10,3	0,39	255	4,00	2,65	1,63	49	0,96
	1994									
1 7	10.01	24,8	9,58	0,39	243	3,95	1,84	1,36	40	1,13
	1995									
1 8	26.12	27,4	13,0	0,47	269	4,05	3,25	1,80	88	1,06
										$M_{cp}=1,$ 01

К расчету среднеквадратического отклонения величины  $M$  от фазовых средних значений  $\tilde{M}_T$  р. Систа – д. Среднее Райково

№ № п п	Дата измерения расхода $Q_i$	$T_i$ $= t - t_0$	$M_{ti}$	$\tilde{M}_T$	$(M_{Ti} - \tilde{M}_T)^2$
1	18.12.89	8	1,00	1,00	0
2	08.01.90	29	0,99	1,00	0,0001
3	16.01	37	0,93	1,04	0,0121
4	25.01	46	1,14	1,03	0,0121
5	08.01.91	8	1,00	1,00	0
6	15.01	15	1,00	1,00	0
7	25.01	25	0,93	0,98	0,0025
8	14.02	35	1,10	1,04	0,0036
9	16.02	47	1,01	1,02	0,0001
10	25.02	56	0,95	1,03	0,0064
11	05.03	64	0,95	1,06	0,0121
12	15.03	74	0,94	1,10	0,0036
13	28.01.93	24	0,99	0,98	0,0001
14	03.02	30	1,04	1,01	0,0009
15	09.03	36	1,07	1,04	0,0009
16	28.19	45	0,96	1,03	0,0049
17	10.01.94	58	1,13	1,05	0,0064
18	26.12.95	18	1,06	0,99	0,0049
					$\Sigma=0,0707$
					$\delta=\sqrt{0,00416}=0,064$

Таблица 3.6

Поверочные расчёты зимних расходов воды р. Систа – д. Среднее

Райково 1989-96гг

NN пп	Дата измерения расхода, $Q_i$	$T_i=t-$ $t_0$	$h_{пл,t}$	$h_{ср,пл,t}$	$H_t$	$B_t$	$\omega_{пл} =$ $= h_{ср,пл} B_t$	$\omega(H_t)$	$\omega_{зим} =$ $= \omega(H_t)$ $- \omega_{пл}$
1	18.12.89	8	32	32	70	13,8	4,42	18,8	14,4
2	08.01.90	29	33	34	86	14,0	4,76	20,9	16,1
3	16.01	37	36	38	65	13,3	5,05	18,1	13,1
4	25.01	46	22	21	99	14,9	3,13	23,1	20,0
5	08.01.91	8	22	21	53	13,4	2,81	15,9	13,1
6	15.01	15	18	15	79	13,7	2,06	19,5	17,4
7	25.01	25	33	34	49	12,4	4,22	16,2	12,0
8	14.02	35	35	36	44	12,4	4,46	15,2	10,7
9	16.02	47	35	36	45	12,4	4,46	15,4	10,9
10	25.02	56	38	40	69	13,8	5,52	17,3	11,8
11	05.03	64	36	38	89	14,0	5,32	20,6	15,3
12	15.03	74	35	36	74	13,6	4,90	18,7	13,8
13	28.01.93	24	32	32	89	14,0	4,48	21,6	17,1
14	03.02	30	35	36	73	13,6	4,90	19,9	15,0
15	09.03	36	29	29	36	11,8	3,42	14,2	10,8
16	28.19	45	47	51	48	13,0	6,63	15,8	9,17
17	10.01.94	58	41	44	38	11,9	5,24	14,7	9,46
18	26.12.95	18	35	36	88	14,0	5,04	20,7	15,7
19	14.01.96	37	48	53	49	11,9	6,31	15,4	9,01
20	20.01	43	50	55	43	11,7	6,44	15,2	8,76

№	$\chi_t$	$R_{\text{зим}} = \frac{\omega_{\text{зим},t}}{\chi_t}$	$R_t(g\chi_t)^{0,25}$	$\tilde{M}_t$	$\hat{Q}_{\text{зим},t} = \left( \frac{R_t(g\chi)^{0,25}}{\tilde{M}_T} \right)$	$\delta_t = \frac{Q_{\text{зим},t} - Q_{\text{изм},t}}{Q_{\text{изм},t}}$	$\delta^2$
1	27,6	0,52	2,11	1,00	4,45	0,11	0,01
2	28,0	0,51	2,47	1,00	6,10	0,03	0,0009
3	26,6	0,49	1,97	1,04	3,57	0,26	0,07
4	29,8	0,67	2,77	1,03	7,24	0,12	0,01
5	26,8	0,49	1,97	1,00	3,88	0,06	0,003
6	27,4	0,64	2,59	1,00	6,71	0,04	0,002
7	24,8	0,48	1,90	0,93	4,16	0,07	0,003
8	24,8	0,43	1,70	1,10	2,40	0,26	0,07
9	24,8	0,44	1,74	1,01	2,96	0,09	0,01
10	27,6	0,43	1,74	0,95	3,35	0,19	0,04
11	28,0	0,55	2,24	0,95	5,57	0,09	0,01
12	27,2	0,51	2,06	0,94	4,80	0,02	0,0004
13	28,0	0,61	2,48	0,99	6,30	0,11	0,01
14	27,2	0,55	2,22	1,04	4,54	0,09	0,01
15	23,6	0,46	1,79	1,07	2,79	0,05	0,003
16	26,0	0,35	1,40	0,96	2,13	0,09	0,001
17	23,8	0,40	1,56	1,04	1,50	0,18	0,03
18	28,0	0,56	1,72	0,99	3,03	0,07	0,003
19	23,8	0,38	1,49	1,04	2,04	0,20	0,04
20	23,4	0,37	1,44	1,03	1,96	0	0

$\Sigma=0,3153$

$$\bar{\delta} = \sqrt{\frac{\Sigma\delta^2}{n-1}}$$

$$\bar{\delta} = \sqrt{\frac{0,3153}{19}} = 0,13$$



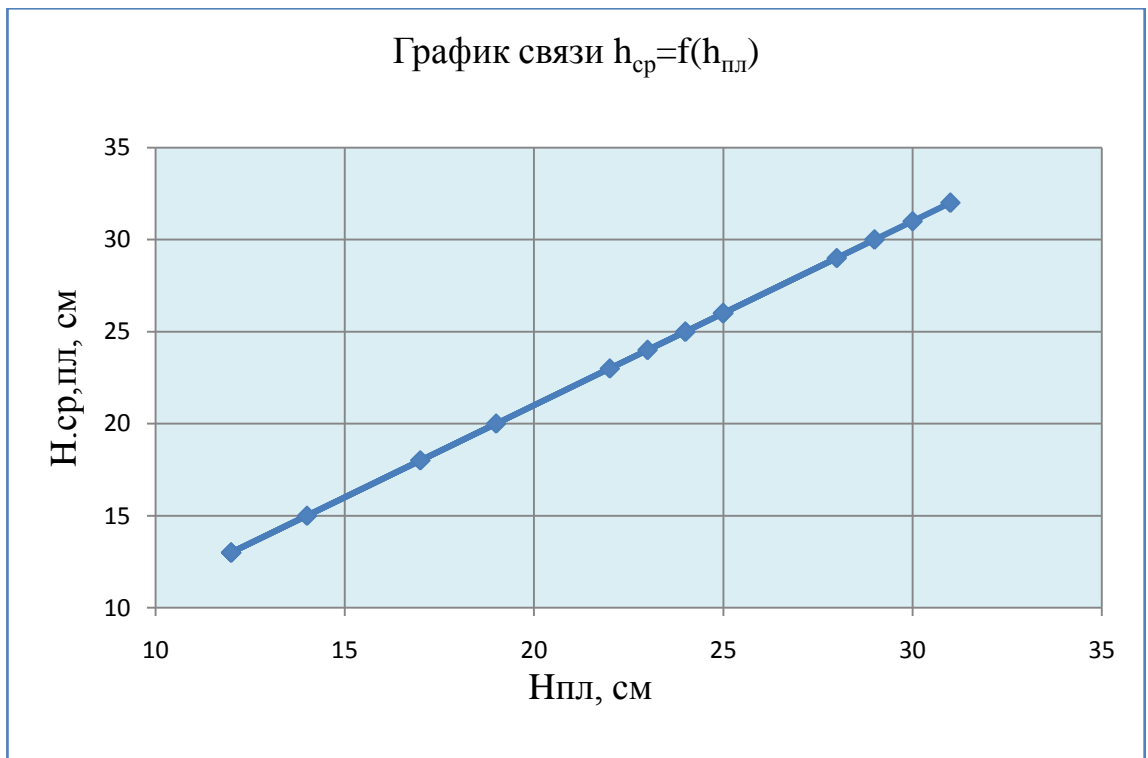


Рис. 3.2 - График связи средней глубины погружения льда в гидрометрическом створе и глубины погружения льда в месте ледомерных работ р.Коваши – д.Лендовщина.

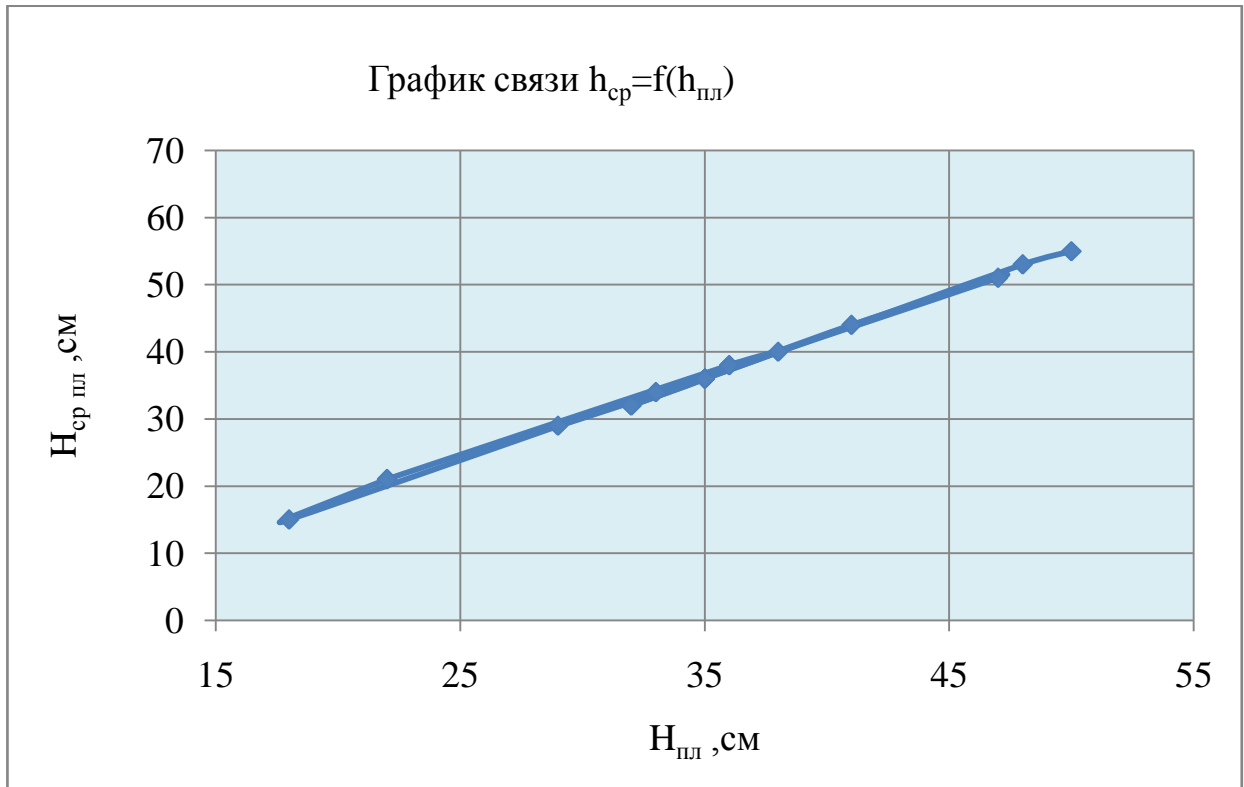


Рис. 3.2 - График связи средней глубины погружения льда в гидрометрическом створе и глубины погружения льда в месте ледемерных работ р. Систа – д. Среднее Райково.

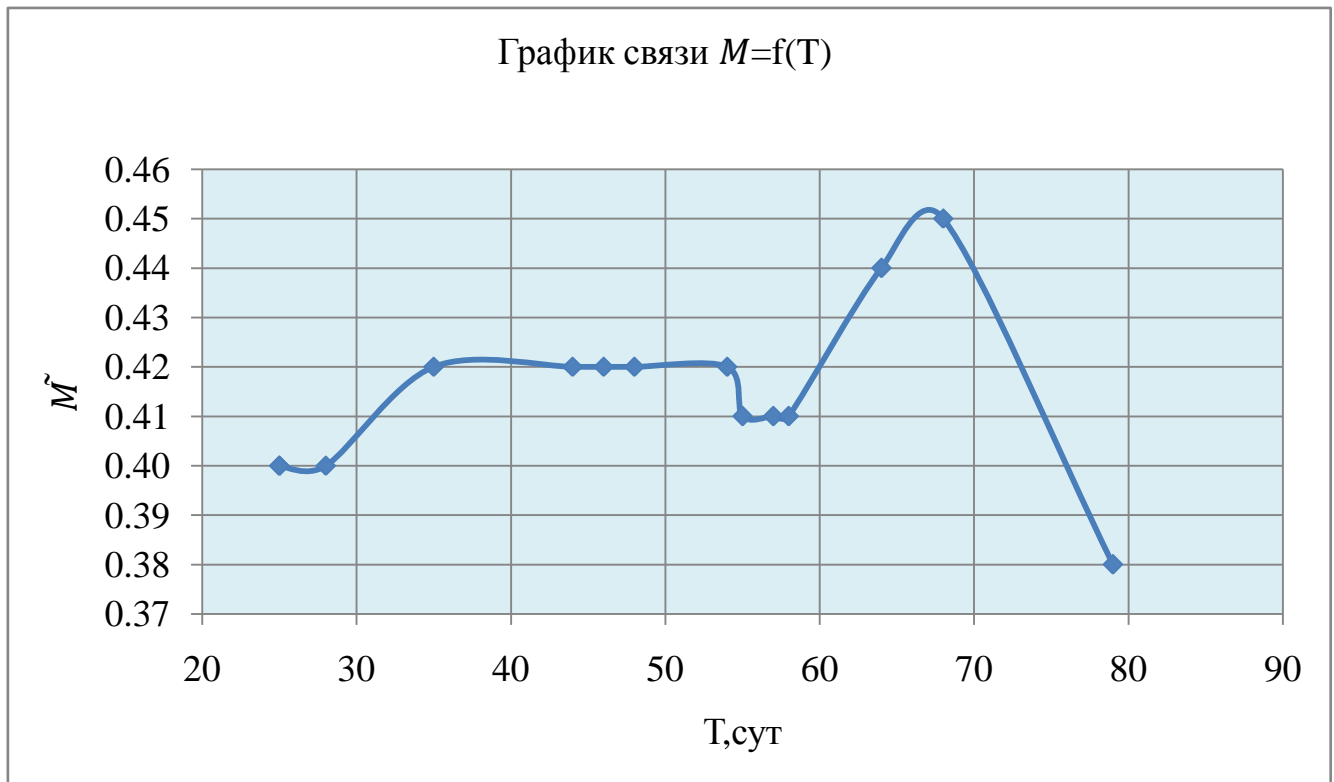


Рис. 3.4 –Календарный график осредненных значений безразмерного гидравлического радиуса р. Коваши – д. Лендовщина.

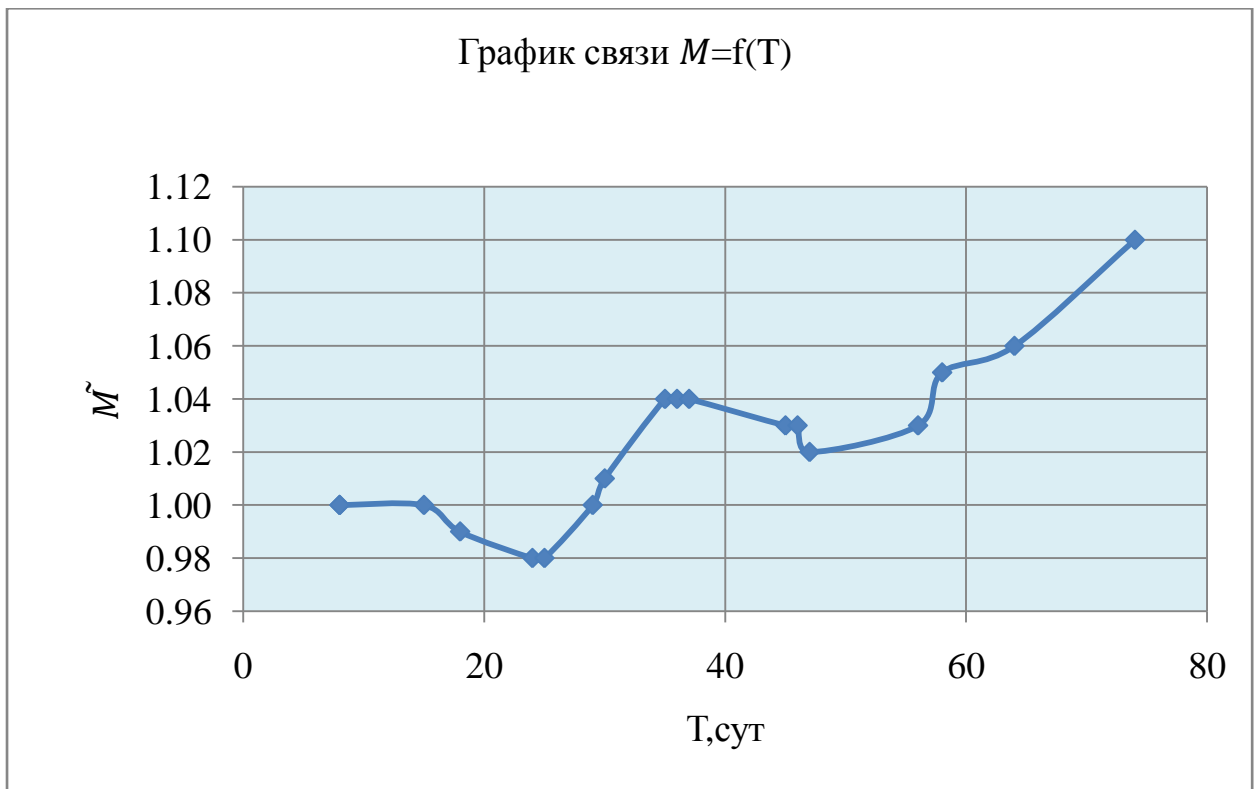


Рис. 3.8 –Календарный график осредненных значений безразмерного гидравлического радиуса р. Систа – д. Среднее Райково.

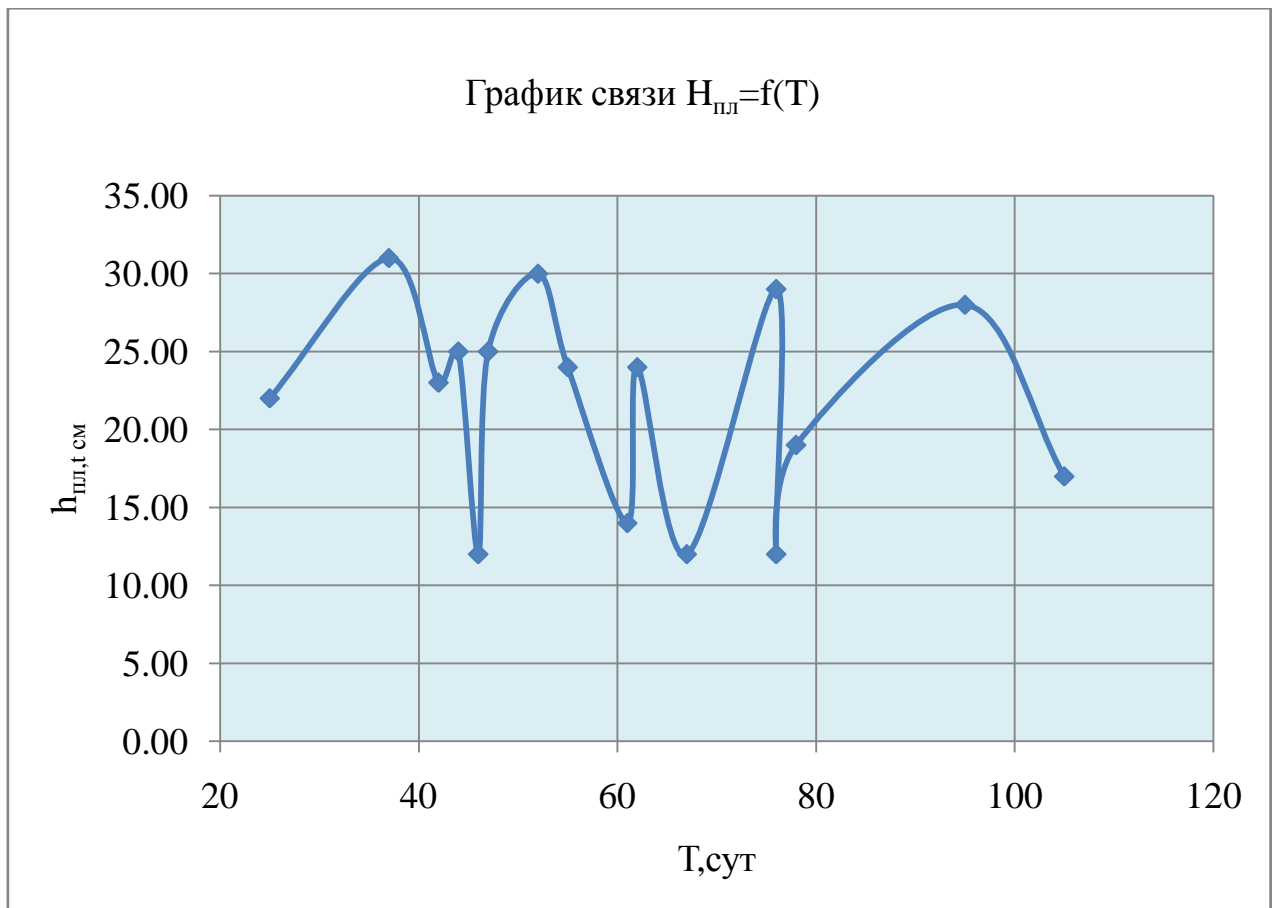


Рис. 3.1 –Календарный график глубины погружения льда р. Коваши – д. Лендовщина

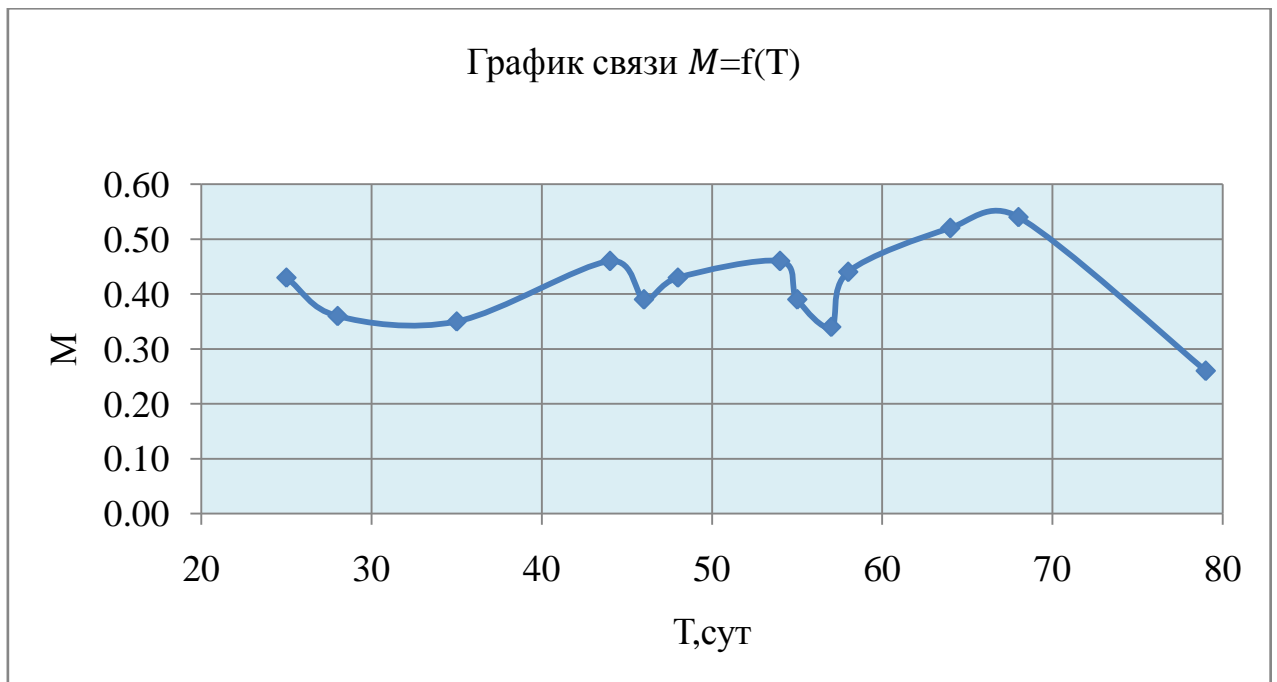


Рис. 3.3 –Календарный график значений безразмерного гидравлического радиуса за сезон р. Коваши – д. Лендовщина.

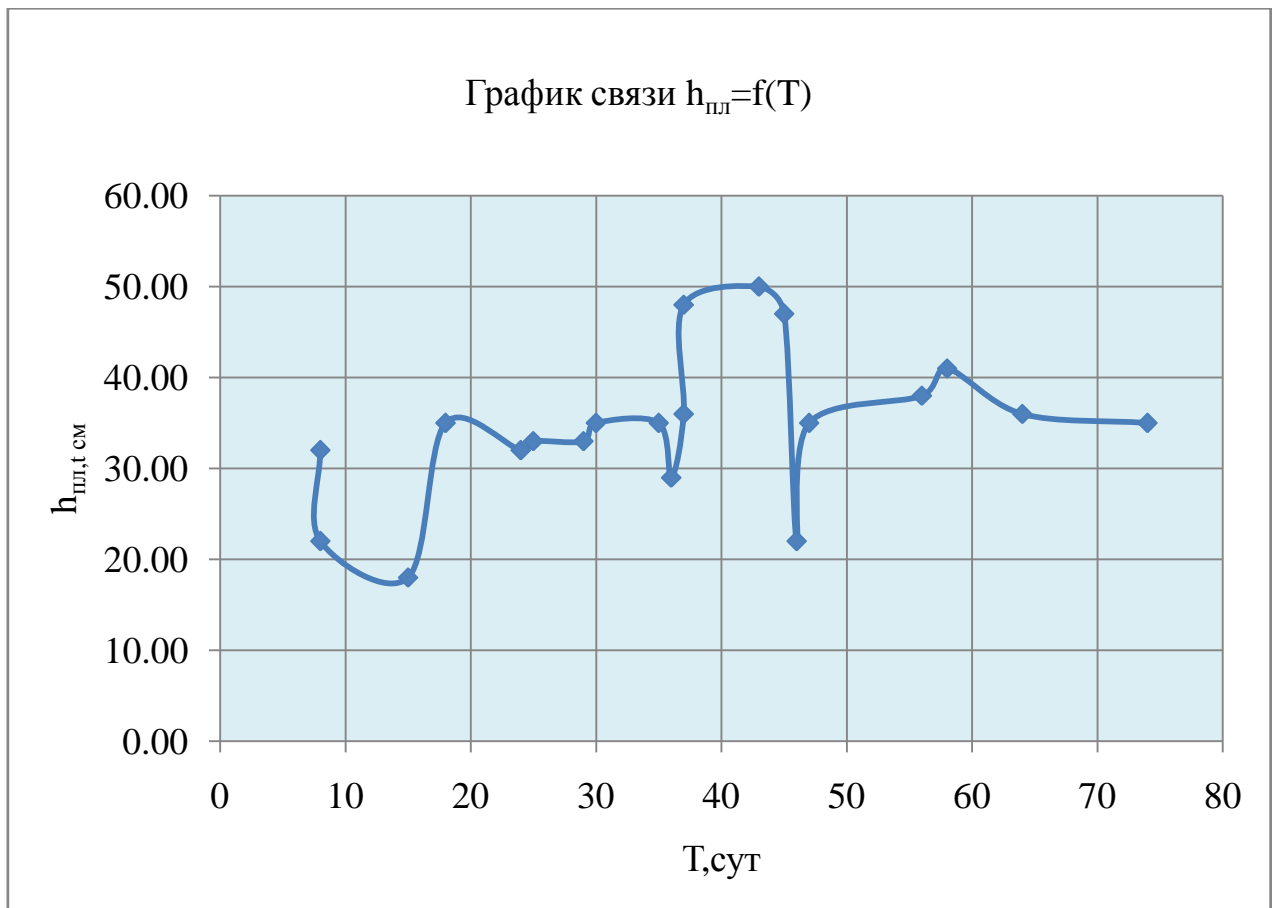


Рис. 3.5 –Календарный график глубины погружения льда р. Систа – д. Среднее Райково.

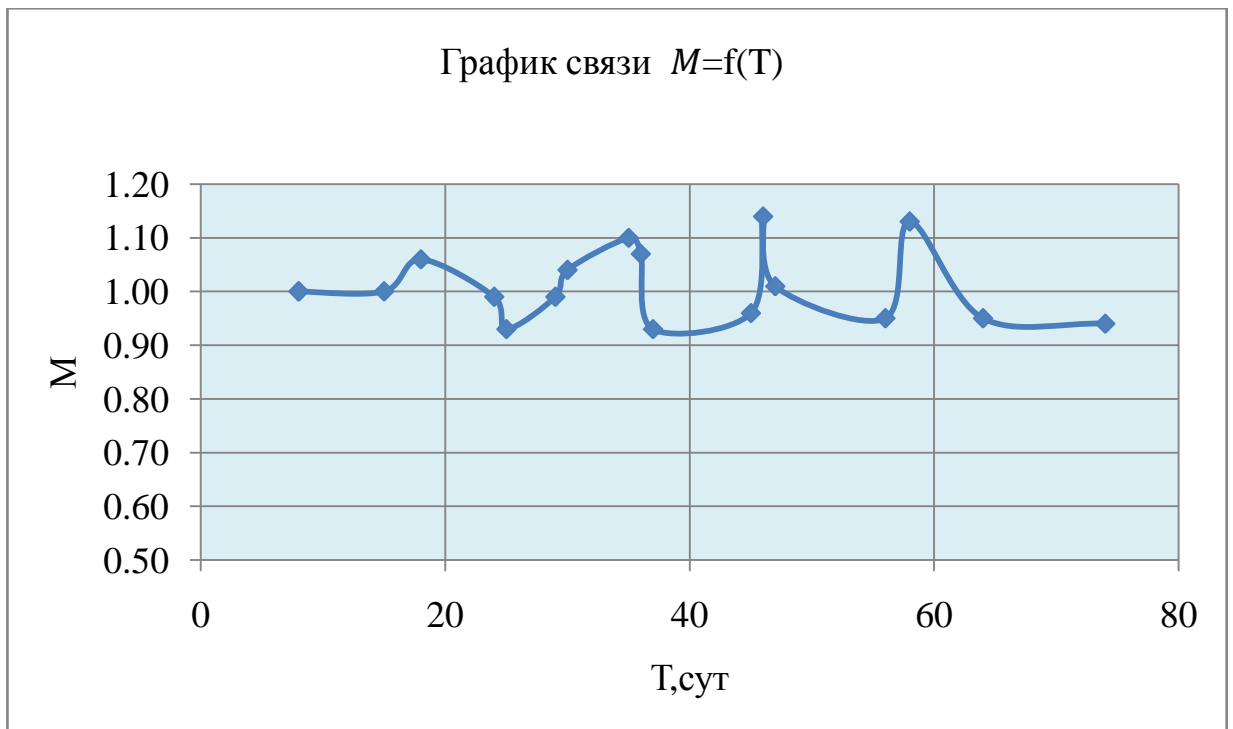


Рис. 3.7 –Календарный график значений безразмерного гидравлического радиуса за сезон р. Систа – д. Среднее Райково.