

Рассматриваются процессы формирования ледяного покрова и методы расчета его толщины, а также формирование речных наледей как результат реакции саморегулируемой системы «поток — ледяной покров», на основе чего определены граничные условия образования основных типов наледей. С использованием материалов радиолокационных и аэрофотоаэриальных съемок выявлены общие закономерности пространственного распределения толщины ледяного покрова на примере ряда крупных водных объектов.



Ленинград
Гидрометеиздат 1990

А. Н. ЧИЖОВ

**ФОРМИРОВАНИЕ
ЛЕДЯНОГО
ПОКРОВА
И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ
ЕГО ТОЛЩИНЫ**

А. Н. ЧИЖОВ

**ФОРМИРОВАНИЕ
ЛЕДЯНОГО
ПОКРОВА
И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ
РАСПРЕДЕЛЕНИЕ
ЕГО ТОЛЩИНЫ**



Ленинград
Гидрометеиздат 1990

Рассматриваются процессы формирования ледяного покрова, факторы, определяющие его толщину, а также методы расчета последней с оценкой их погрешности и эффективности. Излагаются результаты исследования механизма образования речных наледей на основе модели подледного потока в виде саморегулируемой системы «поток — ледяной покров». Получены выражения для расчета напора подледного потока при пластической деформации ледяного покрова, что позволило определить основные граничные условия образования ряда типов речных наледей. По материалам радиолокационных аэрофотоаэрометрических съемок дается характеристика пространственного распределения толщины ледяного покрова ряда рек, озер и водохранилищ Восточной Сибири и европейской части территории СССР, а также общие ее закономерности.

Рассчитана на гидрологов, гидротехников, географов и гляциологов.

The monograph "Ice Pack Formation and Space Distribution of Ice Pack Depth" by A. N. Chizhov describes the processes for the ice cover formation, the factors determining its depth, as well as the methods for the ice pack depth computation with the assessment of methodological errors and efficiency. The research results on the mechanism of aufeis formation in rivers are presented on the basis of the model of the under-ice flow in the form of a self-control "flow — ice pack" system. Expressions have been obtained for the computation of the under-ice flow pressure at a plastic deformation of the ice pack, which made it possible to determine the principal boundary conditions for the several types of aufeis formation in rivers. On the basis of airborne ice pack surveys a characteristic of the space distribution of the ice pack depth is given for some rivers, lakes and reservoirs in the East Siberia and in the European USSR as well as the general laws of the ice pack depth distribution.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Освоение северных и восточных районов нашей страны повысило актуальность изучения вопросов, касающихся процесса формирования ледяного покрова, пространственного распределения толщины льда и методов ее определения, включая расчетные. Достаточно упомянуть, что ледяной покров широко используется для переправ и ледовых автодорог-зимников, данные о толщине льда в конце зимы необходимы для обеспечения ранней навигации с помощью ледоколов, а также при прогнозах сроков вскрытия, проектировании и эксплуатации гидротехнических сооружений.

В известных работах по ледовому режиму водоемов суши периоду ледостава обычно не уделяется достаточно внимания, хотя в действительности формирование ледяного покрова представляет сложный процесс, определяющийся комплексом гидрометеорологических условий. На водоемах европейской части Советского Союза формирование ледяного покрова происходит при широком участии снежного льда, а на реках Восточной Сибири и Дальнего Востока широко распространены наледные явления, существенно влияющие на пространственное распределение толщины льда. В целом вопросы формирования ледяного покрова излагаются применительно к потребностям практики ледотермических расчетов с оценкой погрешности расчетных методов определения толщины льда. При рассмотрении закономерностей пространственного распределения толщины ледяного покрова, кроме всего прочего, выявились недостаточная информативность стандартных наблюдений на гидрологических постах и необходимость регулярного проведения широкомасштабных ледомерных съемок рек, озер и водохранилищ.

Автор выражает глубокую признательность Б. М. Гинзбургу и Б. Л. Соколову за ценные замечания и пожелания, высказанные при просмотре рукописи.

1. ФОРМИРОВАНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

1.1. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЗАМЕРЗАНИЯ ПРЭСНОВОДНЫХ ВОДОЕМОВ

Замерзание пресноводных водоемов — сложный процесс, в общем случае включающий накопление свободно плавающего ледяного материала, его сгущение, а также распространение непосредственно ледяного покрова от очагов образования вверх по течению рек или по акватории озер и водохранилищ. В отдельные годы характер замерзания отличается значительной изменчивостью в зависимости от гидрологических и погодных условий не только по количественным показателям, но и по качественным признакам, как это свойственно многим ледовым процессам.

Замерзанию предшествует осеннее охлаждение водоемов. Поскольку на реках температурная стратификация практически отсутствует, температура воды в соответствии с погодными условиями постепенно понижается до точки замерзания. На озерах и водохранилищах охлаждение воды протекает значительно сложнее. В начале осеннего охлаждения разрушается прямая стратификация в распределении температур по глубине этих водоемов. Охлаждение воды приводит к возникновению приповерхностного слоя с одинаковой температурой, толщина которого по мере понижения температуры постепенно увеличивается, пока не наступит гомотермия — одинаковая температура от поверхности до дна водоема.

На мелководных озерах и водохранилищах гомотермия наступает при сравнительно высоких температурах воды (6—10 °С), в то время как на глубоких водоемах это состояние может наступить только после достижения температурой воды значения, соответствующего наибольшей плотности, т. е. 4 °С. При дальнейшем охлаждении глубоких озер и водохранилищ формируется обратная стратификация распределения температур воды, при которой ее максимальное значение наблюдается у дна водоема. На открытых и мелководных водохранилищах вследствие интенсивного ветрового перемешивания гомотермия сохраняется и при охлаждении воды ниже 4 °С, а формирование обратной стратификации обычно начинается в период ледостава в результате прогревания придонных слоев воды тепловым потоком от грунта дна.

Охлаждение воды при отрицательных температурах воздуха завершается появлением ледяных образований, и с этого момента

начинается процесс замерзания водоема. На озерах и водохранилищах замерзание происходит по одному из трех типов [26].

В штилевую погоду при отсутствии заметного перемешивания воды переохлаждается до нескольких десятых градуса ниже нуля только тонкий поверхностный слой. В этом слое появляются первые иглообразные кристаллы, смерзающиеся в виде тонкой пленки (сало), промерзание которой приводит к образованию сплошной корки льда. При отсутствии течения и волнения толщина устойчивой ледяной корки не превышает 0,5 см. Сначала ледяная корка покрывает отдельные заливы и, если погодные условия не изменяются, распространяется через некоторое время на всю акваторию озера или водохранилища. Повторяемость этого типа замерзания повышается с уменьшением площади водоемов.

При сильном ветре и волнении происходит интенсивное перемешивание водных масс, способствуя переохлаждению до $-0,01 \dots -0,02^\circ\text{C}$ значительной толщи воды — вплоть до дна водоема. В этих условиях образуется внутриводный лед из мелких пластинчатых кристаллов, которые, слипаясь, формируют скопления в виде комьев (шуги). Увеличению скоплений шуги и их смерзанию препятствует волнение. При таких условиях процесс замерзания водоемов затягивается на многие сутки. Прекращение ветра приводит к всплыванию и смерзанию скоплений шуги, к быстрому формированию ледяного покрова. Если ветровое волнение при низких температурах воздуха продолжается долго, то формирование ледяного покрова происходит после накопления больших масс шуги, скопления которой блокируют волнение и смерзаются. Начальная толщина такого шуго-ледяного покрова достигает нескольких десятков сантиметров.

Промежуточный тип замерзания характеризуется развитием заберегов, ледоходом или дрейфом льда и начальной толщиной льда порядка 15 см. Длительность периода замерзания этого типа составляет 5—10 сут. Интересно отметить, что на многих озерах и водохранилищах, находящихся в разных географических условиях наблюдаются все три типа замерзания в зависимости от сочетания интенсивности теплотерьер с водной поверхности и перемешивания водных масс в период замерзания конкретного года.

На реках процесс замерзания определяется наличием постоянного течения, исключая возможность установления ледостава посредством образования тонкой ледяной корки. В общем случае замерзание рек происходит в результате развития следующих явлений. В начальной стадии появляются забереги и начинается образование внутриводного льда, из которого формируются сплывающие по течению скопления шуги. Как известно, шуговые явления характерны не только для горных рек, но и для равнинных даже со сравнительно спокойным течением. На последних скопления шуги быстро смерзаются и промерзают, в результате чего шугоход превращается в ледоход.

По мере развития заберсгов и их смыкания в отдельных местах возникают перемычки, которые становятся очагами распространения сплошного ледяного покрова вверх по течению в результате остановки и смерзания подпльвающих льдин. Интенсивность замерзания реки в этом случае определяется скоростью распространения кромки ледяного покрова вверх по течению, которая зависит от расхода льда, температуры воздуха и скорости течения на участке выше кромки. Распространение кромки ледяного покрова вверх по реке в типичном случае происходит по следующей схеме.

Льдины, остаавливающиеся у кромки ледяного покрова, примыкают вплотную друг к другу и по мере увеличения длины такого «ковра» напряжение ледяного поля у кромки нарастает. Без учета связи с берегами напряжение раздробленного ледяного поля σ у препятствия определяется выражением

$$\sigma = a_t v^2 l / h, \quad (1.1)$$

где v — скорость течения, l — длина раздробленного ледяного поля, h — толщина льдин и a_t — коэффициент трения вода—лед.

С увеличением длины поля из сомкнутых льдин давление у кромки ледяного покрова (напряжение) возрастает, но одновременно увеличивается и часть давления, воспринимаемого берегами. Поэтому удлинение ледяного поля приводит к увеличению напряжения у кромки ледяного покрова до определенного максимума и не изменяется по мере примыкания новых льдин, т. е.

$$\sigma_m = a_t v^2 B / (2 \xi f h), \quad (1.2)$$

где ξ и f — коэффициенты бокового распора и трения о берега, B — ширина реки между заберегами. На прямолинейных участках русла давление на кромку, по данным разных авторов [6], достигает максимума при длине поля 2—6 B .

Ледяное поле из сомкнутых льдин обладает определенной устойчивостью, характеризующейся предельным напряжением σ_n . После того как давление на кромку ледяного покрова превысит значение σ_n , отдельные льдины под напором сверху начинают переворачиваться и затапливаться под кромку и друг под друга. Этот процесс развивается лавинообразно — все большее число льдин теряет устойчивость, пока в движение не придет все ледяное поле — начнется подвижка. В процессе подвижки вследствие подсовов, подныривания и торошения происходит увеличение толщины раздробленного ледяного поля у кромки ледяного покрова и повышение его устойчивости.

На участках рек со спокойным течением сила его влечения оказывается недостаточной для нарушения устойчивости поля льдин у кромки ледяного покрова, при котором $\sigma_m < \sigma_n$. Поэтому на таких участках кромка ледяного покрова с большой скоростью перемещается вверх по течению, а однослойное ледяное поле из сомкнутых льдин смерзается и начинается ледостав. На участ-

ках, где скорость течения оказывается больше критической, происходит торошение льда и скорость продвижения кромки ледяного покрова вверх по реке замедляется.

При определенных условиях на участках рек с повышенными уклонами и быстрым течением формируются зажорные скопления льда мощностью до 3—5 м. Зажоры стесняют живое сечение реки и вызывают значительный подъем уровня воды. В зоне подпора от зазора вследствие снижения скорости течения уменьшается его сила влечения льдин и прекращается торошение ледяного поля. Поэтому выше зазора скорость продвижения кромки ледяного покрова резко возрастает.

Чем больше уклон водной поверхности, тем большая мощность зажорного скопления требуется для создания подпора, достаточного для спокойного продвижения кромки ледяного покрова. Поэтому на порожистых местах перелома генерального профиля реки кромка продвигается очень медленно и формирование ледяного покрова задерживается на сравнительно длительное время. Иногда возникает такая ситуация, когда на быстротоке зажоробразование еще не закончилось, а выше по течению появляется новая ледяная перемычка, задерживающая ледоход, и от нее начинается продвижение новой кромки. Непосредственно выше зазора в этом случае в течение длительного времени сохраняется полынья, в которой происходит интенсивное образование шуги.

Частота и интенсивность подвижек у кромки ледяного покрова, а также начальная толщина последнего в значительной степени определяются погодными условиями в период замерзания. При морозах сомкнутые льдины быстро смерзаются, а в слабomорозную погоду и при потеплениях их смерзание происходит замедленно, что значительно ослабляет устойчивость поля из сомкнутых льдин. Существенное влияние на процесс замерзания оказывает и водность реки перед ледоставом, так как при высокой водности увеличивается скорость течения и ширина реки, определяющие напряжение в поле льдин у кромки.

Изменчивость гидрологических условий по длине реки приводит к большой пространственной неоднородности начальной толщины ледяного покрова, а изменчивость водности и метеорологических условий в период замерзания в отдельные годы обуславливает ее значительную вариацию в многолетнем разрезе.

Действительная начальная толщина ледяного покрова нам не известна, так как она всегда меньше, чем первая в сезоне измеренная толщина ледяного покрова, данные о которой публикуются в гидрологических ежегодниках. Наблюдатель по условиям техники безопасности может выйти на лед, чтобы измерить его толщину, только через некоторое время после установления ледостава. Поэтому по данным ежегодников можно лишь отчасти характеризовать начальную толщину ледяного покрова.

Начальная измеренная толщина ледяного покрова варьирует на реках в широких пределах. На участках со спокойным замерзанием она изменяется в многолетнем цикле от 0,1 до 0,2 м. Там,

где условия замерзания меняются в зависимости от многих природных факторов, начальная измеренная толщина ледяного покрова находится в пределах 0,1—0,4 м, а на участках, где всегда происходит торошение льдин, ее значение достигает 0,4—0,8 м. Еще большие значения начальной толщины ледяного покрова характерны для зажорных участков. В процессе нарастания ледяного покрова пространственная неоднородность начального распределения его толщины постепенно сглаживается вследствие более быстрого ее нарастания на участках с тонким льдом. При дальнейшем формировании ледяного покрова интенсивность его нарастания будет определяться уже другими факторами, поэтому распределение толщины ледяного покрова в конце зимы изменяется по сравнению с началом ледостава.

1.2. ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ НАРАСТАНИЯ ТОЛЩИНЫ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Нарастание толщины ледяного покрова в общем случае происходит при участии ряда процессов, сменяющих друг друга во времени. Основной из них — кристаллизация воды на нижней поверхности ледяного покрова под действием теплового потока, направленного из водной массы в атмосферу. Второй процесс наступает при перегрузке льда снегом, когда вода проникает на лед и распространяется по его поверхности, пропитывая нижний слой снега. Промерзание этого слоя приводит к увеличению толщины льда. В районах с суровыми климатическими условиями нарастание льда сверху происходит в результате развития наледных процессов, когда вода под напором изливается на поверхность ледяного покрова.

В связи с практической важностью разработкой методов расчета толщины ледяного покрова занимались многие исследователи. В общем случае нестационарного теплового режима задача определения теплового потока через снежно-ледяной покров очень сложна, а получаемые решения малоприменимы для практического использования. Точность же расчетов толщины льда определяется не степенью отображения уравнениями реального процесса, а правильным выбором значений исходных данных, которые, как правило, могут быть определены только приближенно. Поэтому при определении теплового потока в атмосферу используется схематизация реальных процессов, заключающаяся в допущении квазистационарности теплового режима в снежно-ледяном покрове.

При установившемся теплообмене нарастание толщины льда пропорционально разности тепловых потоков на его границах

$$dh/(dt) = (S - q)/(L\rho_n), \quad (1.3)$$

где S — теплоотдача в атмосферу с поверхности снежно-ледяного покрова, q — теплоприток к нижней поверхности льда из водной

массы, τ — время и L — скрытая теплота ледообразования, $\rho_{\text{л}}$ — плотность льда.

Вывод большинства формул для расчета толщины ледяного покрова опирается на два исходных дифференциальных уравнения, преобразованных из выражения (1.3):

$$\frac{dh}{d\tau} = \frac{-\lambda_{\text{л}} t_{\text{п}}}{L \rho_{\text{л}} h_{\text{э}}} - \frac{q}{L \rho_{\text{л}}}, \quad (1.4)$$

$$\frac{dh}{d\tau} = \frac{-t_{\text{э}}}{L \rho_{\text{л}} \left(\frac{h_{\text{э}}}{\lambda_{\text{л}}} - \frac{1}{c_{\text{п}}} \right)} - \frac{q}{L \rho_{\text{л}}}, \quad (1.5)$$

где $t_{\text{п}}$ — температура поверхности снежно-ледяного покрова, $t_{\text{э}}$ — эквивалентная температура, $\alpha_{\text{п}}$ — коэффициент теплопередачи, зависящий от теплоотдачи с поверхности снега, и $h_{\text{э}}$ — эквивалентная толщина ледяного покрова:

$$h_{\text{э}} = h + \frac{\lambda_{\text{с}}}{\lambda_{\text{л}}} h_{\text{с}} = h + K_{\text{с}} h_{\text{с}}, \quad (1.6)$$

где $\lambda_{\text{л}}$ и $\lambda_{\text{с}}$ — коэффициенты теплопроводности льда и снега и $h_{\text{с}}$ — высота снежного покрова на льду.

Многие исследователи, начиная с О. Дэвика [97] и К. И. Россинского [42], получили расчетные зависимости толщины льда на основе совместного решения уравнений (1.3) и (1.4). Для определения толщины льда на основе полученной зависимости Россинский построил специальную номограмму, в которой в качестве исходных данных используется температура воздуха и другие метеорологические элементы, а также теплоприток к нижней поверхности льда.

Уравнение (1.5) уже содержит параметры $t_{\text{э}}$ и $\alpha_{\text{п}}$, являющиеся функцией теплоотдачи с поверхности снега, что позволяет получить расчетные зависимости толщины льда непосредственным его интегрированием. Этот путь избрали А. Г. Колесников и С. В. Лутковский, получившие формулу, позволяющую проводить анализ процесса, но неудобную для практических расчетов.

Существует и третий путь, основанный на интегрировании уравнения (1.4), в котором значение $t_{\text{п}}$ заменяется произведением αt (α — отношение температуры поверхности снежно-ледяного покрова к температуре воздуха). При расчетах толщины льда значение α принимается постоянным. Обоснованность этого допущения будет рассмотрена ниже.

Интегрирование уравнения

$$\frac{dh}{d\tau} = \frac{-\lambda_{\text{л}} \alpha t}{L \rho_{\text{л}} h_{\text{э}}} - \frac{q}{L \rho_{\text{л}}} \quad (1.7)$$

приводит к следующему выражению:

$$\left(\frac{\lambda_{\text{л}} \alpha t}{q} - K_{\text{с}} h_{\text{с}} - h \right) \exp \frac{q \left(h - h_0 - \frac{q \tau}{L \rho_{\text{л}}} \right)}{\lambda_{\text{л}} \alpha t} = \frac{\lambda_{\text{л}} \alpha t}{q} - K_{\text{с}} h_{\text{с}} - h_0$$

(обычно зависимости этого типа приводятся в логарифмической форме). Отношение $\lambda_{\text{л}} \alpha t / q$ представляет предельную эквивалентную толщину льда, которая установилась бы через бесконечный промежуток времени при постоянных значениях t и q ,

$$\frac{\lambda_{\text{л}} \alpha t}{q} = K_c h_c, \quad \text{т. е. просто предельную толщину льда } h_{\text{п}}.$$
 Отно-

шение $q\tau / L\rho_{\text{л}}$ является слоем стаивания q' за время τ . Произведя соответствующие подстановки, получаем простое уравнение, отражающее процесс нарастания ледяного покрова при наличии теплопритока из воды,

$$(h_{\text{п}} - h) \exp \frac{h - h_0 - q'}{h_{\text{п}}} = h_{\text{п}} - h_0. \quad (1.8)$$

Интегрирование выражения (1.7) при $q = 0$ приводит к известной квадратической формуле

$$h = \sqrt{(h_0 + K_c h_0)^2 - \frac{2\lambda_{\text{л}} \alpha \sum_{\tau} -t}{L\rho_{\text{л}}}} - K_c h_c. \quad (1.9)$$

Структура (1.8) и (1.9) обусловлена принципиальным различием процессов нарастания льда при отсутствии и наличии притока тепла к нижней поверхности ледяного покрова из водной массы. В первом случае толщина льда имеет предел, зависящий от высоты снега на льду, температуры воздуха и теплопритока снизу. Во втором случае приращение толщины льда, постепенно затухая, продолжается до тех пор, пока сохраняется отрицательная температура воздуха и предела не имеет.

1.3. ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ТОЛЩИНУ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Толщина ледяного покрова в конце зимы зависит от температуры воздуха за период с отрицательными температурами и его продолжительности, от высоты и теплопроводности снежного покрова, а также теплопритока из водной массы. Поскольку теплопроводность снега, определяющаяся его плотностью, связана с высотой снежного покрова, целесообразно оперировать с приведенной к толщине ледяного покрова высотой снежного покрова — тепловым эквивалентом $K_c h_c$, где $K_c = \lambda_{\text{л}} / \lambda_{\text{с}}$.

Приращение толщины ледяного покрова в зависимости от перечисленных характеристик выражается формулами частных производных по этим аргументам (с приращениями вместо дифференциалов). Из формулы (1.9) имеем по температуре воздуха

$$\Delta h_{(t\tau)} = \frac{\lambda_{\text{л}} t \tau}{L\rho_{\text{л}} h h_{\text{п}}} \Delta(t\tau), \quad (1.10)$$

а по приведенной высоте снежного покрова

$$\Delta \bar{h}_{(K_c h_c)} = \frac{K_c h_c}{h_3} \Delta (\widetilde{K_c h_c}). \quad (1.11)$$

Волнистая черта сверху обозначает относительную величину.

Поскольку связь между толщиной ледяного покрова и данными факторами не выражается в явном виде, численные значения пределов частных производных получим подстановкой в формулы (1.10) и (1.11) возможных значений входящих в них параметров:

$$\Delta \bar{h}_{(t_T)} \approx 0,6 \Delta (t \Delta),$$

$$\Delta \bar{h}_{(K_c h_c)} \approx (0,4 - 0,8) \Delta (\widetilde{K_c h_c}).$$

Сравним роль приведенной высоты снежного покрова и суммы отрицательных температур воздуха как основных факторов, определяющих толщину ледяного покрова. Они приблизительно одинаково влияют на изменение этой величины (при малой высоте снежного покрова превалирует температура воздуха, а при большой — приведенная высота снежного покрова). Но в целом первенство и определяющее значение остается за высотой снежного покрова ввиду ее значительной пространственной и временной изменчивости. Если, например, по бассейну р. Лены суммы отрицательных температур за зиму увеличиваются с юга на север приблизительно на 50—70 %, то средняя многолетняя приведенная высота снежного покрова на льду р. Лены в различных пунктах находится в пределах 100—500 см, что соответствует толщине слоя снега 7—35 см. И в многолетнем разрезе изменчивость высоты снежного покрова также значительно выше, чем сумм отрицательных температур воздуха. Поэтому как по отдельным пунктам, так и региону в целом максимальная за зиму толщина ледяного покрова лучше коррелируется с высотой снежного покрова, чем с суммой отрицательных температур воздуха.

Теплоприток к нижней поверхности ледяного покрова из водной массы на реках в общем случае включает три составляющие: q_d — тепловой поток от грунта дна, накопившего запас тепла в безледоставный период, q_T — тепловой поток за счет превращения кинетической энергии движущейся воды в тепловую и $q_{гв}$ — тепловой поток, приносимый грунтовыми водами. Последняя составляющая распределяется крайне неравномерно по длине реки и учитывается на основе специальных наблюдений.

Средний за зиму теплоприток от дна на реках европейской части СССР в средних широтах составляет 5,0 Вт/м² [0,1 ткал/(м²·сут)], а в районах с суровыми климатическими условиями в 1,5—2 раза меньше. Теплоприток за счет превращения кинетической энергии в тепловую (преодоления сил трения) на единицу площади поверхности выражается формулами (соответственно Вт/м² и ткал/(м²·сут)) :

$$q_T = g \rho v H I \quad \text{и} \quad q_T = 86 400 v^3 / 427 C^2,$$

где v — средняя скорость течения на вертикали, H — глубина, I — уклон водной поверхности и C — коэффициент Шези. По длине реки значение q_{τ} варьирует в большей степени, чем значение q_{λ} , и на плёсах равнинных рек находится в пределах 0,5—1,0 Вт/м², а на перекатах — 2—3 Вт/м².

Влияние теплопритока за счет скорости течения на толщину ледяного покрова проиллюстрируем численным примером, соответствующим по условию мелководному водохранилищу ($v = 0$), а также плёсу ($v = 0,4$ м/с) и перекату ($v = 0,8$ м/с) равнинной реки. Теплоприток от дна принимаем равным 5 Вт/м² [0,1 ккал/(м²·сут)], суммарный же теплоприток к нижней поверхности ледяного покрова на выбранных трех участках будет равен соответственно 5,0, 5,6 и 6,6 Вт/м². Этим значениям соответствует слой стаивания за месяц, равный соответственно 4,0, 4,6 и 5,5 см.

Расчет выполнялся для типичных условий умеренной зимы со сравнительно небольшой высотой снежного покрова, при которой исключается образование снежного льда. Режимы температуры воздуха и изменения высоты снежного покрова в течение зимы схематизированы, а начальная толщина ледяного покрова принята равной 10 см. Вычисление производилось по месячным интервалам по формуле (при $\alpha = 1$)

$$h = -Kch_c + \sqrt{(Kch_c + h_0)^2 - 2\lambda_d \alpha t \tau / (L\rho_n)} - q / (L\rho_n),$$

погрешность которой за счет дискретизации процесса при столь незначительных значениях q не превышает 2%. Одновременно была вычислена толщина ледяного покрова и для нетипичных условий отсутствия снега на льду (табл. 1.1).

Таблица 1.1

Влияние теплопритока на толщину ледяного покрова

Дата	h_c см	$i^{\circ}C$	Толщина льда, см		
			$v=0$	$v=0,4$ м/с	$v=0,8$ м/с
1,12			10,0	10,0	10,0
1,01	50	—5	19,5	18,9	18,0
1,02	100	—10	29,5	28,6	26,9
1,03	100	—10	38,9	37,5	35,0
31,03	150	—5	39,7	37,7	34,3
1,12			10,0	10,0	10,0
1,01	0	—5	39,5	38,9	38,0
1,02	0	—10	67,8	66,9	65,7
1,03	0	—10	86,5	85,2	83,5
31,03	0	—5	92,3	90,5	88,3

Полученные данные свидетельствуют о сравнительно небольшом влиянии скоростей течения, характерных для равнинных рек, на толщину ледяного покрова. Между тем среди гидрологов

бытует представление, что скорость течения существенно уменьшает толщину ледяного покрова. Это мнение базируется, с одной стороны, на выкладках К. И. Россинского [42], а с другой — на некоторых натуральных данных. Рассмотрим его состоятельность.

При достижении толщиной ледяного покрова предельного значения, когда $dh/dt = 0$, устанавливается равенство тепловых потоков из водной массы к нижней поверхности льда и через снежно-ледяной покров в атмосферу, т. е. $\lambda_{\text{л}}at/h_{\text{э}} = q$. Из этого выражения Россинский выводит соотношение между толщиной ледяного покрова на участках с различными скоростями течения

$$h'/h'' = (q_{\text{д}} + q_{\text{т}}'')/(q_{\text{д}} + q_{\text{т}}') \quad (1.12)$$

Для случая прогноза увеличения толщины ледяного покрова на водохранилище $h_{\text{в}}$ сравнительно с толщиной ледяного покрова в речных условиях $h_{\text{р}}$ выражение (1.12) трансформируется в формулы

$$h_{\text{в}}/h_0 = 1 + g\sigma v H I / q_{\text{д}} = 1 + 86\,400\sigma^3 / 427C^2 q_{\text{д}} \quad (1.13)$$

Россинский приводит пример, иллюстрирующий влияние скорости течения на толщину льда, для следующих условий: $v = 0,4$ м/с, $q_{\text{д}} = 0,1$ ткал/(м²·сут) (Вт/м²) и $C = 30$. Подставив принятые данные в формулу (1.13), он получает приращение толщины ледяного покрова на водохранилище сравнительно с «бытовыми речными условиями», равное 15 %.

При наличии же снега на льду, что, конечно, более типично, необходимо рассматривать соотношение между эквивалентными толщинами ледяного покрова

$$(h_{\text{в}} + K_{\text{с}}h_{\text{с}})/(h_{\text{р}} + K_{\text{с}}h_{\text{с}}).$$

При этом оказывается, что для определения относительного приращения толщины ледяного покрова необходимо задаваться толщиной ледяного покрова в «бытовых речных условиях». Дополнив принятые данные следующими значениями: $K_{\text{с}}h_{\text{с}} = 100$ см и $h_{\text{р}} = 50$ см, получаем, что толщина ледяного покрова на водохранилище должна увеличиться на 45 % сравнительно с «бытовыми речными условиями».

Сравнивая результаты расчета по методике Россинского с результатами непосредственных расчетов толщины ледяного покрова, приведенными в табл. 1.1, убеждаемся в том, что они оказываются существенно завышенными. В действительности же относительное приращение толщины ледяного покрова на водохранилище при отсутствии снежного покрова составляет 2 %, а при сравнительно небольшой его высоте — 5 %. Таким образом, расчетная методика Россинского завышает эффект влияния скорости течения на толщину ледяного покрова в 7—9 раз! Между тем она широко применяется в практике ледотермических расчетов, а сама формула и пример Россинского приводятся в учебниках по гидрологии и гидродинамике [50, 80].

В чем же причина столь значительной погрешности результата расчета по формуле (1.13)? Этот вопрос закономерен, так как фундаментальность исходных уравнений не вызывает сомнений. Дело же оказывается в том, что предложенный Россинским способ расчета относительного увеличения толщины ледяного покрова в зависимости от скорости течения содержит методологическую ошибку, так как при стационарных метеорологических условиях состояние теплового равновесия наступить не может. При наличии же теплопритока к нижней поверхности ледяного покрова процесс нарастания льда отражается уравнением (1.8), по которому предельная толщина ледяного покрова при постоянных значениях t и q достигается только в бесконечности. Если же ограничиться 90 %-ным значением предельной толщины ледяного покрова, то для его достижения, как показывают расчеты, потребуется несколько тысяч дней! Конечно, состояние равновесия может наступить на какой-то непродолжительный момент и при потеплении или в результате приращения высоты снежного покрова на льду во время снегопада, но при этом соотношение (1.12) на участках рек с разной скоростью течения, разумеется, не будет выдерживаться.

Если ввести такое понятие как «условный возраст» льда, представляющий отношение толщины льда на какой-то момент времени к предельной его толщине, то имеющий одинаковую продолжительность существования ледяной покров на двух участках с различным теплопритоком к нижней поверхности будет иметь разный «условный возраст». Поэтому уравнения типа (1.12), отражающие соотношение между толщинами ледяного покрова в состоянии теплового равновесия, нельзя применять для расчета толщины реальных ледяных покровов.

Натурные данные, о которых упоминалось выше, свидетельствующие о значительном влиянии скорости течения на толщину ледяного покрова, включают следующие явления. На некоторых перекатах, особенно в районе их верхней границы, наблюдается уменьшение толщины ледяного покрова. Такая же закономерность проявляется и на крутых излучинах, на которых у внешнего берега часто сохраняется полынья. Однако эти явления только косвенно связаны со скоростью течения реки.

В пределах плёсовых участков с большими глубинами и пониженными скоростями течения придонные слои воды вследствие уменьшения турбулентного перемешивания приобретают некоторый запас тепла за счет его притока от дна, выражающийся в повышении температуры воды до нескольких сотых градуса. В начале мелководной зоны, где резко увеличивается турбулентное перемешивание, накопленное тепло растрачивается на стаивание ледяного покрова. По этой же причине поддерживаются полынья на закруглениях у внешнего берега, где к поверхности выходят глубинные воды.

Следует также остановиться на причинах существования полыней на участках быстрого течения и порогов, что иногда объясня-

стся теплом, выделяющимся при превращении кинетической энергии потока в тепловую [50]. Это ошибочное положение несложно опровергнуть простым численным примером. Условие, при котором ледяной покров не может сформироваться вследствие притока тепла из водной массы, выражается неравенством $S_b < g\rho v H I$, где S_b — теплоотдача с водной поверхности. Возьмем условия, соответствующие сравнительно мягкой зиме, с теплоотдачей порядка 250 Вт/м^2 . И в этом случае условие, исключающее возможность ледообразования, не может быть выполнено на участке реки с гидравлическими характеристиками, соответствующими бурному порогу, т. е. $I = 2 \text{ ‰}$, $H = 2 \text{ м}$ и $v = 4 \text{ м/с}$. О том, что на порогах и бурных участках горных рек тепловой поток за счет диссипации кинетической энергии не превышает теплоотдачу с водной поверхности, свидетельствует широко известный факт образования внутриводного льда-шуги на таких участках.

По нашему мнению, пространства открытой воды на быстротоках и порожистых участках рек поддерживаются в основном в результате механического воздействия потока на кромку ледяного покрова. Быстрое течение не дает остановиться у кромки скоплениям шуги, которые уносятся под лед и откладываются значительно ниже по течению. Тонкая же корка льда, растущая от кромки ледяного покрова, постоянно обламывается потоком воды.

1.4. ОБРАЗОВАНИЕ СНЕЖНОГО ЛЬДА И СООТНОШЕНИЕ ВЫСОТЫ СНЕЖНОГО И ТОЛЩИНЫ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВОВ

В районах с умеренными климатическими условиями широко распространено образование снежного льда в результате промерзания воды, выступившей на поверхность снежно-ледяного покрова и пропитавшей нижний слой снега. Перегрузка ледяного покрова снегом, при которой возникает необходимое условие для выхода воды на его поверхность, наступает при

$$h_c/h > (\rho - \rho_n)/\rho_c, \quad (1.14)$$

где ρ , ρ_c и ρ_n — соответственно плотность воды, снега и льда. Плавучесть льда крайне мала, и перегрузка при характерной плотности снега наступает при $h_c/h \approx 0,4$. Реализуется же излив воды на поверхность льда при наличии в нем трещин или других отверстий. После растекания воды по поверхности льда нагрузка на ледяной покров приходит в соответствие с его грузоподъемностью, а после промерзания слоя снега, пропитанного водой, ледяной покров приобретает некоторый запас плавучести.

В процессе образования снежного льда на поверхности ледяного покрова в толще снега появляется прослойка воды и температурный градиент в нем становится равным нулю. И пока эта прослойка полностью не промерзнет, идет стаивание льда снизу за счет тепла, поступающего от дна водоема и выделяющегося

при движении воды. Но в целом в этот период преобладает увеличение толщины ледяного покрова вследствие промерзания снежного льда. Причем интенсивность приращения ледяного покрова после излива воды на его поверхность резко возрастает, так как теплоизолирующий слой над прослойкой воды сокращается за счет исключения толщины льда и части слоя снега.

Процесс образования снежного льда — явление широко распространенное на реках европейской части СССР и Западной Сибири. Доля снежного льда в общей толщине ледяного покрова водоемов этих регионов иногда достигает 40 %. Допуская, что значение ρ_c варьирует не в широких пределах, К. И. Россинский обосновал закономерность пропорциональности толщины ледяного и высоты снежного покровов [42], придавая ей всеобщий характер: «... толщина снега в общих чертах следует в своих колебаниях за толщиной льда. Утоньшение ледяного покрова сопровождается уменьшением толщины лежащего на нем снега. Тенденция к установлению соответствия между толщинами льда и снега проявляется и в случаях утолщения ледяного покрова.» Россинский при этом основывался на убеждении, что в ледяном покрове всегда есть трещины, через которые вода проникает на поверхность льда при его перегрузке, этого же мнения придерживается и А. А. Пивоваров [54], который утверждал, что сама перегрузка ледяного покрова снегом приводит «... к появлению трещин в ледяном покрове, отрыву его от берегов и выходу воды на поверхность льда.»

В действительности трещины возникают не везде и не всегда, а снежный покров даже большой мощности и при неравномерном распределении не создает в ледяном покрове напряжений достаточных для его разрушения. Давление снега на поверхность льда уравнивается реакцией водной массы, так как при отсутствии трещин ледяной покров не может погрузиться в воду, которая оказывается под избыточным давлением. В. В. Пиотрович [59], основываясь на материалах наблюдений на Клязминском водохранилище, утверждал, что снежный лед редко покрывает 100 % площади водоемов.

Материалы сетевых наблюдений не дают ответа на вопрос о степени распространения и повторяемости рассматриваемого явления. Данные наблюдений за толщиной ледяного покрова, публикуемые в гидрологических ежегодниках, не всегда позволяют выделить приращения толщины льда за счет промерзания излившейся на его поверхность воды. Кроме того, следует учитывать, что наблюдатели по возможности избегают мест, где под снегом разлилась вода, а в некоторых случаях это явление провоцируется бурением скважин для измерения толщины ледяного покрова.

По материалам аэроледомерной радиолокационной съемки толщины ледяного покрова рек, озер и водохранилищ в различных районах СССР, а также инструментальных наблюдений, которые производились в процессе этих съемок, вырисовывается следующая общая картина распространения снежного льда.

На крупных озерах и водохранилищах, где формируется густая сеть трещин термического и динамического происхождения, за исключением такого уникального озера, как Байкал и озер полярной зоны, снежный лед распространен повсеместно и его образование отличается большой повторяемостью. Об этом свидетельствует значительно меньшая высота снежного покрова на льду сравнительно с прилегающими участками суши. В частности, снежный лед широко распространен на Братском и Усть-Илимском водохранилищах, что объясняется наличием условий для возникновения трещин в начальной стадии ледостава.

На Ладожском озере образование снежного льда отмечалось в заливах, где ледяной покров устанавливается значительно раньше, чем в центральной акватории, и где высота снежного покрова бывает достаточной для возникновения перегрузки. На Онежском озере снежный лед образуется не ежегодно и не повсеместно. Причем большое различие в данных о высоте снежного покрова на льду и суше не всегда свидетельствует о наличии снежного льда.

Совсем другая картина наблюдалась на мелких и средних озерах Карелии. В частности, на Водлозере в конце февраля высота снежного покрова составляла 40—60 см при толщине ледяного покрова около 50 см, что свидетельствует об отсутствии на нем трещинообразования в течение зимы. Толстый снежный покров предохраняет лед от температурных деформаций, а ветровые нагрузки на таких озерах оказываются недостаточными для разрушения ледяного покрова. Появление воды на поверхности льда под снегом на озерах Карелии и Кольского полуострова впервые отмечается обычно только в начале весны. На мелких озерах Северо-Запада образование снежного льда характерно для неустойчивых зим с глубокими и продолжительными оттепелями. Поэтому при обильных снегопадах высота снега на льду часто бывает меньше, чем в морозные зимы с незначительными или умеренными снежными осадками. На таких крупных озерах, как Белое, Чудское и Псковское, снежный лед формируется также не ежегодно, о чем свидетельствуют материалы аэроледомерных съемок. По данным радиолокационного измерения, высота снежного покрова на льду этих озер в конце зимы 1980 г. составляла 30—35 см при толщине ледяного покрова более 50 см.

В районах с суровыми климатическими условиями ледяной покров на реках нарастает практически всецело за счет намерзания снизу, исключая случаи образования речных наледей. В Восточной Сибири приращение мощности ледяного покрова опережает накопление снега, и поэтому соотношение их значений, как правило, не достигает значения равновесия. А в тех редких случаях, когда вследствие обильных снегопадов лед оказывается перегруженным, процесс растекания воды и ее промерзание под глубоким снегом при низких температурах воздуха протекает настолько замедленно, что не успевает обычно завершиться до конца зимы.

Изучением образования снежного льда и его распространением на водных объектах занимались И. В. Молчанов и Б. Д. Зайков [49], а в 60-е—70-е годы В. В. Пиотрович [56, 57, 58] и А. Г. Дерюгин [23, 24].

Толщина снежного льда определяется высотой слоя затопления снега. Соответствующие формулы получены Пиотровичем и Дерюгиным. Они выведены из условия равновесия снежно-ледяного покрова при свободном поступлении воды на лед. Для случая полного капиллярного поднятия (капиллярная кайма не достигает поверхности снега) приведем формулу Пиотровича

$$h_3 = \frac{\rho_c h_c + h_k (\rho_k - \rho'_k) - 0,09h}{1,09\rho_c}, \quad (1.15)$$

а для случая ограниченного капиллярного поднятия (капиллярная кайма достигает поверхности снега) — формулу Дерюгина

$$h_3 = \frac{\rho_c h_c - (\rho - \rho_n) h + d_k h_k}{\rho_c (2 - \rho_n) + d_k + A}, \quad (1.16)$$

где h_3 — слой затопления, ρ_k — плотность снега в капиллярной кайме, ρ'_k — общая плотность этого слоя, d_k — содержание воды в капиллярной кайме ($d_k = 0,44$), h_k — высота капиллярной каймы и A — содержание воздуха в затопленном снеге ($A = 0,03$). Оседание снега в процессе затопления Дерюгин предлагает учитывать коэффициентом усадки, среднее значение которого, по экспериментальным данным, равно 0,7.

Процесс образования снежного льда включает три стадии: перегрузка ледяного покрова снегом в результате снегопадов, излив воды и растекание ее по поверхности льда и, наконец, ее промерзание. Нередки и такие случаи, когда образование трещин предшествует перегрузке.

В теплые и умеренно теплые зимы промерзание слоя воды на поверхности льда часто не завершается до конца. Выпадение значительных снежных осадков приводит к повторной перегрузке ледяного покрова и к новому изливу воды, которая теперь растекается уже по поверхности полностью не промерзшего снежного льда. В отдельные годы ледяной покров может включать две-три прослойки воды, иногда полностью не промерзающие до весны.

Если такие вопросы, как толщина снежного льда при полном затоплении ледяного покрова, количественно решаются сравнительно просто, то определение скорости растекания воды под снегом и условия образования трещин во льду в настоящее время еще далеки от решения. Скорость растекания воды под снегом зависит от таких факторов, как ширина трещины, глубины затопления ледяного покрова, структуры снега и температуры воздуха. От трещины вода растекается фронтом, а от лунок — в радиальном направлении. Поскольку при растежении воды из лунки по мере удаления от нее длина окружности растекания увеличивается, расход воды на единицу длины фронта растекания сни-

жается, что обуславливает небольшие расстояния распространения воды под снегом из лунок. По экспериментальным данным, во время оттепелей скорость растекания воды в десятки раз больше, чем в морозные периоды. В зимы с глубокими оттепелями снежный лед, как правило, формируется на всей площади водоемов. Для суровых зим без оттепелей характерно неравномерное распределение снежного льда по площади, что приводит к значительной неоднородности толщины ледяного покрова.

По исследованиям В. Я. Аминева [6], основанным на сопоставлении данных снеголедомерных съемок на реках и снегомерных съемок на прилегающих к участку реки территориях, толщина снежного льда достаточно тесно коррелируется с разностью высоты снежного покрова на суше и на льду ($r = 0,9$)

$$h_{сл} = 0,62\Delta h_c.$$

При выведении зависимости был использован достаточно обширный исходный материал, включающий данные о реках, озерах и водохранилищах — всего по 25 объектам, 66 пунктам. Однако использование полученного соотношения для практических расчетов встречает большие трудности, так как для этого необходимы данные о высоте снежного покрова на льду и на суше. Оно представляет интерес в исследовательском плане при изучении распространения снежного льда, хотя и здесь его применять следует с известной осторожностью. В частности, на Ладожском, а также Онежском озерах высота снежного покрова на льду, как правило, значительно меньше, чем на прилегающей территории, и при отсутствии каких-либо следов снежного льда.

В целом снежный лед существенно сглаживает многолетние колебания максимальной за зиму толщины льда, увеличивая минимальное значение этой характеристики. Так толщина ледяного покрова в средней полосе европейской части СССР в конце умеренно теплой зимы составляет 50—60 см, а при отсутствии образования снежного льда ее значение в такую зиму находилось бы в пределах 25—35 см. Снежный лед повышает интенсивность приращенния толщины ледяного покрова за счет промерзания слоя воды на его поверхности и повышения интенсивности ее замерзания снизу вследствие уменьшения высоты теплоизолирующего слоя снега.

На участках с интенсивным теплопритоком из водной массы порядка 20 Вт/м² и выше благодаря явлению снежного льда процесс формирования ледяного покрова в течение зимы отличается специфическими особенностями. В этих условиях каждый снегопад приводит к интенсивному стаиванию льда снизу, так как тепловой поток в атмосферу вследствие увеличения теплоизолирующего слоя снега становится меньше теплопритока из водной массы. Стаивание же ледяного покрова увеличивает его перегрузку, ускоряя излив воды и ее растекание по поверхности льда под снегом. Во время образования снежного льда пока происходит промерзание слоя снега, пропитанного водой, несмотря на

станвание снизу, толщина ледяного покрова увеличивается, так как интенсивность этого промерзания превосходит интенсивность стаивания. После завершения промерзания снежного льда может иметь место нарастание льда или его стаивание в зависимости от соотношения тепловых потоков, т. е. значений $S_{из}$, $S_{к}$ и q .

Циклы нарастания и уменьшения толщины ледяного покрова в течение зимы неоднократно повторяются, следуя за ходом снежных осадков, в результате чего толщина ледяного покрова в течение всего периода ледостава существенно не увеличивается, обуславливая высокую повторяемость образования снежного льда на участках с интенсивным теплопритоком даже в районах с суровыми климатическими условиями.

При выполнении радиолокационной аэроледомерной съемки во всех значительных сужениях Усть-Илимского водохранилища были зарегистрированы участки с пониженной толщиной ледяного покрова. При десантных обследованиях таких участков были выполнены непосредственные измерения толщины льда и описание его структуры. Оказалось, что весь слой льда под тонким снегом состоял исключительно из снежного льда. Признаков кристаллического льда не было обнаружено ни в одной лунке. Толщина ледяного покрова на площадке размерами 10×10 м варьировала от 12 до 35 см. В сужениях Усть-Илимского водохранилища толщина ледяного покрова оказалась в среднем в два раза меньше, чем на расширенных участках. Эти закономерные изменения толщины ледяного покрова по акватории водохранилища объясняются значительным увеличением теплопритока к нижней поверхности ледяного покрова из водной массы под влиянием турбулентного обмена на участках с повышенными скоростями течения. При средней температуре воды водохранилища, равной 2°C , сбрасываемой Усть-Илимской ГЭС, теплоприток из водной массы в сужениях по ориентировочным расчетам составляет $50\text{--}100 \text{ Вт/м}^2$.

Анализ процесса формирования ледяного покрова на узких участках Усть-Илимского водохранилища производился на основе численного моделирования образования снежного льда в условиях интенсивного теплопритока из водной массы. Было задано несколько значений теплопритока в диапазоне от 25 до 100 Вт/м^2 , для которых по данным метеостанции г. Братска о температуре воздуха и осадках были рассчитаны хронологические графики толщины ледяного покрова за малоснежную и многоснежную зимы.

Расчет велся последовательно следующим образом. Продолжительность первого расчетного периода устанавливалась до момента перегрузки ледяного покрова снегом. Высота снежного покрова на льду определялась по слою осадков на метеостанции из расчета средней плотности снега. Толщина льда в конце первого периода вычислялась по уравнению (1.8) из условия наличия интенсивного теплопритока снизу. После наступления перегрузки ледяного покрова снегом слой затопления последнего вычислялся

по формулам (1.5) и (1.16). Далее вычислялось время его промерзания и слой стаивания за этот период. Затем выделялся новый период, когда не происходило образования снежного льда — до момента второй перегрузки ледяного покрова снегом. Далее расчетный цикл повторялся неоднократно до наступления теплого периода.

Численное моделирование процесса показало, что при больших значениях q наличие даже тонкого слоя снега влечет за собой уменьшение толщины ледяного покрова за счет стаивания снизу. После растекания воды под снегом промерзание снега, пропитанного водой, происходит быстрее, чем стаивание льда снизу, и поэтому толщина ледяного покрова в этот период в целом увеличивается. Если весь снег окажется пропитанным водой, то приращение толщины ледяного покрова будет продолжаться и после промерзания снега, хотя и не с такой интенсивностью. При неполном же затоплении снега приращение толщины ледяного покрова после завершения промерзания воды, как правило, сменяется преобладанием стаивания. Пульсирующий процесс изменения толщины ледяного покрова в течение зимы на участках с интенсивным теплопритоком иллюстрируется хронологическими графиками толщины льда, полученными расчетным путем, для двух значений теплопритока в малоснежную и многоснежную зимы (рис. 1.1 и 1.2).

Вследствие неоднократного чередования циклов нарастания и стаивания льда на участках, где имеется достаточно большой теплоприток из водной массы, толщина ледяного покрова после завершения непродолжительного начального периода его развития колеблется около среднего значения, которое назовем характерной толщиной ледяного покрова (табл. 1.2). Необходимость

Таблица 1.2

Характерная толщина ледяного покрова в малоснежную (1) и многоснежную зимы (2)

q_1 Вт/м ²	Характерная толщина льда, см		q_1 Вт/м ²	Характерная толщина льда, см	
	1	2		1	2
0	79	65	75	18	19
25	44	38	100	17	17
50	24	23			

этого нового понятия обусловлена тем, что на участках интенсивного теплопритока максимальная за зиму толщина ледяного покрова, данные о которой обычно используются при анализе процессов ледостава, теряет всякий смысл.

Обратная зависимость толщины ледяного покрова от теплопритока отличается большой нелинейностью, выражающейся в том, что с увеличением теплопритока снижение толщины ледя-

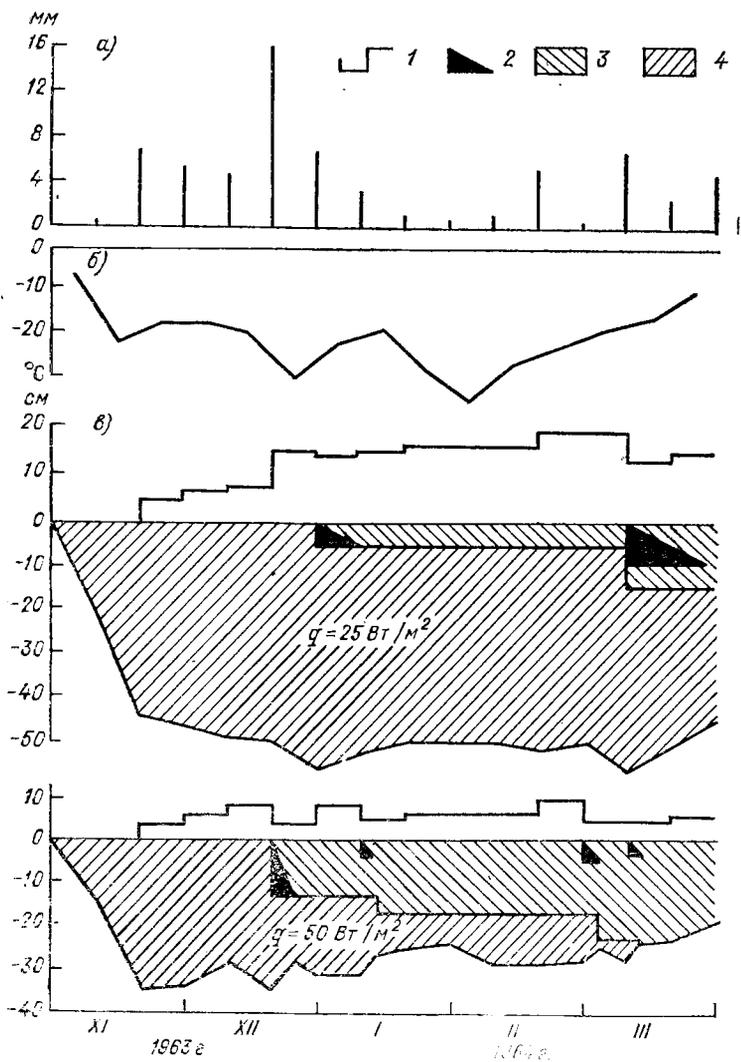


Рис. 1.1. Формирование ледяного покрова при теплопритоке снизу 25 и $50 \text{ Вт}/\text{м}^2$ в малоснежную зиму.

а — осадки, б — температура, в — теплоприток. 1 — снежный покров, 2 — вода, 3 — снежный лед, 4 — кристаллический лед.

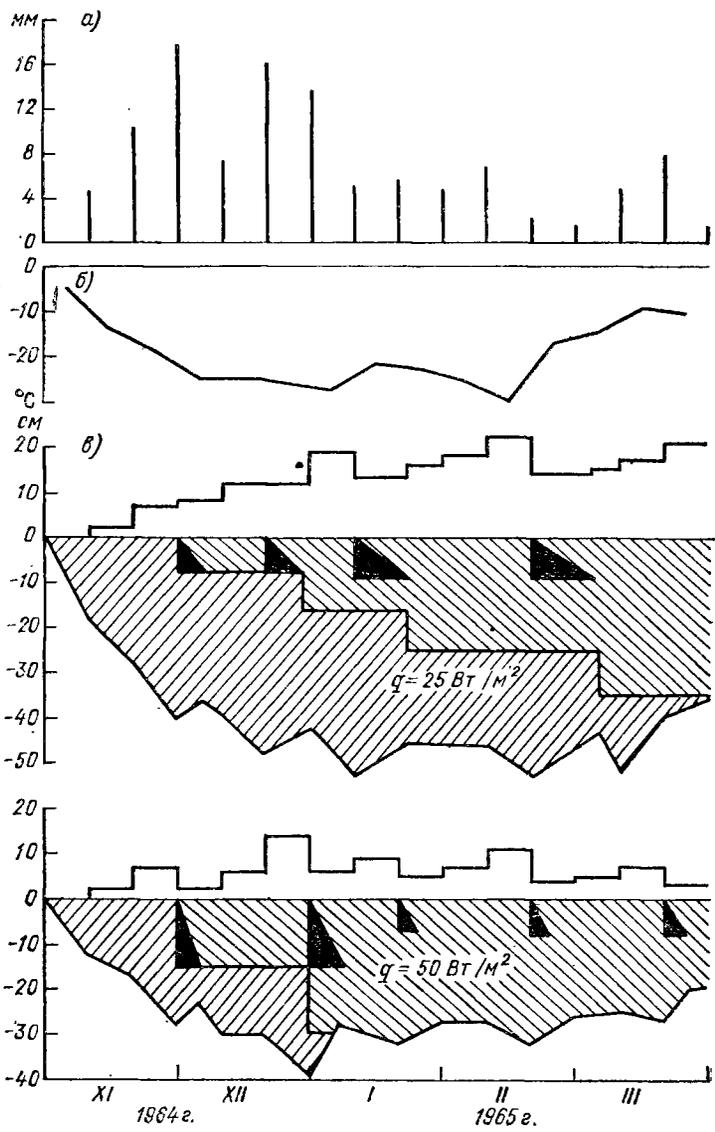


Рис. 1.2. Формирование ледяного покрова при теплопритоке снизу 25 и 50 Вт/м² в многоснежную зиму.

Усл. обозначения см. на рис. 1.1.

ного покрова заметно убывает. Так, при $q = 25 \text{ Вт/м}^2$ уменьшение характерной толщины ледяного покрова при увеличении теплового потока на 1 Вт/м^2 составляет 1 см, а при $q = 80 \text{ Вт/м}^2$ оно в десять раз меньше.

При небольших значениях q толщина ледяного покрова оказывается меньше в годы с обильными снежными осадками, при

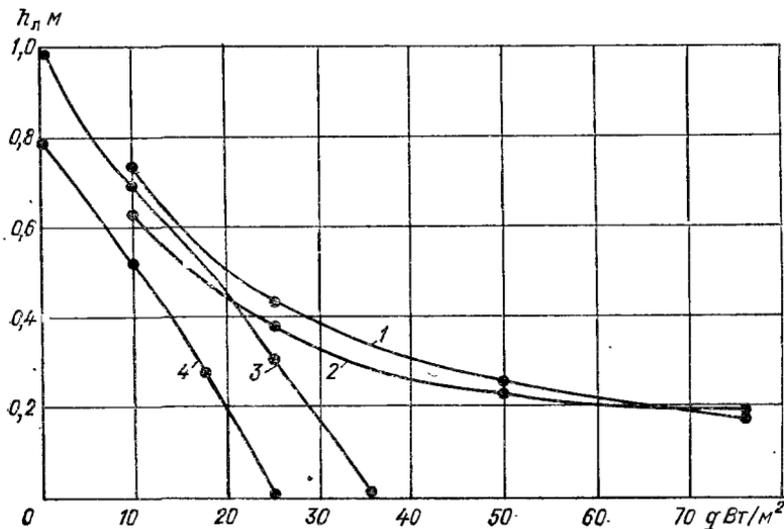


Рис. 1.3. Толщина льда в конце зимы в зависимости от теплопотока снизу с учетом (1), (2) и без учета образования снежного льда (3), (4) в малоснежную (2), (4) и многоснежную (1), (3) зимы.

$q = 50 \text{ Вт/м}^2$, наоборот, — в малоснежные зимы. С увеличением теплопотока влияние таких факторов, как температура воздуха и снежные осадки, на толщину ледяного покрова уменьшается. Влияние же самого процесса образования снежного льда на толщину ледяного покрова характеризуется графиками рис. 1.3, на котором представлены зависимости толщины ледяного покрова от теплопотока при образовании снежного льда и при отсутствии этого явления.

2. РАСЧЕТЫ ТОЛЩИНЫ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

2.1. ОБЗОР МЕТОДОВ РАСЧЕТА

К настоящему времени предложено большое количество формул для расчета толщины ледяного покрова пресноводных водоемов, включая чисто эмпирические, основанные на ее зависимости от суммы отрицательных температур воздуха [16, 31] и полученные теоретическим путем. Большинство из них выведено интегрированием исходных дифференциальных уравнений (1.3), (1.4) и (1.5).

Расчетные формулы, полученные таким образом, имеют либо логарифмическую, либо квадратическую форму. Логарифмические формулы (К. И. Россинский [42], И. М. Коновалов [32]) в настоящее время практически не применяются, потому что даже при паличии теплопритока к нижней поверхности льда, который наиболее точно учитывается логарифмическими и экспоненциальными формулами, расчетные периоды не могут быть продолжительными из-за требуемого условия квазистационарности процесса. При любом способе расчета необходимо, чтобы в течение расчетного периода высота снежного покрова на льду существенно не менялась, из-за чего границы этих периодов следует намечать по датам снегопадов. В этих условиях в связи со сравнительно небольшой продолжительностью расчетных периодов достаточную точность расчетов обеспечивает определение толщины льда по разности между результатом расчета по квадратической формуле и слоем стаявания за этот период, продолжительность которого назначается от нескольких дней до месяца в зависимости от значения q и изменения высоты снежного покрова.

В качестве примера квадратической формулы для расчета толщины ледяного покрова, учитывающей основные элементы теплового баланса, приведем формулу А. П. Браславского [14]

$$h = \sqrt{\left(h_0 + \frac{\lambda_{\text{л}}}{a} - K_c h_c\right)^2 - \frac{2\lambda_{\text{л}}(A_0 - A_{\text{л}})\tau}{aL_{\text{фл}}} - \left(\frac{\lambda_{\text{л}}}{a} - K_c h_c\right)},$$

где

$$\begin{aligned} A_0 &= 6,1a + 634, & A_{\text{л}} &= S_p + S_0 + a_1 e + a_2 t, \\ a_1 &= 12,2(1 + 0,68W), & a_2 &= 7,0(1 + 0,68W), \\ a &= (a_1 e_{\text{п}} + a_2 t_{\text{п}} + 0,99\sigma T^4 - A_0)(1/t_{\text{п}}). \end{aligned}$$

Температуру поверхности снежно-ледяного покрова здесь рекомендуется определять по номограммам П. П. Кузьмина [44] в зависимости от температуры воздуха и облачности. Недостатками метода Браславского является большая трудоемкость расчетов и ограничения по диапазону температуры воздуха.

Серьезные и планомерные исследования по разработке расчетных методов определения толщины ледяного покрова, основанные на фундаментальных работах В. В. Пиотровича и Л. Г. Шуляковского, ведутся в Гидрометцентре СССР. Их отличает законченность разработок, которые доводятся до расчетных схем, пригодных для практического применения и включающих комплекс методик и формул для определения необходимых исходных данных.

Прежде всего отметим комплексную методику В. В. Пиотровича [57], основанную на применении дифференциальной формулы для расчета приращения толщины ледяного покрова за 6 ч,

$$\Delta h = \frac{-\lambda_{\text{л}} [(a_1 + a_2) t + S_4 - (a_3 + a_4) (e_{\text{п}} - e) + S_{\text{п}}]}{L_{\text{пл}} [(h_0 + K_{\text{с}} h_{\text{с}}) (a_5 + a_6 W) + a_7]} \frac{q}{L_{\text{пл}}}.$$

Значения a_2 , a_3 , a_4 и a_7 в ней постоянны, остальные коэффициенты определяются по таблицам отдельно для каждого из пяти диапазонов температуры воздуха в пределах от 0 до -40°C .

Расчетная схема В. В. Пиотровича включает также методику определения теплового эквивалента снега на поверхности льда [58], а также приращения толщины ледяного покрова за счет образования снежного льда [59].

Расчет характеристик снежного покрова на льду водохранилищ основан на допущении, что переносом снега с суши можно пренебречь, так как при высоких и залесенных берегах на акваторию водохранилища снег практически не поступает. Снос же снега с водохранилища также мало сказывается на снегозапасе на льду. В частности, по данным натурных исследований, ветровой снос снега на Рыбинском водохранилище не превышает 1 мм.

Плотность снега на льду определяется метеорологическими условиями во время его выпадения, продолжительностью и глубиной оттепелей. При ветре более 4 м/с начинается перенос снега, что приводит к увеличению его плотности. В. В. Пиотрович построил графики степенного вида, по которым можно определить массу переработанного снега в зависимости от разности скорости ветра при этой переработке и ранее наблюдавшейся. По данным о значениях осадков и плотности снега вычисляется его высота. По плотности снега вычисляется также его теплопроводность. Соответствующая зависимость, предложенная В. В. Пиотровичем, в пересчете на суточный интервал времени имеет вид

$$\lambda_{\text{с}} = 8 + 590 \rho_{\text{с}}^2. \quad (2.1)$$

По оценке Пиотровича, среднее квадратическое значение погрешности расчета теплового эквивалента снега составляет около

25 %. Анализируя полученный результат, он приходит к выводу, что это значение, скорее всего, завышено, так как не все метеостанции, данные которых использовались при расчете, были достаточно репрезентативными вследствие значительного их удаления от исследуемых участков акваторий водохранилищ.

Оригинальную методику расчета толщины ледяного покрова на водохранилищах разработал Л. Г. Шуляковский [96], предложивший определять значение $t_{\text{л}}$ по тепловому балансу способом приближения, что позволяет избежать погрешностей расчета за счет линеаризации степенной зависимости теплоотдачи излучением от температуры воздуха. Расчетная формула Шуляковского имеет вид

$$h = \sqrt{\left(h_0 - \frac{\lambda_{\text{л}}}{a} - K_c h_c\right)^2 - \frac{2\lambda_{\text{л}}(t + a_0/a)\tau}{L_{0\text{л}}} - \left(\frac{\lambda_{\text{л}}}{a} - K_c h_c\right) - \frac{q}{L_{0\text{л}}}} \quad (2.2)$$

Коэффициент a_0 рассчитывается по данным о скорости ветра и облачности, а также по некоторым коэффициентам, которые берутся из таблицы в зависимости от температуры воздуха. Значение a также находится из таблицы в зависимости от скорости ветра, облачности и суммы температур воздуха и поверхности снежно-ледяного покрова ($t + t_{\text{л}}$). Само значение $t_{\text{л}}$ определяется способом приближения. Сначала оно принимается равным температуре воздуха за расчетный период, затем по таблицам определяются коэффициенты a_0 и a , а далее по формуле $t_{\text{л}} = (at + a_0)(h + K_c h_c) / [\lambda_{\text{л}} + a(h + K_c h_c)]$ находится окончательное значение $t_{\text{л}}$, по которому вторично определяется параметр a . Однако приближения, как правило, оказывается достаточно. Методика Шуляковского эффективна для расчета толщины тонкого ледяного покрова в начале ледостава, когда другие формулы из-за ряда допущений при их выводе приводят к существенным погрешностям.

М. Б. Пономарев [21, 61] для целей краткосрочного прогноза толщины ледяного покрова Куйбышевского водохранилища разработал расчетную схему, в основу которой положено вычисление поверхности снежно-ледяного покрова по формуле Пиотровича

$$t_{\text{л}} = (a_1 + a_2 W)t - S_{\text{н}} - (a_3 + a_4 W)(a_5 - e) \left/ \left(a_0 + \frac{a_7}{h + K_c h_c} \right) \right.,$$

где коэффициенты a_1 , a_5 и a_0 определяются по таблицам в зависимости от диапазона температур воздуха. Расчет производится последовательным приближением по данным о температуре воздуха. Весь остальной расчет приращения толщины ледяного покрова ведется по формуле Шуляковского (2.2). По данной схеме составлен алгоритм расчета на ЭВМ, что позволило внедрить ее в практику прогнозов.

По оценке Пономарева, средняя квадратическая погрешность расчета толщины ледяного покрова в условиях Куйбышевского водохранилища превышает 20 %. Краткосрочный прогноз при-

ращения толщины ледяного покрова дается на срок до 5 сут на основе данных прогноза температуры воздуха. Характеристики снежного покрова за эти дни принимаются такими же, как и в день выпуска прогноза, а значения скорости ветра и облачности берутся равными средним многолетним значениям. Дополнительная погрешность прогноза сравнительно с расчетом составляет около 20 %. В условиях начала ледостава суммарная средняя квадратическая погрешность порядка 30—35 % оказывается вполне допустимой.

Интересную попытку распространить методику расчета характеристик снега, разработанную В. В. Пиотровичем для озер и водохранилищ, на реки предприняла В. Я. Аминова [6]. Считая, что результаты измерений толщины ледяного покрова на гидрологических постах включают значительную составляющую погрешности расчета за счет неоднородности ледяного покрова, она в качестве исходного материала использовала данные снежно-ледомерных съемок на гидрологических постах. Полученный результат сравнивался как с данными съемок, так и постов.

Расчет нарастания ледяного покрова снизу за короткие промежутки времени (1—2 сут) велся по простой дифференциальной формуле типа (1.4). При этом учитывался теплоприток от грунта дна, определяемый по графику С. Н. Булатова [5]. Расчет начинался с даты установления ледостава. После начала образования снежного льда вычисление нарастания ледяного покрова снизу прекращалось. Толщина снежного льда рассчитывалась по слою затопления, который определялся по формулам Пиотровича.

При оценке погрешности расчетного метода В. Я. Аминовой целесообразно подразделить используемый ею ряд на две однородные группы. Первая из них включает 14 рек центрального и северо-западного районов СССР (25 постов, 41 случай), а вторая — северные реки (Северную Двину, Сухону, Юг, Пинегу и Мезень) (22 поста). Средняя квадратическая погрешность расчета при этом составила для первой группы 9 см, или 26 %, превышая в отдельных случаях 40 %. В. Я. Аминова объясняет значительные погрешности расчета по данным двух гидрологических постов неучетом притока тепла с грунтовыми водами, с чем, однако, трудно согласиться. В частности, для поста Касимов на р. Оке расчеты толщины ледяного покрова выполнялись за пять лет. Из них значительная разность между фактическими и вычисленными значениями имела место только в двух случаях (19 и 16 см), а в остальных она не превысила 7 см. Трудно ожидать, что в отдельные годы приток тепла с грунтовыми водами в зимнее время подвержен столь значительным колебаниям.

Для северной группы гидрологических постов большие погрешности расчета в отдельных случаях В. Я. Аминова объясняет влиянием подледной шуги на интенсивность нарастания ледяного покрова. Она попыталась учесть этот фактор косвенным путем в виде поправки в зависимости от разности уровней воды в пер-

вый день ледостава и наименьшего ее уровня в предледоставный период, характеризующей интенсивность зажорных явлений выше поста, а также от времени нарастания ледяного покрова. В результате введения этой поправки среднее квадратическое отклонение рассчитанной толщины ледяного покрова от наблюдаемой уменьшилось до 5,3 см. В целом результаты, полученные Аминовой для северных рек, надо признать удачными, хотя применять ее методику расчета характеристик снежного покрова на реках следует с большой осторожностью, так как в отдельных случаях перенос снега ветром в условиях речных долин может играть определяющую роль.

Значительно более высокая точность была получена В. Я. Аминовой при расчете толщины ледяного покрова на реках Амударья и Сырдарья [8] (средняя квадратическая погрешность около 6 %) в условиях отсутствия или небольшой высоты снежного покрова на льду. При этих расчетах потребовалось учитывать влияние подледной шуги и вводить поправку на солнечную радиацию.

В практике ледотермических расчетов широкое распространение получила простая квадратическая формула (1.9), в которой параметр α , равный отношению температур поверхности снежно-ледяного покрова и воздуха, принимается постоянным. Некоторые исследователи [48, 68] определили значение α расчетным путем по сопоставлению результатов вычисления толщины ледяного покрова с данными непосредственных наблюдений. По их данным значение α находится в пределах 0,7—0,9.

2.2. ОБОСНОВАНИЕ УНИВЕРСАЛЬНОЙ РАСЧЕТНОЙ ФОРМУЛЫ

Рассмотренные методы расчета позволяют определить толщину ледяного покрова на основе учета комплекса гидрометеорологических данных. Приемлемые по точности результаты были получены при детальном учете изменения характеристик снежного покрова, когда расчетные интервалы не превышали нескольких суток. Однако этот способ расчета отличается большой трудоемкостью даже в случае применения ЭВМ вследствие необходимости подготовки большого числа исходных данных о метеорологических элементах. В расчетной же практике не всегда возможна большая степень детализации, что в ряде случаев определяет целесообразность применения универсальной расчетной формулы, позволяющей учитывать различное число факторов с разной степенью их временного обобщения.

При выводе расчетных формул толщины ледяного покрова температура поверхности снежно-ледяного покрова обычно определяется по тепловому балансу в условиях квазистационарного режима. Однако более плодотворным оказывается путь определения параметра α , т. е. зависимости отношения $t_{\text{н}}/t$ от совокупности метеорологических и снежно-ледовых условий. При этом конечный результат не изменится, но на основе полученных вы-

ражений оказывается возможным упростить расчетную формулу применительно к разным вариантам расчета.

Предварительно преобразуем уравнение теплового баланса поверхности снежно-ледяного покрова, которое по формулам П. П. Кузьмина [44], широко применяющимся в практике ледо-термических расчетов, может быть представлено в следующем варианте:

$$S = S_p + S_{из} \pm S_k \pm S_{ис} = -Q(1-r)(1-0,14N_o-0,53N_n) - \\ - 11,8 \cdot 10^{-8} (T_o + t)^4 (0,62 + 0,05\sqrt{e})(1 + 0,12N_o + 0,12N_n) + \\ + 11,8 \cdot 10^{-8} (T_o + t_n)^4 + 7 [(t_n - t) + 1,75(e_n - e)] (1 - 0,55W), \quad (2.3)$$

где S_p — приток тепла суммарной солнечной радиации, $S_{из}$, S_k и $S_{ис}$ — теплоотдача излучением, конвекцией и испарением, Q — суммарная солнечная радиация, r — альbedo снежно-ледяного покрова, N_o и N_n — общая и нижняя облачность в долях единицы, W — скорость ветра, t_n и t — температура поверхности снежно-ледяного покрова и воздуха, e_n и e — максимальная упругость водяного пара и абсолютная влажность воздуха, $T_o = 273$ К. Теплоотдача здесь принята положительной.

Обычно при линеаризации выражения эффективного излучения отбрасывают члены биномов, содержащие значения T_o в степени меньше трех. Оказалось возможным преобразовать также множитель $0,62 + 0,05\sqrt{e}$ в виде функции температуры воздуха. Как известно, максимальная упругость водяного пара уменьшается с понижением температуры воздуха, что позволяет аппроксимировать этот множитель для средних значений относительной влажности линейным уравнением $0,62 + 0,05\sqrt{e} \approx \approx 0,7 + 0,018t$. Третье упрощение — это исключение нижней облачности при соответствующем увеличении коэффициента при значении N_o до 0,24. В результате получено следующее выражение для теплоотдачи излучением поверхности снежно-ледяного покрова:

$$S_{из} \approx 196 + 9,6\alpha t - 7,9t - 4,5Nt - 112N. \quad (2.4)$$

Погрешность расчета значений $S_{из}$, обусловленная линеаризацией уравнения, в широких пределах значений α и t не превышает 10 %, достигая 20 % при температуре воздуха ниже -30°C .

Анализ уравнения теплового баланса показал также, что вес теплоотдачи испарением при отрицательных температурах воздуха относительно суммарных теплопотерь поверхности снежно-ледяного покрова сравнительно невелик. Максимальная упругость водяного пара надо льдом при температуре воздуха $-1 \dots -40^\circ\text{C}$ изменяется в пределах 4,2—0,09. Разность же $e_n - e$ при реальных для зимних условий значений относительной влажности, температуры воздуха и коэффициента α не превышает 1, что составляет не более 10 % суммарных теплопотерь. При наличии ветра значение $S_{ис}$ существенно увеличивается, но одновременно

происходит выравнивание температур поверхности снега и воздуха, заметно снижая ожидаемое приращение теплоотдачи испарением. Так, повышение скорости ветра от нуля до 10 м/с увеличивает относительное значение $S_{ис}$ лишь на 5%. Такое изменение значений $S_{ис}$ характерно для температуры воздуха t выше -10°C и эквивалентной толщины льда $h_э$ менее 20 см. В других диапазонах значений t и $h_э$ оно будет значительно меньше. Таким образом, результаты анализа пределов изменения относительной теплоотдачи позволяют при определении коэффициента α исключить эту составляющую из уравнения теплового баланса.

В целом, выражение суммарных теплотерь поверхности снежно-ледяного покрова с учетом всех преобразований примет вид

$$S = -Q(1-r)(1-0,67N) + 196 + 16,6at + 3,8at - 15t - 3,8tW - 112N - 4,5tN. \quad (2.5)$$

Из уравнений (1.3) и (1.4) следует, что при $q = 0$ $\lambda_{лt} = h_эS$. Подставив в это выражение значение S из уравнения (2.5) и решая его относительно коэффициента α , получаем искомое выражение

$$\alpha = [-Q(1-r)(1-0,67N) - 15t - 3,8tW - 112N - 4,5tN - 196] h_э / -t(\lambda_{л} + 16,6h_э + 3,8h_эW). \quad (2.6)$$

Значения коэффициента α , вычисленные по формуле (2.6), при разных температуре воздуха, эквивалентной толщине ледяного покрова, облачности и скорости ветра приводятся в табл. 2.1. Принятые в ней значения этих характеристик практически охватывают реальные диапазоны их изменчивости.

Данные табл. 2.1 показывают, в каких широких пределах изменяется коэффициент α . Причем значения $h_э$ не выходят за рамки реальных случаев. Так, значение $h_э = 500$ см может иметь место, например, при толщине льда 70 см и высоте снежного покрова 30 см.

То, что значение α может превышать единицу, на первый взгляд, кажется парадоксальным. Однако такая ситуация типична для случаев, когда теплоотдача излучением при температуре поверхности льда, равной температуре воздуха, превышает возможное значение теплового потока при данном градиенте температур, что характерно для сравнительно больших значений $h_э$. В этих случаях тепловое равновесие наступает при температуре поверхности льда ниже температуры воздуха, а составляющие теплового баланса S_K и $S_{ис}$ меняют направление тепловых потоков. На то, что температура поверхности снежно-ледяного покрова водоемов может быть ниже температуры воздуха, указывал еще О. Дэвик [97], объяснив этой причиной появление инея на поверхности льда.

Кроме того, из табл. 2.1 следует, что основными факторами, определяющими значения коэффициента α являются температура

Значения коэффициента α в зависимости от параметров t , h_3 , N и W

h_3 см	Температура воздуха, °C				h_3 см	Температура воздуха, °C			
	-10	-20	-30	-40		10	-20	-30	-40
$N = 0, W = 0$ м/с					$N = 1, W = 0$ м/с				
5	0,37	0,27	0,23	0,21	0	0,26	0,22	0,21	0,20
10	0,58	0,40	0,34	0,32	10	0,45	0,38	0,36	0,35
20	0,88	0,63	0,54	0,50	20	0,72	0,61	0,57	0,55
50	1,35	0,96	0,83	0,77	50	1,09	0,93	0,87	0,84
100	1,64	1,18	1,02	0,95	100	1,32	1,12	1,06	1,02
200	1,84	1,32	1,15	1,06	200	1,48	1,26	1,18	1,15
500	1,98	1,42	1,24	1,14	500	1,60	1,36	1,28	1,24
$N = 0, W = 10$ м/с					$N = 1, W = 10$ м/с				
5	0,50	0,43	0,41	0,40	5	0,46	0,43	0,42	0,41
10	0,75	0,63	0,60	0,58	10	0,66	0,62	0,61	0,60
20	0,94	0,81	0,77	0,75	20	0,86	0,80	0,78	0,77
50	1,14	0,99	0,94	0,91	50	1,04	0,97	0,95	0,94
100	1,23	1,06	1,00	0,98	100	1,12	1,05	1,02	1,01
200	1,28	1,11	1,05	1,02	200	1,16	1,09	1,06	1,05
500	1,31	1,13	1,07	1,04	500	1,19	1,11	1,09	1,07

воздуха и эквивалентная толщина ледяного покрова. С повышением температуры воздуха коэффициент α увеличивается, что отражает усиление роли эффективного излучения в тепловом балансе снежно-ледяного покрова. С понижением температуры воздуха значение α сначала быстро уменьшается, но затем интенсивность его снижения затухает. Зависимость коэффициента α от значения h_3 также нелинейна. При небольшой толщине льда и отсутствии на нем снега значение α значительно меньше единицы (при $h_3 = 1$ см $\alpha < 0,1$). С увеличением эквивалентной толщины льда коэффициент α сначала быстро возрастает, а при $h_3 = 500$ см увеличение значения α почти прекращается.

Такие факторы, как облачность и скорость ветра, влияют на значение α в значительно меньшей степени, чем температура воздуха и толщина снежно-ледяного покрова. С увеличением облачности коэффициент α уменьшается, и это изменение зависит от температуры воздуха. Относительное изменение значений α при увеличении облачности от 0 до 1 составляет 40 % при $t = -5^\circ\text{C}$ и всегда лишь 7 % при $t = -40^\circ\text{C}$. Влияние ветра проявляется иначе. Если температура поверхности снежно-ледяного покрова выше температуры воздуха, то усиление ветра приводит к увеличению значений α . При обратном соотношении температур с повышением скорости ветра значение α уменьшается. Когда же $\alpha = 1$, т. е. при $S_R = 0$, ветер не влияет на значение α и на интенсивность нарастания льда.

Анализ зависимости коэффициента α от метеорологических факторов показал, что при расчете толщины ледяного покрова в районах с суровыми климатическими условиями за достаточно длинные промежутки времени (более месяца) можно принимать постоянные значения скорости ветра и облачности. При температурах воздуха ниже -20°C относительное изменение значений α при усилении ветра на 5 м/с и изменении облачности на 50 % возможного значения не превысит нескольких процентов.

Учитывая, что точность расчета толщины ледяного покрова лимитируется приближенной оценкой таких характеристик, как высота снежного покрова и его плотность, а также теплопритока к нижней поверхности ледяного покрова, оказывается целесообразным иметь варианты расчетной формулы с различной степенью детальности использования исходных данных.

Представим выражение (2.6) в виде

$$\alpha = h_3 S_0 [-t(\lambda_{\text{л}} + Ah_3)], \quad (2.7)$$

где S_0 представляет теплоотдачу с поверхности снежно-ледяного покрова при ее температуре, равной нулю:

$$S_0 = -Q(1-r)(1-0,67N) + 196 - 15t - 3,8tW - 112N - 4,5tN \quad (2.8)$$

и

$$A = 16,6 + 3,8W. \quad (2.9)$$

Подставив выражения (2.8) и (2.9) в уравнение (1.4) и проинтегрировав его при $q = 0$, получаем следующую универсальную формулу для расчета толщины ледяного покрова в зависимости от совокупности метеорологических элементов:

$$h = K_{\text{ш}} h_c - (\lambda_{\text{л}}/A) - \sqrt{(h_0 + K_{\text{ш}} h_c)^2 + [2\lambda_{\text{л}} S_0 \tau / (L_{\text{фл}} A)]}. \quad (2.10)$$

По структуре она аналогична формуле А. П. Браславского, но менее трудоемка при подготовке исходных данных.

При наличии подо льдом неподвижного скопления шуги в знаменатель второго члена подкоренного выражения включается как множитель коэффициент пористости шуги, представляющий отношение объема воды в пробе шуги к полному объему пробы,

$$K_{\text{ш}} = V_{\text{в}}/V_{\text{п}}.$$

Значения $K_{\text{ш}}$ находятся в пределах 0,6—0,7.

Вследствие трудоемкости расчетов толщины льда по логарифмическим и экспоненциальным уравнениям, которые решаются подбором, квадратическую формулу целесообразно использовать и при необходимости учета притока тепла к нижней поверхности льда. В этом случае из результата расчета по квадратической формуле вычитается слой стайвания за расчетный промежуток времени, который намечается не только в зависимости от изме-

пешня высоты снежного покрова, но и теплопритока. Если на участке теплоприток из водной массы не превышает нескольких ватт на метр квадратный, то продолжительность расчетных интервалов может достигать 20—30 сут. На участках водоемов, где имеются выходы грунтовых вод или происходит разгрузка тепла, накопленного водным потоком, продолжительность расчетных периодов ограничивается 10 сут.

Требуемую детальность учета метеорологических факторов можно определить, пользуясь табл. 2.1. Погрешность расчета в случае, если значения N и W будут приняты постоянными, определяется по выражению

$$\widetilde{\delta h_{\alpha}} = (\alpha' - \alpha) / \alpha,$$

где α' — значение отношения t_m/t при постоянных значениях облачности и скорости ветра. Рассматриваемая погрешность зависит от температуры воздуха и эквивалентной толщины льда, достигая максимума при высоких значениях t . Связь между параметрами $\widetilde{\delta h_{\alpha}}$ и h_{α} проявляется сложнее. При высоких значениях t она с увеличением значения h_{α} меняет знак, достигая максимума при малых и больших значениях h_{α} . В случае низких температур воздуха максимальная погрешность $\widetilde{\delta h_{\alpha}}$, порядка 20 %, достигает максимума при небольшом значении h_{α} .

Расчеты толщины ледяного покрова по формуле (2.10), учитывая комплекс метеорологических элементов, целесообразно проводить при температуре воздуха выше -20°C и небольшом значении h_{α} , т. е. в начале ледостава. Если по этой формуле выполнять расчеты в середине и конце зимы, то при низкой температуре воздуха затраты времени на подготовку исходных данных не окупятся заметным повышением точности результата, погрешность которого, как это уже отмечалось, будет зависеть в основном от точности определения высоты и теплопроводности снежного покрова на льду. Поэтому расчеты толщины ледяного покрова за достаточно продолжительные периоды целесообразно производить по формуле, в которой в качестве аргумента фигурирует только один метеорологический фактор — температура воздуха.

Расчетную формулу, использующую только температуру воздуха, можно получить подстановкой в параметры S_0 и A характерные для данного района значения облачности и скорости ветра. Вычисленные за ряд лет для 9 пунктов неполярных областей Восточной Сибири (бассейны рек Лены и Верхней Ангары) значения средних за месяц общей облачности и скорости ветра представлены в табл. 2.2. Средние многолетние зимние значения скорости ветра и облачности в данном районе составили соответственно 1,9 м/с и 0,38. При этом наибольшие отклонения от многолетних значений средних за конкретную зиму характеристик ни на одном из пунктов не превышают для скорости ветра 1,5 м/с, а для облачности 0,17.

Средние зимние значения скорости ветра и облачности для некоторых пунктов Восточной Сибири

Зима, год	Число месяцев	Ветер, м/с	Облачность	Зима, год	Число месяцев	Ветер, м/с	Облачность
с. Ченча				с. Синское			
1960-61	4	1,6	0,44	1960-61	4	1,8	0,25
1961-62	5	1,4	0,47	1961-62	5	2,1	0,35
1964-65	5	1,1	0,40	1962-63	5	2,6	0,32
Среднее		1,4	0,44	1963-64	4	2,6	0,36
с. Уоян				1964-65	5	2,1	0,32
1960-61	5	1,3	0,37	Среднее		2,2	0,32
1961-62	5	1,1	0,37	пгт Покровск			
1963-64	4	1,0	0,30	1960-61	5	2,1	0,34
1964-65	5	1,0	0,31	1961-62	4	2,0	0,31
Среднее		1,1	0,34	1962-63	5	2,2	0,32
с. Нюя				1963-64	4	1,8	0,32
1960-61	5	1,9	0,36	1964-65	5	2,0	0,37
1963-64	4	2,8	0,37	Среднее		2,0	0,33
1964-65	5	1,6	0,40	г. Якутск			
Среднее		2,0	0,38	1960-61	5	1,5	0,55
с. Саняхтат				1961-62	5	1,6	0,42
1960-61	5	2,2	0,34	1962-63	4	1,6	0,40
1961-62	5	2,7	0,40	1963-64	5	1,4	0,40
1962-63	4	2,2	0,36	1964-65	5	1,0	0,43
1963-64	4	2,0	0,38	Среднее		1,4	0,45
Среднее		2,3	0,37	с. Кюсюр			
г. Ленск				1960-61	5	2,7	0,32
1960-61	4	2,9	0,42	1961-62	5	2,2	0,30
1961-62	4	3,2	0,47	1962-63	4	1,8	0,34
1962-63	4	3,1	0,51	1963-64	4	1,8	0,39
1963-64	4	3,4	0,40	1964-65	5	2,3	0,31
1964-65	4	2,8	0,44	Среднее		2,2	0,33
Среднее		3,1	0,45				

Расчетное значение облачности по региону принимаем равным среднему многолетнему значению по 9 пунктам — 0,38. Что касается скорости ветра, то его характерное значение, учитывая его усиление над руслом реки сравнительно с данными береговых станций, принимаем равным 3 м/с, т. е. несколько большим, чем результат осреднения многолетних значений.

При среднем альбедо поверхности снега, равном 0,8, характерном для районов с небольшой естественной загрязненностью снега, приходная часть суммарной солнечной радиации $S_p =$

Таблица 2.3

Суммарная солнечная радиация, Вт/м²

Месяц	Широта, ... °					
	45	50	55	60	65	70
Октябрь	175	135	110	85	65	50
Ноябрь	120	80	60	40	15	—
Декабрь	90	50	30	20	—	—
Январь	100	55	35	25	—	—
Февраль	155	105	80	65	40	30
Март	225	190	160	140	115	95

$= Q(1 - r)(1 - 0,67N)$ за зиму для широт 50—60° составит в среднем соответственно 14 и 9 Вт/м² (табл. 2.3). Подставив в выражения (2.8) и (2.9) среднее для широты 55° значение S_p , а также принятые значения облачности и скорости ветра, получаем простую формулу для расчета толщины ледяного покрова по температуре воздуха в условиях Восточной Сибири

$$h_{л} = -K_{с}h_{с} - 16 + \sqrt{(K_{с}h_{с} + h_0 + 16)^2 + 12,2(5 - t)\tau}. \quad (2.11)$$

Сравнительно с формулой (1.9) данная формула имеет только два дополнительных члена. Однако ее структура учитывает изменение коэффициента α в зависимости от температуры воздуха и эквивалентной толщины ледяного покрова, благодаря чему устраняется погрешность расчета, возникающая при использовании постоянного коэффициента α . Поэтому формула (2.11) может применяться в достаточно широком диапазоне температур воздуха и эквивалентной толщины ледяного покрова.

Оценим погрешность расчета толщины ледяного покрова, обусловленную принятыми допущениями — использованием осредненных, характерных для региона значений N , W и Q . Как известно, частная погрешность результата измерения или расчета в зависимости от точности определения одного из параметров равна произведению частной производной по этому аргументу на погрешность его расчета. Выражения для частных погрешностей расчета толщины ледяного покрова в зависимости от погрешности определения облачности, скорости ветра и приходной составляющей солнечной радиации будут иметь вид:

$$\delta h_{(N)} = \frac{\lambda_{л}\tau(112 + 4,5t)}{\rho_{л}LA(h_{э} + \lambda_{л}/A)} \delta N \approx 4\delta N;$$

$$\delta h_{(Q)} = \frac{\lambda_{л}\tau}{\rho_{л}L(h_{э} + \lambda_{л}/A)} \delta Q \approx 0,02\delta Q;$$

$$\delta h_{(W)} = \frac{4\lambda_{л}}{A^2h_{э}} \left(h - h_0 - \frac{\lambda_{л}}{A} - \frac{S_0 + At}{\rho_{л}L} \tau \right) \delta W \approx 0,4 - 1,0\delta W.$$

Символом δ обозначается погрешность расчета любой вероятности. Численные значения частных производных получены подстановкой типичных для региона значений t и h_0 при длительности расчетного периода 100 сут. В этих формулах погрешности расчета толщины льда выражены в сантиметрах, облачности в долях единицы, ветра в метрах в секунду и радиации в Вт/(см²·сут).

Подставив из табл. 2.2 значения максимальных отклонений годовых значений скорости ветра и облачности от их принятых характерных значений, получаем погрешность расчета толщины ледяного покрова порядка 6 см. Ее максимальное значение за счет использования постоянного значения S_p также невелико — в пределах 3 см. Суммарная же погрешность, обусловленная этими допущениями, не превышает 7 см, что составляет 4—8 %.

По такому же принципу могут быть определены параметры расчетной формулы для любых метеорологических условий. Например, для периода со штилевой и безоблачной погодой расчетная формула примет вид

$$h = -K_c h_c - 27 + \sqrt{(K_c h_c + h_0 + 27)^2 + 7(11 - t)\tau}. \quad (2.12)$$

Результаты расчета по формулам (2.11) и (2.12) за месячный период при $K_c h_c = 200$, $h_0 = 50$ и $t = -20^\circ\text{C}$ различаются на 3 см, или 15 %.

2.3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ РАСЧЕТА ТОЛЩИНЫ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Для расчета высоты и плотности снежного покрова на льду по методике В. В. Пиотровича [57] необходимы данные о суточных значениях скорости ветра, которые не публикуются в метеорологических ежемесячниках. Поэтому оценка значения коэффициента приведения высоты снежного покрова и ее изменчивости в разные годы для ряда пунктов Восточной Сибири производилась на основе решения обратной задачи, т. е. подстановкой в формулу (2.10) данных о высоте снежного покрова, температуре воздуха, скорости ветра и облачности.

Для расчета использовались данные гидрологических постов, расположенных в пунктах, где имелась метеорологическая станция. Предварительно производился анализ процесса нарастания толщины ледяного покрова по хронологическим графикам и из выбранного ряда были исключены посты, где можно было предполагать наличие заметного теплопритока из водной массы за счет подземного питания, а также, где отмечалось значительное влияние подледной шуги. О наличии теплопритока к нижней поверхности ледяного покрова свидетельствует резкое уменьшение наклона линии нарастания толщины льда на хронологических графиках, которая становится почти горизонтальной с середины

зимы. На графиках же, полученных расчетным путем по данным о метеорологических элементах и высоте снежного покрова на льду, такое выполаживание линии нарастания толщины льда не прослеживается. По этой причине были исключены из расчетного ряда гидрологические посты Олекминск и Солянка, на которых систематически наблюдается пониженная толщина ледяного покрова сравнительно с прилегающими участками реки.

В процессе предварительной обработки изломанная форма хронологических графиков толщины ледяного покрова, обусловленная тем, что измерения каждый раз производятся в новой точке, сглаживалась графическим путем. Коэффициент приведения K_c вычислялся за каждый месяц, а по месячным данным определялось его среднее отношение за сезон (табл. 2.4).

Таблица 2.4

Средние за сезон значения коэффициента K_c

Зима, год	Число месяцев	$K_c = \frac{\lambda_{л}}{\lambda_c}$	\bar{K}_c за расчетный период	Зима, год	Число месяцев	$K_c = \frac{\lambda_{л}}{\lambda_c}$	\bar{K}_c за расчетный период	
р. Верхняя Ангара - - с. Ченча				р. Лена — г. Ленск				
1960-61	3	11,4	14,9	1961	3	8,2	14,1	
1961-62	5	18,2		1961-62	4	18,7		
1963-64	3	13,2		1962-63	4	16,3		
1964-65	5	16,0		1963-64	4	9,7		
1965	1	15,6		1964-65	4	17,8		
р. Верхняя Ангара — с. Уоян				р. Лена — с. Синское				
1960-61	3	18,2	13,5	1961	3	25,0	21,2	
1962-63	1	10,8		1962-63	4	20,8		
1963-64	3	13,3		1963-64	4	18,1		
1964-65	5	13,5		1965	1	20,8		
1965	2	11,7						
р. Муя — с. Муя				р. Лена — пгт Покровск				
1961	1	11,9	14,9	1961	3	16,6	18,7	
1961-62	5	16,0		1962-63	5	22,5		
1964	3	16,7		1963-64	4	11,6		
р. Лена — с. Нюя				1964-65	5	8,5		
1961	2	18,6	14,8	1965	2	14,2		
1961-62	4	13,2		р. Лена — г. Якутск				
1963-64	3	11,7		1960-61	3	17,1	21,5	
1964-65	5	15,6		1961-62	5	13,6		
р. Лена — с. Саньяхтат				1962-63	4	28,1		
1961-62	5	11,6	13,3	1963-64	4	13,7		
1962-63	4	20,4		1964-65	5	29,4		
1963-64	3	11,7		1965-66	2	27,0		
1964-65	2	14,0		р. Лена — с. Кюсюр				
1965	2	8,9		1961	3	18,5	15,6	
			1964-65	4	12,6			

Среднее значение K_c за рассмотренные годы по всем гидрологическим постам оказалось равным 16. Это значение может быть принято в качестве ориентировочного данного расчетного параметра для Восточной Сибири. Пространственная вариация значений K_c составила 2,7, или 17 %, а суммарная пространственно-временная изменчивость — 4,6, или 29 %. Этими данными определяется погрешность расчета коэффициента приведения при использовании его среднего значения, полученного за ряд лет по нескольким постам. Крайним значениям K_c соответствует плотность снега 0,15—0,3 г/см³. Средние за ряд лет значения K_c в большинстве пунктов находятся в пределах 14—15, и только в с. Спасском и г. Якутске их значение превысило 20. Если эта аномалия для г. Якутска может быть объяснена пониженной скоростью ветра, равной 1,4 м/с, при среднем по региону значении 2,2 м/с, то во втором пункте это объяснение не проходит.

Оценим также, как влияют метеорологические условия на характеристики снежного покрова на льду и на суше. В верхней части рассматриваемого участка р. Лены (г. Ленск) сумма осадков за зиму составляет около 100 мм, а на остальном его протяжении — 50—40 мм. Этому распределению осадков не соответствует распределение высоты снежного покрова на постах. В г. Ленске высота снежного покрова на реке в конце зимы достигает в среднем 26 см, в г. Олёкминске — 31 см и в г. Якутске — 26 см. Аномально низкая высота снежного покрова и повышенная толщина ледяного покрова систематически наблюдаются на гидрологическом посту Нюя. О том, что данные этого гидрологического поста отражают условия формирования снежного покрова на льду на прилегающем участке реки, свидетельствуют материалы аэроледомерных съемок, которые приводятся в разделе 4, и аномально высокая толщина ледяного покрова в районе с. Нюя зарегистрирована на протяжении нескольких десятков километров.

Данные табл. 2.5 наглядно показывают, что по результатам метеорологических наблюдений на станциях далеко не всегда можно надежно определить высоту снега на прилегающей территории, тем более на льду участка реки.

Рассмотрим условия формирования снежного покрова на аномальном участке реки у гидрологического поста Нюя. Прежде всего отметим, что высоты снежного покрова на площадке метеостанции и на льду в районе поста соответствуют друг другу, свидетельствуя об идентичности процессов формирования снежного покрова в долине и в пределах русла. Поэтому в качестве аналога руслового участка по условиям формирования снежного покрова мы можем рассматривать открытую площадку метеостанции. Характерной особенностью формирования снежного покрова на открытой площадке является очень небольшое увеличение влагозапаса в снеге в течение зимы сравнительно с приращением суммы осадков. Недостаточную высоту и влагозапас снежного покрова как на суше, так и на льду можно объяснить только

Таблица 2.5

Приращение в течение зимы суммы осадков (M_0), влагозапаса в снежном покрове на метеостанции (M_c) и средняя месячная скорость ветра

Месяц	1961-62 г.			1962-63 г.			1964-65 г.		
	M_0 мм	M_c мм	W м/с	M_0 мм	M_c мм	W м/с	M_0 мм	M_c мм	W м/с
г. Олѣкминск									
Декабрь	15,6	15	2,0	16,6	17	1,7	16,6	14	1,2
Январь	32,9	38	2,0	28,2	34	2,2	29,6	37	2,0
Февраль	38,7	64	2,5	37,0	41	2,4	33,7	41	1,2
Март	45,3	64	2,2	41,7	44	2,6	42,1	30	2,4
с. Нюя									
Декабрь	9,2	0	2,7	3,8	0	2,7	13,6	5	1,8
Январь	19,1	0	3,6	10,1	0	2,7	24,9	9	1,5
Февраль	24,0	0	3,5	21,8	0	3,3	28,1	12	0,8
Март	31,9	0	1,8	30,1	10	1,8	39,5	13	2,5
с. Саньяхтат									
Декабрь	13,7	7	2,0	9,4	6	1,9	10,7	8	1,8
Январь	34,7	37	1,8	21,8	9	2,6	17,1	11	2,2
Февраль	44,9	38	2,8	31,1	11	2,0	20,0	8	1,9
Март	50,1	65	2,2	37,0	17	2,2	23,7	15	2,1

ветровым переносом, при котором сдуваемый снег откладывается на неровностях рельефа. На других же постах такого несоответствия между влагозапасом в снеге и осадками не наблюдается. Однако по характеристикам ветра, включая его максимальные значения и продолжительность, пост Нюя не выделяется из ряда других постов. Если на площадке метеостанции Нюя наблюдается систематическое занижение влагозапаса, то на остальных метеостанциях в отдельные годы влагозапас в снеге превышает сумму осадков, а в другие, наоборот, происходит ветровой снос, но далеко не такой значительный, как на посту Нюя. В целом результаты анализа формирования снежного покрова выявили, что наши представления об этом процессе недостаточны для надежного расчета характеристик снега на ледяном покрове рек в районах с суровыми климатическими условиями.

Погрешность расчета толщины ледяного покрова в зависимости от погрешности определения теплового эквивалента снега выражается следующей формулой:

$$\delta h_{K_c h_c} = [\Delta h K_c h_c / (h h_0)] \bar{\delta} K_c h_c, \quad (2.13)$$

где Δh — приращение толщины ледяного покрова за расчетный период. Если расчет выполняется с начала ледостава, когда значение h_0 можно принять равным нулю,

$$\delta h_{K_c h_c} = (K_c h_c / h_0) \bar{\delta} K_c h_c \approx (0,4 - 0,8) \bar{\delta} K_c h_c. \quad (2.14)$$

В заключение рассмотрим вопрос об эффективности и целесообразности расчета толщины ледяного покрова по метеорологическим данным. Расчеты будут только тогда эффективными, когда точность результата будет превосходить точность определения толщины ледяного покрова по среднему многолетнему его значению из ряда наблюдений, т. е. должно соблюдаться условие

$$\delta h \leq 0,8C_v h, \quad (2.15)$$

где δh — средняя квадратическая погрешность расчета, $C_v h$ — вариация толщины ледяного покрова за период наблюдений. В противном случае расчеты теряют смысл, так как погрешность расчета результата достигает или превышает возможную погрешность определения характеристики по ряду наблюдений.

Коэффициенты вариации толщины ледяного покрова в конце зимы (табл. 2.6) в большинстве пунктов на р. Лене составляет

Таблица 2.6

Коэффициенты вариации максимальной за зиму толщины ледяного покрова на р. Лене

Пункт наблюдений	Число лет	Средняя максимальная толщина ледяного покрова, см	$C_v h$
г. Ленск	21	114	0,16
с. Нюя	21	150	0,17
г. Олёкминск	21	103	0,27
с. Саньяхтат	21	153	0,13
с. Синское	15	163	0,14
пгт Покровск	21	135	0,15
г. Якутск	21	116	0,13

13—17 % и лишь в г. Олёкминске его значение превышает 20 %. Такие сравнительно небольшие значения накладывают высокие требования к точности расчета. Если принять погрешность определения теплового эквивалента в соответствии с результатами, полученными В. В. Пиотровичем [58] — порядка 2С—25 %, то расчет толщины ледяного покрова в конце зимы для большинства пунктов на р. Лене будет неэффективным. Иное дело начало ледостава, когда вариация толщины ледяного покрова существенно возрастает вследствие значительной изменчивости сроков его возникновения.

На точность расчетов оказывает влияние также неравномерность распределения по длине реки теплопритока к нижней поверхности льда. Если составляющие q за счет теплопритока от дна и преодоления сил трения поддаются расчету, то для определения мест выхода в подледный поток грунтовых вод и интенсивности создаваемого ими теплового потока необходимы специальные исследования. Следует заметить, что распределение толщины ледяного покрова по длине реки может быть индикатором

мест повышенного подземного питания, а расчеты с использованием данных непосредственных измерений толщины ледяного покрова, высоты и плотности снежного покрова дают возможность на основе решения обратной задачи оценить суммарное значение теплопритока из водной массы, особенно значительное на реках, расходы которых в зимнюю межень не превышают $10 \text{ м}^3/\text{с}$.

2.4. ЭМПИРИЧЕСКИЕ ФОРМУЛЫ ДЛЯ РАСЧЕТА ТОЛЩИНЫ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Из-за отсутствия сведений о высоте и плотности снежного покрова на льду в практике ледотермических расчетов получили широкое распространение простые эмпирические формулы [16, 31, 34] типа

$$h = a [\sum (-t)]^n, \quad (2.16)$$

в которых показатель степени обычно принимается равным 0,5. В общем случае параметры a и n определяются либо по графикам зависимостей значений h от суммы $\sum (-t)$, которые строятся на логарифмической клетчатке, или аналитически.

Результаты анализа интенсивности нарастания толщины ледяного покрова под влиянием разных факторов убеждают в значительной роли снежного покрова в этом процессе, что вызывает сомнение в правомерности широкого применения эмпирических формул, в связи с чем автором совместно с Р. Я. Алексеенко было проведено исследование их эффективности.

Точность расчета по стохастической зависимости определяется по степени связи уравнения регрессии из выражения [63]

$$S_{yx} = C_{vy} \sqrt{1 - r_{xy}^2}, \quad (2.17)$$

где S_{yx} — оценка средней квадратической погрешности расчета, C_{vy} — коэффициент вариации ряда искоемых величин и r_{xy} — парный коэффициент корреляции. Принимаем, как и раньше, что расчеты становятся достаточно эффективными, если $S_{yx}/C_{vy} \leq 0,8$. В соответствии с этим неравенством получаем следующий критерий достаточной тесноты стохастической зависимости

$$\sqrt{1 - r_{xy}^2} \leq 0,8. \quad (2.18)$$

Таким образом, расчет толщины ледяного покрова по сумме отрицательных температур воздуха даст заметное улучшение результата сравнительно с расчетом по средней многолетней толщине ледяного покрова при $r \geq 0,6$.

Было выбрано два района с характерными для каждого из них процессами нарастания ледяного покрова в течение зимы.

Первый включает север и северо запад европейской части территории СССР, т. е. в основном бассейны рек Северной Двины и Печоры. Для рек этого района типично нарастание значительной части толщины ледяного покрова за счет снежного льда. Второй район (бассейн р. Лены) характеризуется сравнительно редким образованием снежного льда и его незначительной долей в суммарной толщине ледяного покрова в конце зимы. Как в первом, так и втором районах выбирались гидрологические посты, вблизи которых имелись метеорологические станции, и для них были вычислены парные коэффициенты корреляции между толщиной ледяного покрова и корнем квадратным из суммы отрицательных температур воздуха, а также толщиной ледяного покрова в конце зимы и суммой снежных осадков за период ледостава (табл. 2.7).

Длительность использованных рядов составляет 10—25 лет. При этом вероятная погрешность вычисления коэффициента вариации по выражению [5]

$$S_p = 0,67 \sqrt{(1 - r^2)/(n - 1)}$$

находится в пределах 0,15—0,22, что подтверждает достаточную надежность полученных результатов.

Из 38 рассмотренных случаев парной корреляции, приведенных в табл. 2.7, только в одном парный коэффициент корреляции r_t больше 0,6, а коэффициент r_x только в двух случаях больше 0,6. Из данных этой таблицы также ясно, что и многофакторная зависимость не повышает точность расчетов, так как множественный коэффициент корреляции в одном случае превышает установленный критерий. Полученные результаты показали низкую корреляцию между изучаемой величиной с одной стороны, температурой воздуха и осадками, с другой. Поэтому применение для расчетов толщины ледяного покрова зависимостей типа (2.16) требует в каждом конкретном случае статистического обоснования.

Следует заметить, что увеличение объема выборки за счет деления зимнего сезона на периоды, т. е. включения в ряды в качестве отдельных членов сумм отрицательных температур воздуха и толщин ледяного покрова в конце каждого зимнего месяца существенно повышает тесноту связи: ($r = 0,7 \dots 0,8$). Но точность расчета несколько не возрастает. Просто зависимость становится более тесной за счет внутрисезонных связей. Поэтому при выполнении расчетов толщины ледяного покрова на любой календарный срок их точность должна оцениваться без учета внутрисезонных связей.

Известные случаи достаточно тесной связи между толщиной ледяного покрова и температурой воздуха получены для отдельных участков рек Сырдарья и Амударья [62], характеризующихся отсутствием или небольшой высотой снежного покрова на льду. По расчетам В. Я. Аминева [8], средняя квадратическая

Коэффициенты корреляции между толщиной ледяного покрова и корнем из суммы отрицательных температур воздуха r_t , суммой осадков r_x , а также обоими этими факторами $r_{t, x}$

№	Река - пункт	Число лет	r_t	r_x	$r_{t, x}$
1	Печора — с. Усть-Уса	12	0,21	0,05	0,20
2	Печора — д. Мутный Материк	12	0,26	-0,69	0,78
3	Печора — пос. Якша	12	-0,06	0,18	0,17
4	Печора — с. Усть-Цильма	12	0,55	-0,02	0,55
5	Печора — пгт Троицко-Печорск	12	-0,42	0,39	0,33
6	Сев. Двина — с. Красноборск	12	0,55	-0,51	0,57
7	Сев. Двина — пгт Березник	12	0,26	0,16	0,36
8	Сев. Двина — с. Усть-Пинега	12	0,18	0,14	0,19
9	Сев. Двина — с. Верхняя Тойма	12	0,17	0,18	0,32
10	Сухона — г. Тотьма	12	-0,35	0,55	0,39
11	Сухона — г. Великий Устюг	12	0,06	0,41	0,46
12	Ижма — с. Ижма	12	0,24	0,37	0,47
13	Ижма — с. Усть-Ухта	12	0,05	-0,07	0,11
14	Ухта — г. Ухта	12	0,17	0,02	0,17
15	Вычегда — г. Сыктывкар	9	0,24	0,23	0,20
16	Вычегда — с. Помоздино	12	-0,01	0,06	0,07
17	Мезень — с. Дорогорское	12	0,13	-0,35	0,34
18	Вага — г. Шенкурск	12	0,39	0,37	0,10
19	Воркута — г. Воркута	10	-0,14	0,09	0,10
20	Щугор — ГМС Верхний Щугор	12	0,27	-0,50	0,35
21	Емца — пгт Емецк	12	0,00	-0,19	0,19
22	Вожегда — г. Коневка	12	-0,09	0,27	0,25
23	Пеза — пгт Сафоново	12	0,24	0,29	0,36
24	Вель — д. Пуминовская	12	0,76	-0,31	0,60
25	Вишера — д. Лушь	12	-0,17	0,57	0,31
26	Кожим — Кожим рудник	12	0,55	-0,70	0,76
27	Вологда — г. Вологда	12	0,55	-0,07	0,52
28	Пинега — с. Кулогоры	12	-0,07	-0,24	0,27
29	Лена — г. Ленск	25	0,34	-0,27	0,45
30	Лена — с. Нюя	25	0,11	-0,45	0,46
31	Лена — с. Мача	25	0,06	-0,36	0,36
32	Лена — г. Олёкминск	25	0,32	0,01	0,32
33	Лена — с. Саняхтат	25	-0,19	-0,05	0,20
34	Лена — с. Сисское	15	0,54	0,07	0,55
35	Лена — пгт Покровск	25	0,41	-0,23	0,49
36	Лена — г. Якутск	23	0,35	0,20	0,40
37	Муя — с. Таксимо	14	-0,50	-0,09	0,50
38	Верхняя Ангара — с. Верхний Уоян	25	0,20	-0,38	0,47

погрешность расчета по этим локальным зависимостям не превышает 10 %.

При изучении ледового режима озер и водохранилищ зависимости между толщиной ледяного покрова и суммой отрицательных температур воздуха иногда строятся по совокупным данным всех постов о толщине ледяного покрова на объекте, полученных осреднением данных о толщине льда и температур воздуха и характеризующих ледовую обстановку на озере в целом. Операция осреднения снижает значения случайных отклонений и коэффициент корреляции между осредненными значениями толщины ледяного покрова и суммой отрицательных температур воздуха может превышать 0,6, что позволяет использовать обобщенные зависимости для расчета среднего значения толщины ледяного покрова на озерах и водохранилищах в конце зимы.

3. РЕЧНЫЕ НАЛЕДИ

3.1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О НАЛЕДЕОБРАЗОВАНИИ

Наледные явления, включая речные наледи, широко распространены в районах с суровыми климатическими условиями и оказывают заметное влияние на природную среду и деятельность человека. Поэтому с давних пор при освоении и изучении Сибири и Дальнего Востока наледные явления привлекали внимание и являлись объектами исследований специалистов разных направлений, в том числе геологического, мерзлотно-гидрогеологического, географического и гидрологического направлений.

Первое и верное в своей основе объяснение возникновения наледей на реках дано в 1903 г. горным инженером С. А. Подъяконовым [60], который на основе натурных наблюдений в поймах наледных рек за уровнем воды в шурфах, защищенных водонепроницаемыми срубами, установил, что наледообразование является следствием возникновения напора при стеснении живого сечения реки ледяным покровом: «Образовавшийся в реке ледяной покров плотно примерзает к берегам и благодаря морозам все увеличивается в своей толщине, сверху вниз, насчет русла реки. Таким образом, живое сечение русла постепенно все уменьшается и движение воды в нем является все более стесненным.» И далее: «Высота подъема воды в наледи будет находиться в зависимости от величины напора, при котором вода всего долинного потока может пройти через существующее в данный момент полное живое сечение его русла. По мере усиления морозов и промерзания почвы и русла вглубь это живое сечение будет естественно все уменьшаться, а поэтому потребный для прохождения всей массы воды напор будет увеличиваться. В связи с ним будет расти и высота наледи».

С. А. Подъяконов также первый обратил внимание, что на крупных реках наледи формируются только на прибрежных участках русла, правильно объяснив это явление формой прогиба ледяного покрова. Его описание этого явления представляет интерес и в наше время.

«Явление это происходит таким образом. Когда ледоход уже остановится и мороз скует все отдельные ледяные глыбы в один сплошной ледяной покров, который постепенно все более и более крепнет, то по берегам реки выступает т. н. «черная» вода, которая прекращает часто всякое сообщение, заливая проложенную

берегом реки осеннюю дорогу. Явление это известно каждому, кто жил в среднем течении Лены или осенью сдвиг по ней, и вызывается оно теми же, изложенными выше, причинами, т. е. уменьшением площади живого сечения вновь образующимся льдом, между тем как количество воды в реке в это время не уменьшается, и она стремится остаться на прежнем уровне. В силу этого, ледяной покров ее должен подняться кверху, но так как бока его, примерзшие плотно к берегам, подняться не могут, то лед поднимается кверху — выпучивается — только в середине реки, образуя покатость к берегам, а из образующихся во льду щелей вода реки проникает наружу и затопляет эти береговые углубления, образуя наледь».

В большинстве работ, опубликованных до шестидесятых годов, полностью или частично посвященных речным наледям, приводится описание обследованных наледей, особенности их режима, а также предположения о причинах их образования. Представляет интерес объяснение возникновения наледей на реках, данное Ю. М. Билибиным [11], выделившим два типа наледного процесса. Первый тип наледи формируется в результате пространственного несоответствия расходов воды и пропускной способности русла, т. е. в местах увеличения расходов или резкого сокращения живого сечения потока. Второй тип включает случаи временного несоответствия расходов воды и пропускной способности русла. В частности, формирование наледей по второму типу происходит, когда сокращение живого сечения потока вследствие нарастания ледяного покрова опережает его условное сокращение вследствие зимнего снижения расходов воды, в результате чего избыток воды изливается на поверхность ледяного покрова и превращается в наледь.

Если второй случай достаточно типичен и в самых общих чертах верно объясняет причину возникновения многих речных наледей, то образование наледей по первому типу — в местах выхода грунтовых вод и впадения притоков — значительно меньше распространено, чем предполагал Билибин. Он не учел, что при формировании ледяного покрова сохраняется и поддерживается пропускная способность подледного русла в соответствии с распределением стока расходов воды по длине реки.

Серьезным вкладом в разработку теории образования речных наледей явилась работа К. И. Россинского [64], опубликованная в 1960 г., в которой рассмотрен случай возникновения наледей в каналах при наличии сквозных трещин в ледяном покрове. При увеличении расходов воды она через эти трещины свободно изливается на поверхность льда, затопляя его. Лед под действием сил плавучести выгибается вверх, и при значительной ширине канала его центральная часть оказывается на плаву. На основе расчетных схем для балки с различной заделкой концов Россинским получены выражения для определения условий, когда наледь распространяется на всю ширину канала или только полосами вдоль его берегов. При этом впервые была выявлена роль

ширины потока, определяющая тип наледного процесса. В зависимости от толщины ледяного покрова расчетная схема Россинского позволяет вычислить критическую ширину канала. Для естественных условий схема Россинского является частным случаем, поскольку наличие постоянных сквозных трещин в ледяном покрове рек в районах с суровыми климатическими условиями — явление не типичное.

Н. Ф. Савко [1] механизм наледообразования представил как результат сосредоточенного стеснения руслового и подруслового водных потоков. Используя известные в гидравлике формулы для расчета потерь напора на сопротивлениях входного и выходного отверстий, Савко получил следующее выражение

$$Z = \frac{\epsilon_f v^2}{2g}, \quad (3.1)$$

где Z — потери напора на участке стеснения, ϵ_f — суммарный коэффициент сопротивления русла на входе и выходе стеснения, т. е.

$$\epsilon_f = (1,5 - 2,5)(H_2/H_1) + (H_2/H_1)^2,$$

где H_1 и H_2 — соответственно глубина русла перед и в створе перемычки. При этом Савко допускает, что в случае короткой перемычки потери напора по длине участка стеснения будут малы и ими можно пренебречь. Средняя мощность наледи связывается с потерями напора следующим соотношением:

$$h_n = 1,1Z. \quad (3.2)$$

Рассмотренная модель не учитывает деформацию ледяного покрова и включает два ошибочных положения. По мнению Савко, средняя мощность наледи не может быть больше максимальных потерь напора воды на участке реки. При этом не учитывается, что вес ледяного покрова только частично воспринимается берегами. Увеличение толщины льда неизбежно приводит к соответствующему повышению напора с учетом инерционности процесса деформации ледяного покрова. Поэтому мощность наледи может в десятки раз превышать потери напора на участке стеснения потока. Вторая ошибка в том, что коэффициент 1,1 в формуле (3.2) представляется излишним. Этот коэффициент, учитывающий объемное расширение воды при замерзании, был бы необходим, если бы излив воды был разовым, а процесс замерзания этой воды начинался после прекращения излива. В этом случае мощность наледи действительно бы превышала глубину излившейся воды и высоту напора на величину, соответствующую коэффициенту объемного расширения. Но поскольку оба эти процесса происходят одновременно и постепенно в результате неоднократных изливов, уровень поверхности наледи не должен превышать пьезометрического уровня воды на участке выше стеснения.

Предпринимались также попытки получить количественные зависимости развития наледей от гидрологических и метеорологических факторов. Еще в начале века С. А. Подъяконов [60] представил связь между «степенью развития наледи» и комплексом гидрометеорологических условий в виде выражения

$$R \cong P \frac{\lambda_a}{h_c} Q \frac{b}{W_1 + W_2},$$

где P — «сила мороза», λ_a — теплопроводность аллювия, h_c — высота снежного покрова, Q — расход воды, b — ширина русла, W_1 и W_2 — соответственно площади сечения руслового и подрулового потоков.

Это же направление, т. е. установление связей между показателями, в какой-то мере характеризующими с количественной стороны наледообразование в регионе, и внешними факторами, длительное время разрабатывал А. А. Цвид [79], представивший в конце концов эту зависимость в виде простой формулы

$$\Pi_n = \sum t \sum X / (1 - 5h_c),$$

где Π_n — «показания интенсивности наледного процесса», $\sum t$ — сумма среднемесячных температур воздуха за холодный период года, $\sum X$ — сумма осадков за осенне-летний период и h_c — высота снежного покрова в середине зимы. Обе эти формулы по сути дела лишь перечисляют основные факторы наледообразования, не вскрывая сложных функциональных связей между ними, и поэтому отражают процесс лишь с качественной стороны.

Долгое время исследованием наледей занимались главным образом геологи, мерзлотоведы, гидрогеологи и лишь с конца пятидесятих годов появились работы гидрологического направления [32, 70, 71, 78]. Основное внимание в них уделялось оценке роли наледных явлений в формировании водного режима и водных ресурсов. В этом отношении следует отметить вклад Б. Л. Соколова, исследовавшего закономерности режима наледей в годовом и многолетнем циклах, разработавшего способы расчета гидрографов наледного питания и стока и ряд аспектов методики наблюдений.

Впервые комплексные натурные исследования процессов формирования речных наледей были проведены В. В. Кравченко в 1979—1982 гг. на р. Уде в Восточных Саянах. На полигоне были оборудованы створы для ледемерных съемок, для учета стока с непрерывной регистрацией скорости течения подледного потока, установки для регистрации пьезометрического уровня воды и деформации ледяного покрова. На этом полигоне с помощью перечисленных установок, разработанных Кравченко, производились учащенные или непрерывные наблюдения за нарастающим кристаллического и наледного льда, деформацией ледяного покрова, ходом пьезометрического уровня и добавочного напора подледного потока, а также приходных и расходных состав-

ляющих баланса стока на участке наледного полигона, т. е. приращение расхода воды за счет подземного питания и ее расход, затрачиваемый на наледообразование. По материалам этих исследований Кравченко опубликовал серию работ [38, 41], посвященных закономерностям распространения наледей на территории Восточного Саяна, методики исследования, классификации и механизму наледообразования.

Приблизительно в этот же период нами разрабатывалась модель формирования наледей на реках, учитывающая взаимодействие водного потока и ледового покрова. Эмпирической основой теоретического анализа процесса явились результаты аэроледомерных радиолокационных съемок, выполнявшихся под нашим руководством в 1977—1979 гг. на реках Восточной Сибири. По полученным продольным профилям толщины ледяного покрова, охватившим значительные по протяженности участки рек, выявилась следующая особенность пространственного распределения наледей на реках: распространяющиеся на всю ширину русла наледи наблюдались только на реках с расходами воды в зимнюю межень не больше $10 \text{ м}^3/\text{с}$ и шириной русла до 50 м. В научной литературе, посвященной наледям, не было объяснения этой закономерности. Лишь только схема Россинского указывала на возможность ограничения наледного процесса по ширине реки. Таким образом, материалы пространственного распределения толщины ледяного покрова по длине рек явились предпосылкой теоретического анализа процессов наледообразования, а результаты комплексных натуральных исследований Кравченко базой для эмпирической проверки разработанных моделей.

3.2. ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ, КЛАССИФИКАЦИИ И ТИПИЗАЦИИ РЕЧНЫХ НАЛЕДЕЙ

Наледи представляют природные объекты с цикличной формой существования: в течение зимы наледи возникают и развиваются, а в теплое время года они в большинстве случаев полностью стают. Речные же наледи отличаются еще и непостоянством мест образования, а также некоторой неопределенностью пространственных границ, что определяет их двойственность как природных образований. Заметим, что к такому же классу природных образований относятся, например, заторы и зажоры. В свое время имели место споры: что такое наледь — явление или ледяной массив? В конце концов последнее положение стало общепризнанным, что, разумеется, не устранило их двойственную природу.

Любое определение наледей поэтому оказывается расплывчатым и недостаточно конкретным, как например, «наледь представляет собой ледяной массив на поверхности льда или земли, сформировавшийся в результате послойного намораживания воды естественного или антропогенного происхождения». Это наиболее полное определение все же недостаточно четко ограни-

чивает рассматриваемый класс природных образований, так как любая промерзшая до дна лужа в соответствии с ним может считаться наледью. И ограничивающее в данном определении (последнее намораживание) условие здесь не помогает, так как наледный слой может быть и один, что часто бывает при образовании наледей в результате перегрузки льда снегом (снежный лед).

В настоящее время принимается, что наледи как ледяные массивы, т. е. объекты криосферы Земли, являются предметом изучения гляциологии — географической науки о природных льдах. Это положение в принципе верно, поскольку любые естественные ледяные образования должны изучаться гляциологией, если ее понимать в соответствии с приведенной выше трактовкой. Однако наледи и особенно их разновидности, формирующиеся в пределах речной сети, входят в «сферу интересов» гидрологии, являясь органическим компонентом ледяного покрова рек и других водоемов, а также особенностью и одновременно факторами режима их питания. С другой стороны, применение при изучении наледей гидрологических методов и гидрометрии, в частности учет гидрологических и гидрофизических процессов и гидравлики потока, позволяют повысить эффективность их исследования.

Наледные явления на реках отличаются исключительным разнообразием по таким признакам, как масштабы проявления и интенсивности процесса, повторяемости, месту образования, морфологии наледного тела, а также механизму формирования. Поэтому исследование наледных процессов должно сопровождаться определением границ области применения полученных результатов на основании достаточно полной классификации или типизации явления.

Большинство классификаций наледей вслед за классификацией Н. И. Толстихина [72] основано на делении наледных вод по генезису. Если в общей классификации наледей генетический принцип себя полностью оправдывает, то для речных наледей он недостаточен, а в ряде случаев вообще лишен смысла, поскольку, как это точно сформулировал Б. Л. Соколов [71], «Выделение наледей речных вод в самостоятельный класс не дает объективного критерия для отнесения наледного питания и наледного стока к конкретной генетической составляющей общего речного стока, формирующегося зимой преимущественно подземными водами».

Во всеобщей классификации наледей природных вод В. Р. Алексева [3] речные наледи отнесены к отдельному классу «наледи поверхностных вод» с более подробным, чем в других классификациях делением на типы, в основу которого положена причина стеснения живого сечения (закупорка) русла, вызывающая выход воды на поверхность ледяного покрова. Всего Алексевым выделяется семь типов речных наледей:

при зажорах,
при закупорке русла донным льдом,

при закупорке русла грядой донных наносов,
при промерзании русла,
при «изостазии», т. е. перегрузке ледяного покрова снегом или торосами,
при колебаниях расходов речного потока,
при снежных обвалах.

Данная типизация в принципе логична, но не полна и отличается несколько формальным подходом. В частности, второй тип назван неточно. Более правильным было бы сказать: при закупорке русла шугой. Дело в том, что под ледяным покровом ни внутриводный лед, ни его разновидность — донный лед — просто не могут появиться, так как там нет условий для переохлаждения воды. Другое дело шуга, плывущая в потоке. Она образуется на участках, где имеется открытая водная поверхность, т. е. достаточно протяженная полынья. Шуга может заноситься под кромку ледяного покрова и передвигаться в потоке подо льдом на значительные расстояния.

Вызывает сомнение и возможность закупорки подледного сечения русла грядами донных наносов, так как в местах стеснения русла вследствие неизбежного повышения скорости течения изменяется сам характер движения наносов: гряды донных наносов будут размываться. Речной поток и наносы представляют взаимосвязанную систему и нельзя их рассматривать изолированно друг от друга.

В начале восьмидесятых годов оригинальную классификацию речных наледей, формирующихся в пределах речной сети, разработал В. В. Кравченко [38]. В качестве основы классификации им принято шесть уровней причинно-следственных связей генезиса наледей, под которым Кравченко понимает процесс их формирования: типы природных вод, условия, необходимые для излияния наледных вод, факторы, определяющие необходимые условия для излияния наледных вод; основные причины (предпосылки) излияния наледных вод, основные особенности механизма излияния наледных вод, дальнейшее развитие процесса образования наледей.

По структуре схема классификации имеет форму веретена, расширяясь от двух клеток в первой графе до пятнадцати в графе факторов, определяющих условия излияния наледных вод, затем схема постепенно сжимается до одной клетки: «растекание и замерзание наледных вод — наледи». В строгом смысле представленная схема не является классификацией наледей, что, по-видимому, сознавал и сам Кравченко, хотя под графической схемой классификации имеется подпись: «Генетическая классификация наледей на реках», в самом тексте несколько раз подчеркивается другое ее содержание — «В качестве предмета классификации принимаем процесс наледообразования во всех его стадиях». И далее: «...предлагаемая схема является первым опытом классификации генезиса наледей как процесса...».

Причина возникновения столь противоречивых определений крестя, по нашему мнению, в двойственности таких природных образований, как наледи, о чем говорилось выше. Сам же Кравченко не определяет прямо своего отношения к наледям: следует ли их рассматривать как явление или как массивы льда, т. е. природные объекты. По сути дела, классификация Кравченко представляет незавершенную классификацию процессов наледообразования — схему причинно-следственных связей. Чтобы данная схема стала классификацией, необходимо сформулировать основные принципы деления и подразделения наледных процессов.

Необходимо отметить также, что в классификационной схеме В. В. Кравченко имеются некоторые неточности и ошибочные положения. В частности, такой фактор, как «формирование наледей за счет боковых притоков, ключей и т. д.», по схеме относится к внешним нагрузкам, включающим и все случаи перегрузки ледяного покрова снегом, торосами, складированием и др. Здесь оказались объединенными в одну группу совершенно разные процессы: выход воды на поверхность ледяного покрова под действием гидростатического давления и стекание воды на лед со склонов долины или со льда притока, т. е. под действием силы тяжести. Поэтому рассматриваемый фактор обусловлен не внешними нагрузками, а поверхностным склоновым стоком в речную сеть.

Основные причины предпосылки излияния наледных вод Кравченко обуславливает исключительно гидродинамическим напором. Но при наличии полыней подъем воды и ее выход на поверхность льда вызывается подпором, под которым в гидравлике потоков понимается подъем уровня воды в результате стеснения живого сечения потока при открытой, хотя бы частично, водной поверхности. Излив воды на поверхность ледяного покрова под влиянием подпора имеет место при несплошном ледоставе и ниже полыней. Напорное же движение потока наблюдается, когда он течет в замкнутом пространстве и стеснение его живого течения повышает пьезометрический уровень воды, а не уровень свободной водной поверхности. Причины стеснения живого сечения в обоих случаях могут быть одними и теми же.

Различие между этими двумя состояниями потока проявляется также в том, что при подпоре деформация ледяного покрова происходит под действием сил плавучести, а не давления за счет избыточного гидродинамического напора, как это принимает Кравченко [38]. В частности, условие устойчивости заберегов не зависит от высоты уровня воды, покрывающей забереги, а определяется соотношением ширины заберегов и толщины ледяного покрова:

$$b_3^2 \leq h\sigma/6g (\rho_b - \rho_d).$$

В заключение заметим, что в принципе возможно создание классификации речных наледей, учитывающей их двойственную

природу, т. е. признаки по типу их развития, а также признаки, характеризующие наледы как природные объекты — размеры, положение и др. Между отдельными признаками из двух групп при этом должны выявиться связи, отражающие закон о переходе количества в качество. Однако ввиду недостаточной изученности наледей строгая классификация в настоящее время невозможна, а классификации, построенные по формальным признакам, вследствие трудностей идентификации наледей будут иметь в основном познавательный или, как говорят в таких случаях, «академический» интерес.

Ограниченные возможности практического применения своей классификации продемонстрировал сам В. В. Кравченко, так как в последующей работе «Закономерности формирования и распространения наледей на реках Восточной Сибири» [40] он, по сути, излагает типизацию наледей, характерных для данного района, которая не согласуется с его классификацией. В одних случаях наледы именуются по факторам, определяющим условия (причины) излияния наледных вод, в других — прослеживается связь с самими условиями.

В соответствии с реальными требованиями изучения наледей в целях разработки методов расчета, а также инженерных мероприятий по борьбе с наледными явлениями актуальной задачей является создание типизации наледей, включающей наиболее распространенные их типы, оказывающие влияние на хозяйственную деятельность, гидрологический и ледовый режим рек и доступные для идентификации.

Предварительно уточним схему процессов формирования речных наледей, которая в общем случае включает следующие стадии развития: возникновение условий, необходимых для излива воды на поверхность льда, образование трещин в ледяном покрове или просачивание воды через грунт, излив, растекание и промерзание воды. Данная схема отражает причинно-следственную связь между совокупностью процессов наледообразования и отчасти временную последовательность.

Первая стадия включает процессы, которые приводят к повышению пьезометрического уровня воды над поверхностью ледяного покрова вследствие его перегрузки или возникновения гидродинамического напора при стеснении живого сечения подледного потока. Хотя эта стадия и не является достаточной для образования наледей (для этого необходимы еще отверстия в ледяном покрове), она определяет основные закономерности их развития с качественной и количественной стороны в зависимости от гидрологических условий. Эту стадию процесса развития наледей В. В. Кравченко разделил на три уровня: условия, факторы и основные причины излива наледных вод. Но в его классификационной схеме не нашли отражения непосредственно гидрологические условия, т. е. водность и характеристики подледного русла. Между тем одни и те же факторы излияния наледных вод проявляются по-разному в зависимости от гидро-

логических условий и приводят к возникновению различных типов наледей. Например, на широкой реке стеснение живого сечения подледного потока под влиянием разных факторов, в том числе и в результате приращения расходов воды, приводит к превышению пьезометрического уровня воды над поверхностью ледяного покрова только в прибрежной полосе. В этих условиях формируются наледи, не распространяющиеся на всю ширину реки. Подробисе механизм этого явления будет рассмотрен ниже.

Рассмотрим основные процессы наледообразования в зависимости от причин выхода воды на поверхность ледяного покрова и гидрологических условий подледного потока.

1. Первая группа объединяет случаи, когда выход воды на поверхность льда происходит вследствие возникновения подпора на участках частично открытого русла. При этом наледи специфических типов формируются при следующих гидрологических условиях и ледовой обстановке:

на малых реках при ширине водного потока до 20—30 м подпор появляется в период интенсивного развития заберегов, стесняющих живое сечение подледного потока. На участках интенсивного притока подземного питания, где формируется неустойчивый ледостав, забереги растут в периоды похолодания, а при ослаблении морозов они отступают. Образование наледей происходит в результате выхода воды на поверхность заберегов и ледяных перемычек;

на шугоносных реках процесс образования наледей ускоряется за счет стеснения живого сечения подледного потока под заберегами и перемычками в результате отложения шуги;

на участках постоянно действующих полыней в местах выхода подземных вод. Появление подпора, вызывающего перелив воды на поверхность ледяного покрова, связано со стеснением живого сечения подледного потока вследствие нарастания толщины льда и пульсациями расходов воды. Распространение наледей этого типа ограничено сравнительно небольшими реками с расходами воды в зимнюю межень не более 15—20 м³/с. Дело в том, что на широких реках стеснение живого сечения при нарастании льда и приращении расходов воды не происходит вследствие свободного перемещения ледяного покрова с изменением уровня воды на преобладающей части ширины реки.

2. Вторая группа включает наиболее распространенные в Сибири и на Дальнем Востоке случаи наледообразования, когда излив воды на поверхность ледяного покрова обусловлен напорным движением подледного потока:

на нешироких реках нарастание сплошного ледяного покрова приводит к стеснению живого сечения подледного потока и возникновению добавочного напора, равного превышению пьезометрического уровня воды над поверхностью льда;

в зоне распространения вечной мерзлоты в зимнее время характерны эпизодические приращения расходов воды в реках вследствие увеличения дебита грунтового питания под действием

криогенного напора. Повышение расхода воды подледного потока при ограниченной пропускной способности русла приводит к появлению его добавочного напора и образованию наледей особого типа, отличающихся значительной мощностью и объемом;

в устьевой части притоков происходит стеснение живого сечения льдом основной реки, что создает условия для образования наледей, отличающихся высокой повторяемостью и постоянством места образования.

3. При иссякании поверхностного стока начинает промерзать подрусловой поток. Мерзлый водонасыщенный грунт имеет значительно меньшую пластичность, чем чистый лед, что при промерзании донных отложений приводит к возникновению относительно большого добавочного напора подруслового потока. Процесс наледобразования различается в зависимости от наличия транзитного подруслового потока;

на перемерзающих реках наледобразование отличается высокой повторяемостью сравнительно с участками, где сохраняется русловой сток. На поверхности наледи нередко возникают бугры пучения, что свидетельствует о возникновении значительного напора в подрусловом потоке;

в зоне сплошного распространения вечной мерзлоты на некоторых реках иссякает не только русловой, но и подрусловой потоки, что приводит к полному промерзанию аллювия. Этот процесс сопровождается появлением замкнутых линз непромерзшего грунта, в которых возникает криогенный напор, приводящий к образованию бугров пучения, при разрушении которых нередко выделяются значительные объемы газа.

4. Наледные процессы четвертой группы обусловлены, по выражению В. Р. Алексева, «изостазией» ледяного покрова, т. е. перегрузкой снегом или нагромождениями льда — торосами.

Однако если за основу процесса принимать не внешние условия, а причины разлива воды на поверхность льда, в данном случае гидростатический напор, то рассматриваемая группа будет включать и случаи термической деформации ледяного покрова.

Наиболее типичны следующие случаи наледобразования под действием гидростатического напора:

при перегрузке снегом, когда вода через трещины и другие отверстия изливается на поверхность льда, пропитывая снег, промерзание которого приводит к образованию слоя снежного льда. Механизм этого явления рассмотрен в первой главе;

при образовании гряд торосов ледяной покров под их тяжестью прогибается, что приводит к затоплению примыкающей к ним полосы льда и образованию специфической наледи, характерной для морей и крупных озер;

при складировании на поверхности ледяного покрова штабелей леса и других грузов;

наледи особого типа формируются при термических деформациях ледяного покрова, которое он испытывает при значительных изменениях температуры воздуха. Амплитуда таких деформаций

оказывается существенной при отсутствии снега на льду, что характерно, в частности, для оз. Байкал и ряда небольших озер Восточной Сибири. При термической деформации ледяной покров рек прогибается волнообразно, а на озерах изгибы с положительными и отрицательными прогибами располагаются в шахматном порядке. Амплитуда разности уровней поверхности ледяного покрова при этом достигает десятков сантиметров. В вогнутых местах поверхность льда оказывается ниже уровня воды, и при наличии трещин в них образуются локальные наледы.

Как уже отмечалось, В. В. Кравченко к этой группе процессов отнес случаи распространения на поверхности ледяного покрова основной реки наледей, формирующихся на притоках и от береговых ключей, считая, что перегрузка ледяного покрова родниковой наледью приведет к образованию гидростатического напора. При этом не учитывалось, что перегрузка льдом может возникнуть только при компактном строении ледяного массива, возвышающегося над поверхностью ледяного покрова. Если же инородный лед плавно сопрягается с ледяным покровом, как это имеет место в случае наледи, то перегрузки возникнуть не может и изливания вод основной реки не произойдет.

5. Пятый тип наледного процесса включает случаи притока воды на лед под действием силы тяжести из родников на склонах долины, а также при таянии снега, т. е. из источников, не имеющих гидравлической связи с русловым или подрусловым потоками.

В заключение заметим, что рассмотренные пять типов процессов, характеризующие силовые условия изливания наледных вод, в зависимости от порождающих их факторов и конкретных гидрологических условий обуславливают все многообразие типов речных наледей. Из них существенное влияние на гидрологический режим рек и хозяйственную деятельность оказывают наледы, формирующиеся при нарастании толщины ледяного покрова, при повышении расходов воды, при промерзании подруслового потока и в устьях притоков.

3.3. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ НАЛЕДЕЙ ПРИ НАПОРНОМ ДВИЖЕНИИ ПОДЛЕДНОГО ПОТОКА

Общие положения

На реках Восточной Сибири и Дальнего Востока наиболее широко распространены наледы, формирующиеся в результате излива воды на поверхность льда вследствие стеснения живого сечения подледного потока при нарастании ледяного покрова и повышении расходов воды. Возникающий при этом напор, строго говоря, не является ни гидродинамическим, ни гидростатическим, так как зависит от упругих и пластических свойств ледяного покрова.

Поскольку в гидравлике не рассматривается влияние на поток упругих свойств стенок трубопроводов или капалов, необходимо предварительно остановиться на принятой терминологии и системе отсчета.

Свободно плавающий ледяной покров, слабо связанный с берегами, создает гидростатический напор $\rho_{\text{л}} h_{\text{л}}$. При наличии снега на льду к этой величине прибавляется $\rho_{\text{с}} h_{\text{с}}$. Этот гидростатический напор не оказывает влияния на движение подледного потока, поскольку он уравнивается массой льда, и поэтому не создает гидравлического уклона.

При значительной связи с берегами, что характерно для широких рек, нарастание толщины ледяного покрова и повышение расходов воды приводят к стеснению живого сечения потока и возникновению напорного движения подледного потока. При этом пьезометрический уровень воды может существенно превышать уровень верхней поверхности ледяного покрова.

Обычно в гидравлике напор определяется над одной для всего потока плоскостью сравнения. Но для анализа процесса наледообразования необходимо знать ту часть напора, которая обусловлена реакцией ледяного покрова при стеснении живого сечения потока, получившая в настоящей работе название «добавочный напор». Он численно равен превышению пьезометрического уровня воды над уровнем воды в лунке, который бы наблюдался при отсутствии напорного движения потока. Практически оказывается возможным с достаточной степенью точности принимать добавочный напор равным превышению пьезометрического уровня воды над верхней поверхностью ледяного покрова.

Если допустить, что ледяной покров испытывает только упругую деформацию, то количественные соотношения приращения напора по длине реки в зависимости от гидравлических характеристик подледного потока для участка равномерного движения можно получить на основе формулы Шези, которая для подледного русла принимает вид

$$Q = H b R^y R^{0,5} i^{0,5} / n_{\text{п}}, \quad (3.3)$$

где Q — расход воды, b — ширина реки, H — средняя глубина русла, R — гидравлический радиус, i — уклон водной поверхности, $n_{\text{п}}$ — приведенный коэффициент шероховатости, учитывающий влияние на поток воды ложа реки и нижней поверхности ледяного покрова, y — коэффициент Павловского, имеющий значение на небольших реках в пределах $1/3$ — $1/5$.

Из выражения (3.3), подставив среднее значение y и допуская, что $R = 0,5H$, получим значение уклона водной поверхности при изменении гидравлических характеристик в результате нарастания толщины ледяного покрова и приращения расходов воды

$$i = i_0 (H_0/H)^{3,5} (Q/Q_0)^2 (b_0/b)^2, \quad (3.4)$$

где характеристики с нулевыми индексами соответствуют на-

чальному условию безнапорного движения подледного потока. Здесь i представляют уже гидравлический уклон

$$i = i_0 + (\Delta Z/l),$$

где ΔZ — приращение напора на участке равномерного движения подледного потока длиной l . Поэтому

$$\Delta Z = li_0 [(H_0/H)^{3,5} (Q/Q_0)^2 (b_0/b)^2 - 1]. \quad (3.5)$$

На участках с неравномерным движением подледного потока приращение напора определяется также изменением соответствующих гидравлических характеристик. Значение $\Delta Z/l$ на переходных участках будет занимать промежуточное положение между значениями $\Delta Z/l$ прилегающих участков равномерного движения с повышенными и пониженными уклонами.

Из выражения (3.5) следует, что приращение напора при изменении гидравлических характеристик подледного потока зависит от базового продольного уклона русла.

Саморегулируемая система «поток — ледяной покров»

Рассмотренная выше по аналогии с движением жидкости в трубопроводах модель напорного движения подледного потока, отражающая его потенциальные возможности с точки зрения возникновения добавочного напора, на самом деле практически не реализуется. Об этом свидетельствуют материалы натуральных наблюдений. Если бы ледяной покров обладал достаточной жесткостью, то пропускная способность русла при нарастании толщины ледяного покрова могла быть восстановлена лишь за счет повышения гидравлического уклона. А в этом случае добавочный напор будет возрастать по длине реки в соответствии с падением напора в трубопроводах. Однако режим наледообразования и результаты обследования наледных рек не согласуются с этим положением.

Оказалось, что на достаточно протяженных участках рек падение напора подледного потока по длине отсутствует, что согласуется с режимом наледообразования на реках, так как в противном случае повторяемость наледных явлений была бы значительно выше существующей. В случае «жесткой» модели даже при небольшом стеснении живого сечения подледного потока приращение его напора по длине реки должно привести к тому, что в каком-нибудь пункте добавочный напор достигает значения, достаточного для разрушения ледяного покрова и возникновения наледи.

Отсутствие приращения напора подледного потока по длине реки в период нарастания толщины ледяного покрова и при повышении расходов воды говорит, что вызываемое ими стеснение живого сечения потока компенсируется прогибом ледяного покрова. При этом этот прогиб осуществляется главным образом за

счет пластической деформации, так как упругая деформация льда слишком незначительна.

Равновесие системы «поток — ледяной покров», при которой не происходит его разрушения, поддерживается, если ледяной покров прогибается вверх под действием добавочного напора по скорости, необходимой для поддержания живого сечения потока в соответствии с его расходом. Это условие равновесия подледного потока при нарастании толщины ледяного покрова ($Q = \text{const}$) достигается при

$$dW_{\text{л}}/d\tau = b (d\bar{f}/d\tau) \quad (3.6)$$

и при повышении расходов воды ($h_{\text{л}} = \text{const}$)

$$dW/d\tau = b (d\bar{f}/d\tau), \quad (3.7)$$

где W и $W_{\text{л}}$ — площади сечения потока и ледяного покрова, а \bar{f} — средний по ширине прогиб ледяного покрова. Варианты распределения напора подледного потока по длине участка реки при «жестком» и деформируемом ледяном покрове представлены на рис. 3.1.

При наличии добавочного напора состояние равновесия подледного потока до некоторой степени аналогично состоянию реки при ледоставе, когда поток воды испытывает сравнительно со свободным руслом повышенное сопротивление, которое компенсируется увеличением площади живого сечения русла в результате общего подъема уровня воды. После установления ледостава происходит перераспределение уклонов потока в зависимости от шероховатости льда и степени стеснения русла на различных участках. Но в целом, если рассматривать участки достаточной протяженности, уклон реки не меняется.

Возникновение напорного движения потока при нарастании толщины ледяного покрова и повышении расходов воды также не приводит к изменению генерального уклона реки, так как сокращение живого сечения подледного потока, вызываемое упомянутыми процессами, полностью компенсируется деформацией ледяного покрова, которая регулируется добавочным напором. В местах, где для поддержания необходимой скорости деформации требуются повышенные нагрузки, добавочный напор имеет более высокие значения сравнительно с участками, где пропускная способность подледного потока обеспечивается при меньшей скорости деформации ледяного покрова.

Подледный поток и ледяной покров представляют единую саморегулирующуюся систему, в которой добавочный напор определяется условиями деформации ледяного покрова, и наоборот. Особенность такого состояния реки в том, что необходимая пропускная способность русла поддерживается возникновением добавочного напора, в результате чего пьезометрический уровень воды превышает поверхность ледяного покрова. Разрушение же льда и появление трещин приводит к излиянию воды и нарушает равновесие.

Общее условие равновесия системы «поток — ледяной покров» может быть выражено также следующим равенством:

$$\Delta W_{л} + \Delta W_{р} + \Delta W_{f} + \Delta W_{Q} = 0, \quad (3.8)$$

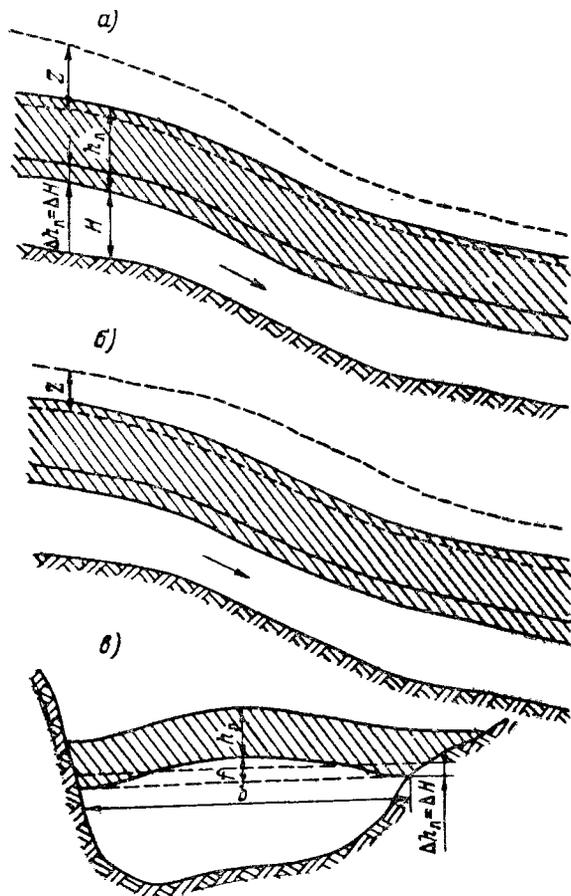


Рис. 3.1. Схема возникновения напора в потоке под ледяным покровом при нарастании льда при упругой (а) и пластической (б) деформациях ледяного покрова, а также деформация ледяного покрова в поперечном сечении при нарастании его толщины (в).

где $\Delta W_{л}$, $\Delta W_{р}$ и ΔW_{f} — изменение живого сечения подледного потока в единицу времени за счет нарастания льда, деформации русла и прогиба ледяного покрова, ΔW_{Q} — изменение площади этого сечения, необходимое для поддержания пропускной способности русла при приращении расходов воды. Все компоненты

этого равенства могут иметь положительный или отрицательный знак.

Рассматриваемая закономерность была проверена В. В. Кравченко по материалам наблюдений на полигоне «Синий камень», где за зиму 1980-81 г. было выполнено десять комплексных детальнейших измерений гидравлических и ледовых характеристик, включая расходы воды, деформацию русла, площадь живого сечения подледного потока, площадь сечения ледяного покрова и его прогиб. Обрабатывая результаты наблюдений, Кравченко представил уравнение (3.8) в виде равенства, в котором изменение соответствующих площадей выразил в линейных единицах, разделив приращение площадей на ширину подледного потока. Исходные данные и результаты расчета, заимствованные из работы [41], представлены в табл. 3.1. Полученный расчетным путем прогиб ледяного покрова $\Delta W_f'$ не отличается от измерен-

Таблица 3.1

Гидравлические элементы подледного потока и расчет приращения прогиба ледяного покрова ($\Delta f'$). р. Уда, полигон „Синий камень“, 1880-81 г.

Дата	b м	W м ²	$W_{л}$ м ²	Δf см	Δh_p см (1)	$\Delta W/b$ см (2)	$\Delta W_N/b$ см (3)	$\Delta f'$ см (1+2+3)
Декабрь								
25	37,9	12,1	30,8					
Январь								
6	33,1	6,8	36,8	5	4	-16	18	6
14	32,4	6,7	38,3	8	2	0	5	7
25	30,4	6,1	42,9	15	1	-2	15	14
Февраль								
3	26,5	4,5	47,0	9	0	-6	15	9
14	25,1	4,4	48,3	5	0	0	5	5
25	24,6	5,6	50,5	14	0	5	9	14
Март								
5	24,0	3,9	51,0	1	5	-7	2	0
14	24,0	3,5	50,2	-5	0	-2	-3	-5
24	24,3	3,6	49,15	-6	-2	0	-3	-5

ного более чем на 1 см. Таким образом, результаты натуральных исследований подтвердили выдвинутую гипотезу о взаимном влиянии потока и ледяного покрова, являющихся единой саморегулируемой системой.

Особенности напорного движения потока при нарастании толщины ледяного покрова

Стеснение живого сечения потока при нарастании толщины ледяного покрова приводит к возникновению добавочного напора, который создает давление на нижнюю поверхность ледяного по-

кровя, обеспечивающее его прогиб, компенсирующий это стеснение. Количественное соотношение, определяющее добавочный напор при нарастании льда в зависимости от гидрометеорологических условий, можно получить из равенства (3.8) при $\Delta W_Q = 0$ и $\Delta W_P = 0$. В этом случае изменение сечения подледного потока за счет прогиба льда будет равно приращению площади сечения ледяного покрова за счет намерзания снизу.

Давление на нижнюю поверхность ледяного покрова является постоянно действующей равномерно распределенной нагрузкой, направленной вертикально вверх. В соответствии с теорией Максвелла, если допустить, как это принято, что лед представляет вязкую жидкость, скорость деформации (производная прогиба по времени) для балки с заделанными концами под действием равномерно распределенной нагрузки определяется выражением

$$df/(dt) = \rho g Z b^4 / (96 \mu h^3), \quad (3.9)$$

где $\rho g Z$ — равномерно распределенная нагрузка за счет добавочного напора Z и μ — коэффициент вязкости льда [75].

Модель деформации ледяного покрова на основе изгиба балки является сравнительно грубой схематизацией явления. Но поскольку в настоящее время отсутствует решение уравнения поверхности ледяной плиты на упругом основании, подвергающейся пластической деформации под нагрузкой, принятое допущение, учитывая поставленную цель — выявить закономерности и условия формирования наледей на реках, вполне оправдано, так как использование формулы изгиба балки позволяет получить сравнительно простые соотношения, раскрывающие механизм явления.

На сравнительно узких реках, для которых характерно наледообразование, кривая изгиба ледяного покрова приближается к параболе, что позволяет принять среднее значение прогиба f_c равным $2/3$ его максимального значения. Воспользовавшись простейшим выражением для определения интенсивности нарастания толщины ледяного покрова (1.7), приравнявая ему производную среднего по ширине реки прогиба ледяного покрова f_c , получаем значение добавочного напора в зависимости от ширины подледного потока, температуры воздуха, толщины льда, высоты снежного покрова на льду и притока тепла к нижней поверхности льда

$$Z = \frac{144 \mu h^3}{L \rho_p g b^4} \left(\frac{\lambda_p \alpha t}{h} - q \right). \quad (3.10)$$

Применение данной формулы затрудняется неопределенностью, возникающей при выборе расчетного значения параметра μ . Дело в том, что он не является физической константой, а зависит от температуры льда, его структуры, направления деформации и напряжения [13, 19, 69]. Результаты экспериментальных определений значений μ рядом исследователей отличаются друг от друга иногда на порядок.

При выборе значения μ для ориентировочной оценки возможного добавочного напора принимались во внимание следующие соображения. Во-первых, учитывалось то, что с увеличением нагрузки вязкость льда существенно понижается. Также учитывалось, что при деформации льда параллельно плоскости ледяного покрова значение μ оказывается меньше чем по нормали к его поверхности. Эти особенности изменчивости параметра μ при учете того, что равновесие ледяного покрова происходит при напряжениях в последнем, близким к разрушающим, обусловили целесообразность выбора минимального значения μ из известных экспериментальных данных в соответствии с рекомендациями СН 76-66 [75], $(\text{н}\cdot\text{сут})/\text{м}^2$,

$$\mu = (14 - 1,2t_{\text{л}} + 0,35t_{\text{л}}^2) \cdot 10^6, \quad (3.11)$$

где $t_{\text{л}}$ — средняя по вертикали температура ледяного покрова, которая может быть определена в зависимости от температуры воздуха, толщины ледяного покрова и высоты снежного покрова, т. е. $t_{\text{л}} = 0,5ht/h_3$. С учетом этого выражения формула для определения вязкости ледяного покрова при различных ледовых условиях принимает вид

$$\mu = \left(14 - 0,6 \frac{h}{h_3} t + 0,1 \frac{h^2}{h_3^2} t^2 \right) \cdot 10^6. \quad (3.12)$$

Данные табл. 3.2, являющиеся результатами расчета по формулам (3.10) и (3.12) при $q = 0$, иллюстрируют определяющее

Таблица 3.2

Добавочный напор (см) при ширине подледного потока 10 м

Высота снега, см	Температура воздуха, °С			Высота снега, см	Температура воздуха, °С		
	-10	-20	-30		-10	-20	-30
Толщина ледяного покрова, 80 см				5	19	51	110
0	28	96	240	10	11	28	53
5	10	27	55	20	7	15	24
10	7	14	26	Толщина ледяного покрова 120 см			
20	4	7	12	0	68	230	570
Толщина ледяного покрова 100 см				5	31	85	180
0	50	160	390	10	21	48	94
				20	12	25	43

влияние на процесс наледеобразования при нарастании толщины ледяного покрова таких факторов, как температура воздуха и высота снежного покрова на льду. Так, при температуре воздуха -10°C добавочный напор может превысить 50 см лишь при толщине ледяного покрова более 80 см. Но такая толщина ледяного покрова характерна для районов с суровыми климатическими

условиями, когда в течение длительного времени преобладает температура воздуха ниже -20°C . Этим обстоятельством, в частности, объясняется преимущественное распространение наледей на реках в регионах с холодным климатом.

Снег как хороший теплоизолятор существенно замедляет скорость нарастания толщины льда и повышает его температуру, увеличивая пластичность ледяного покрова. Поэтому при высоте снежного покрова более 10 см добавочный напор, превышающий 50 см, возможен только при значительной толщине ледяного покрова. Но между высотой снежного покрова и толщиной ледяного покрова существует обратная зависимость. Поэтому наличие на льду снежного покрова высотой порядка 15—20 см и больше является препятствием для образования наледей при нарастании толщины ледяного покрова. Однако при повышении расходов воды существенный добавочный напор, как это будет показано ниже, возникает и при значительной высоте снежного покрова.

Материалы наблюдений на гидрологических постах подтверждают эту закономерность. Так на р. Чара у с. Чара с 1951 г. в течение 11 зим отмечено образование наледей. Из них только в одном случае высота снежного покрова превышала 10 см.

Приведенные в табл. 3.2 значения добавочного напора вычислены для ширины подледного потока 10 м. Чтобы получить величину значения этого напора при другой ширине реки достаточно соответствующие значения из таблицы разделить на $(0,1b)^4$. Так, при ширине подледного потока 15 и 20 м добавочный напор уменьшается по сравнению с данными этой таблицы в 5 и 16 раз соответственно.

Ледовые и метеорологические характеристики варьируют год от года, определяя вероятность наледеобразования в многолетнем цикле. Ширина же подледного потока менее подвержена изменениям в разные годы, и поэтому она может рассматриваться как фактор распределения наледей по длине реки.

Оценивая достоверность полученных результатов расчета, следует учитывать, что в естественных условиях возможны существенные отклонения коэффициента вязкости льда от принятых значений. Вследствие наличия обратной степенной зависимости вязкости льда от нагрузки можно ожидать, что максимальные значения добавочного напора, представленные в табл. 3.2, завышены. Однако это обстоятельство не влияет на общий характер выявленных зависимостей и, в частности, на вывод о роли ширины подледного потока на характер наледеобразования, с увеличением которой добавочный напор быстро затухает. Что касается проверки полученных соотношений по материалам натуральных наблюдений, то она затрудняется отсутствием данных о теплопритоке к нижней поверхности льда из водной массы, который на ледяных реках обычно имеет большое значение. Следует также принимать во внимание значительную изменчивость параметра q по длине участка реки в зависимости от распределения источников подземных вод, питающих реку в зимнюю межень.

Как уже отмечалось, возникновение добавочного напора является лишь предпосылкой наледеобразования, т. е. условием необходимым, но еще недостаточным. Собственно образование наледи начинается при изливе воды на поверхность ледяного покрова, который осуществляется через трещины или другие отверстия, а также в результате просачивания через грунт береговых отложений.

После начала излива воды на поверхность льда расход воды ниже места излива резко сокращается, что приводит к отрицательному прогибу ледяного покрова и уменьшению сечения подледного потока. Скорость деформации льда при его проседании оказывается достаточно большой за счет «тяжести» потока воды на поверхности ледяного покрова и повышении температуры слоя льда до нуля. В результате поддерживаются условия излива воды на поверхность льда и после того, как на вышележащем участке добавочный напор уменьшается.

Напорное движение подледного потока при повышении расходов воды

Нарастание толщины ледяного покрова не является единственной причиной стеснения сечения подледного потока и возникновения добавочного напора. Для районов распространения многолетней мерзлоты характерны резкие повышения подземного питания в середине и во второй половине зимы, связанные с неравномерной разгрузкой подмерзлотных вод в результате возникновения криогенного напора. Эта особенность режима подземного питания была установлена по материалам наблюдений за развитием ключевых наледей. Суммарный же зимний сток наледной реки с достаточной степенью точности впервые был измерен В. В. Кравченко. На наледном полигоне «Синий камень» в верхнем течении р. Уды проводились регулярные наблюдения за наледеобразованием и стоком подледного потока с помощью достаточно большого числа вертушек, установленных под ледяным покровом. Регистрация скорости течения по ним осуществлялась несколько раз в сутки. Часть стока, затрачиваемая на обычное нарастание льда и наледеобразование, определялась по данным детальных и частых ледомерных съемок.

Гидрограф подземного питания р. Уды, построенный по этим данным, отличается повышенными расходами воды во второй половине зимы и значительной пульсацией. Эта часть питания (пульсационные добавки) полностью расходуются на наледеобразование и поэтому обычно не выявляется по гидрометрическим данным.

Увеличение расхода воды вызывает возникновение добавочного напора и деформацию ледяного покрова, которая обеспечивает изменение пропускной способности русла в соответствии с приращением расхода воды. На крупных реках добавочный напор, достаточный для требуемого вертикального перемещения ледяного

покрова, ничтожен — доли сантиметра. Таким образом, на достаточно широких реках лед свободно перемещается по вертикали при изменении расходов воды. На узких же реках при повышении расходов воды ледяной покров не может быстро изменить свое высотное положение, так как для этого должно произойти его значительное удельное растяжение. Поэтому возникает ощутимый добавочный напор, вызывающий деформацию ледяного покрова, скорость которой поддерживается в соответствии с изменением расхода воды. Пьезометрический уровень воды при этом превышает поверхность ледяного покрова.

При положительной деформации ледяного покрова площадь живого сечения подледного потока увеличивается за счет приращения его средней глубины. На участках равномерного движения между изменением расхода воды и приращением средней глубины потока при постоянном уклоне соблюдается следующее соотношение, полученное дифференцированием уравнения движения:

$$dQ/d\tau = \frac{7Q dH}{4H d\tau}.$$

Переходя к суточным значениям приращения напора ΔH и расхода воды ΔQ , получаем

$$\Delta H = 4/7 \Delta Q/H. \quad (3.13)$$

Так как гидравлические элементы определялись через значительные промежутки времени (10 сут), формула (3.13) применялась при проверочных расчетах (табл. 3.3) в виде

$$\Delta H' = [4(Q_i - Q_{i+1})(H_i + H_{i+1})]/[7(Q_i + Q_{i+1})].$$

Сходимость результатов расчета и измерений для случая соответствия приращения расходов воды и средней глубины подледного потока оказалась хуже, чем соответствия прогиба ледяного покрова и изменения глубины. Среднее отклонение составило 1 см, а наибольшее — 3 см. По видимому, в процессе нарастания льда в какой-то мере происходит перераспределение гидравлического уклона подледного потока, что приводит к отдельным несоответствиям между приращением расходов воды и площади живого сечения подводного потока в конкретном створе.

Подставив в формулу (3.12) выражение приращение прогиба ледяного покрова из формулы (3.9) и учитывая, что $\Delta f_c = -2/3\Delta f = K_p \Delta H$, где $K_p = 2\Delta W/(b_i + b_{i+1})\Delta H$, получим выражение для оценки величины добавочного напора в зависимости от интенсивности приращения расхода воды

$$Z = 82K_p H \Delta Q_0 m^3 10^{-4}/b^4, \quad (3.14)$$

где ΔQ_0 относительное приращение расхода воды в сутки. Чтобы показать роль отдельных факторов в формировании добавочного

Таблица 3.3

Сопоставление результатов расчета приращения средней глубины подледного потока по формуле (3.12) с данными измерений ΔH . р. Уда, полигон „Синий камень“, 1980-81 г.

Дата	Q_i м ³ /с	H см	$\bar{Q} = \frac{Q_i + Q_{i+1}}{2}$	$\Delta H' = -\frac{4}{7} \frac{\Delta Q (H_i + H_{i+1})}{(Q_i + Q_{i+1})}$	ΔH см
25/XII	12,3	32	9,4	10	11
6/I	6,52	21	6,46	0	0
14/I	6,39	21	6,11	1	1
25/I	5,81	20	5,0	4	1
3/II	4,18	19	4,14	0	1
14/II	4,10	18	4,61	-2	-5
25/II	5,12	23	4,32	5	6
5/III	3,53	16	4,32	1	1
14/III	3,11	15	3,16	0	0
24/III	3,20	15			

Таблица 3.4

Добавочный напор (см) при ширине 10 м и средней глубине 1 м

Высота снежного покрова, см	Температура воздуха, °С	Приращение расхода воды в сутки, %			
		1	5	10	20

Толщина ледяного покрова 50 см

0	-20	9	46	91	180
0	-30	9	47	94	190
10	-20	3	14	27	54
10	-30	3	16	38	66
20	-20	2	12	22	46
20	-30	2	12	25	50

Толщина ледяного покрова 100 см

0	-20	73	360	730	1450
0	-30	130	670	1340	2700
10	-20	28	140	280	550
10	-30	40	200	400	800
20	-20	21	110	210	430
20	-30	26	130	260	530

напора при повышении расходов воды, в табл. 3.4 приводятся результаты расчета по формуле (3.14).

Сравнение данных табл. 3.2 и 3.4 показывает, что в случае возникновения добавочного напора за счет увеличения расходов воды ослабляющая роль снега проявляется менее резко, чем при нарастании ледяного покрова. Этой закономерностью, по-видимому, и объясняются случаи образования речных наледей и в зимы с достаточно обильными снежными осадками.

Закономерности палеообразования с учетом нарастания толщины ледяного покрова и измерения расходов воды

Рассмотренные выше условия возникновения напорного движения подледного потока при $h = \text{const}$ и $Q = \text{const}$ являются схематизированными моделями, отражающими частный случай, так как в действительности оба процесса (изменение расходов воды и нарастание толщины ледяного покрова) обычно протекают одновременно. Общее условие равновесия системы «поток—ледяной

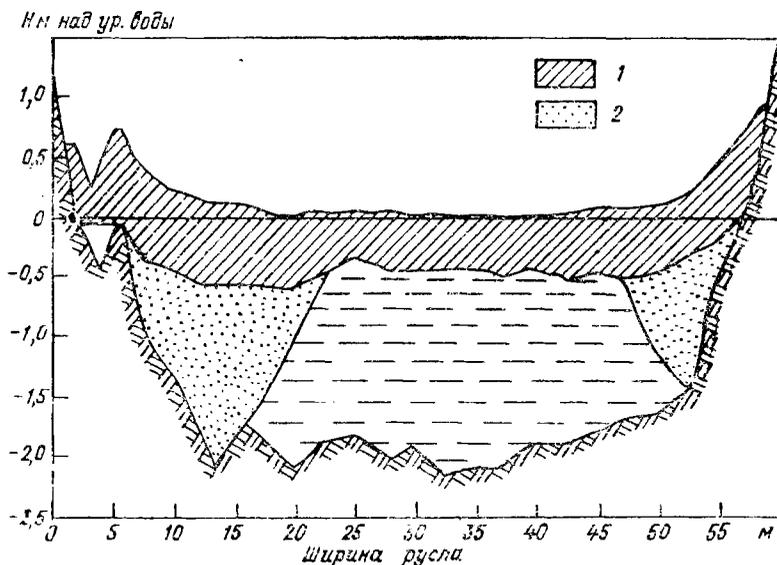


Рис. 3.2. Оседание ледяного покрова в начале ледостава при снижении расходов воды. р. Витим у с. Мокша.

1 - лед, 2 - суга.

покров» можно представить в виде уравнения, отражающего соотношение между интенсивностью прогиба ледяного покрова, с одной стороны, и нарастанием его толщины, а также изменением средней глубины русла, компенсирующей изменение расхода воды, с другой.

Для рек Восточной Сибири характерно быстрое падение расходов воды в начале зимы, сопровождающееся понижением ее уровня и оседанием ледяного покрова на грунт в пределах прибрежных участков русла (рис. 3.2). В этот период средняя глубина подледного потока уменьшается значительно быстрее, чем нарастает толщина ледяного покрова и поэтому палеообразование на реках невозможно.

В общем случае добавочный напор определяется следующим выражением:

$$Z = \frac{144\mu h^3}{\rho g b^4} \left(\frac{\lambda_n \alpha t}{\rho_n L h_n} - \frac{q}{\rho_n L} \pm \frac{4}{7} H \Delta \tilde{Q} \right).$$

При этом добавочный напор будет иметь место, если

$$\frac{\lambda_n \alpha t}{\rho_n L h_n} - \frac{q}{\rho_n L} \pm \frac{4}{7} \Delta \tilde{Q} > 0. \quad (3.15)$$

В противном случае возникает «отрицательный» напор, при котором уровень воды в лунке будет ниже, чем при свободно плавающем ледяном покрове. Вес льда в этом случае полностью не уравнивается, в результате чего происходит отрицательная деформация ледяного покрова — прогиб вниз.

Из гидрологических элементов подледного потока неравенство (3.15) включает только глубину, которая поэтому является фактором распределения добавочного напора по длине реки, так же как приток тепла с подземным питанием. В период плавного понижения расходов подледного потока прогиб ледяного покрова может быть на одних участках положительным, а на других отрицательным в зависимости от средней глубины русла (при отсутствии подземного питания или его равномерного распределения в пределах участка).

Чтобы убедиться, что соотношение (3.15) отражает реальные условия, рассмотрим численные примеры. Принимаем следующие исходные условия, характерные для метеорологических и ледовых условий Восточной Сибири: $t = -25^\circ\text{C}$, $q = 0$, $h = 1$ м, $h_c = 0,2$ м и $\alpha = 1$. Допустим также, что расход воды понижается за сутки на 1% ($\Delta Q = -0,01$). В этом случае на участках данного русла с глубиной менее 0,8 м будет иметь место положительный прогиб ледяного покрова, а при средней глубине большей этого значения — отрицательный. При отсутствии снега на льду критическая глубина, определяющая распределение «положительного» и «отрицательного» напора, для нашего примера окажется больше 2 м. Чередование по длине реки положительного и отрицательного прогиба в этом случае может быть только при более интенсивном снижении расходов воды. Рассмотренный пример наглядно показывает, что одновременное существование положительного (на мелководных участках) и отрицательного (на плесах) прогибов вполне вероятно для рек Восточной Сибири с расходами воды в зимнее время менее $10 \text{ м}^3/\text{с}$.

Подобный случай чередования участков реки с деформацией ледяного покрова, направленной вверх и вниз, наблюдался на р. Уда зимой 1981—1982 гг. В пределах полигона «Синий камень» на участках с неглубоким руслом происходила положительная деформация ледяного покрова и излив воды на его поверхность, в то время как в местах со значительной глубиной реки незамерзшая наледная вода стекала обратно через трещины под лед, свидетельствуя о наличии здесь «отрицательного» напора.

Аналогичный процесс наблюдался А. А. Сивцовой на р. Индигирке — образование наледей чередовалось со стоком незамерзшей воды обратно под лед. Так как детальных наблюдений на р. Индигирке не производилось, объяснение данного явления может быть только предположительным. А. А. Сивцова, в частности, образование наледей на расширениях связывает с промерзанием руслового и подруслового потоков. А в тех местах, где подруслового поток еще не промерз, незамерзшая наледная вода, по ее мнению, снова уходит в толщу подруслового талика. Это объяснение нельзя признать обоснованным, так как по материалам наблюдений на гидрометрических створах, поверхностный сток р. Индигирки в течение зимы полностью не прекращается. А как показано выше, чередование участков разлива воды на поверхность льда и обратного ее просачивания под лед может происходить и при наличии подледного руслового потока. Так, характерный для р. Индигирки процесс наледообразования наблюдался в период плавного снижения расходов воды. В этих условиях приращение толщины ледяного покрова на мелководных участках реки приводит к появлению добавочного напора, вызывающего положительную деформацию ледяного покрова и излив воды на его поверхность. На глубоких местах в это же время продолжается оседание льда и поток принимает дополнительный расход из остатков незамерзших наледных вод.

Чередование участков реки с положительной и отрицательной деформацией ледяного покрова приводит к образованию сравнительно коротких наледей на мелководье. Этот тип процесса наледообразования характерен для малоснежных зим. При повышении расходов воды добавочный напор возникает на всем протяжении участка и наледообразование приобретает значительный масштаб, распространяясь на десятки километров, а нарастание толщины ледяного покрова за один наледный цикл достигает 1 м. Характерно, что в этом случае добавочный напор и скорость деформации льда будут преобладать на глубоких участках русла. При этом добавочный напор оказывается слабо связанным с высотой снежного покрова, поэтому значительные повышения расходов воды приводят к образованию мощных наледей и в снежные зимы.

Образование трещин при наледообразовании

Выход воды на поверхность ледяного покрова при образовании наледей осуществляется различными путями. Чаще всего вода просачивается через береговые отложения в местах, где они глубоко не промерзают под снегом. Нередки случаи разлива воды через трещины в ледяном покрове, которые могут возникнуть при осланиии ледяного покрова под действием добавочного напора или в результате температурных деформаций. Рассмотрим все эти условия возникновения трещин.

Выражение для определения добавочного напора, вызывающего разрушение ледяного покрова, получим на основе формулы балки с равномерно распределенной нагрузкой и двумя заделанными концами

$$Z_{\pi} = 2\sigma_{из} h^2 / \rho g b^2, \quad (3.16)$$

где Z_{π} — предельное значение добавочного напора, вызывающее образование трещин, $\sigma_{из}$ — прочность ледяного покрова на изгиб. Трещинообразование может произойти только после того, как добавочный напор превысит значение Z_{π} . Решая это неравенство, подставив в него значения Z и Z_{π} из формул (3.14) и (3.16), получаем следующее выражение для определения условий, при которых образуются трещины в результате возникновения добавочного напора:

$$\frac{72\mu h}{\sigma_{из} b^2} \left(\frac{\lambda_{л} \alpha t}{\rho_{л} L h_3} - \frac{q}{\rho_{л} L} + \frac{4}{7} H \Delta Q_0 \right) \geq 1. \quad (3.17)$$

Расчеты по выражению (3.17) показывают, что образование трещин под действием добавочного напора возможно только на участках рек с очень небольшой шириной подледного потока. Предельная ширина этого потока при отсутствии снега на поверхности ледяного покрова не превышает 10 м, если добавочный напор обусловлен приращением толщины льда. При повышении расходов воды с интенсивностью 10 % в сутки образование трещин может происходить при ширине потока до 20 м. Столь небольшие значения ширины подледного потока, при которой происходит разрушение льда, обусловлены тем, что добавочный напор уменьшается в зависимости от ширины в четвертой степени. Если же учесть, что коэффициент вязкости льда понижается с увеличением напряжения, то возможность разрушения ледяного покрова под действием добавочного напора в начальной стадии его деформации вообще вызывает сомнение.

Рассмотренный механизм разрушения ледяного покрова по схеме балки с двумя заделанными концами отражает только начальную стадию процесса, когда прогиб этого покрова еще незначителен. При длительном действии добавочного напора прогиб ледяного покрова становится достаточно большим и его надо учитывать при определении условий возникновения трещин. В этом случае прибрежная полоса ледяного покрова оказывается ниже его центральной части и, помимо давления добавочного напора, испытывает также давление гидростатического напора, равного значению прогиба. При удалении от берега гидростатический напор в соответствии с кривой прогиба постепенно уменьшается. На «широких» реках в центральной части ледяной покров не испытывает нагрузки, а на «узких» последняя равна добавочному напору. У берегов нагрузка оказывается максимальной: $q_{\max} = \rho g f + Z$ («узкие» реки) и $q_{\max} = \rho g f$ («широкие» реки) (рис. 3.3).

В соответствии с рассматриваемой схемой разрушение ледяного покрова произойдет под действием неравномерно распределенной нагрузки. Представим прибрежный изогнутый участок ледяного покрова в виде балки с заделанными концами: один сопрягается с береговым откосом, а другой — с горизонтальным участком ледяного покрова, который на «узкой» реке совпадает с ее серединой.

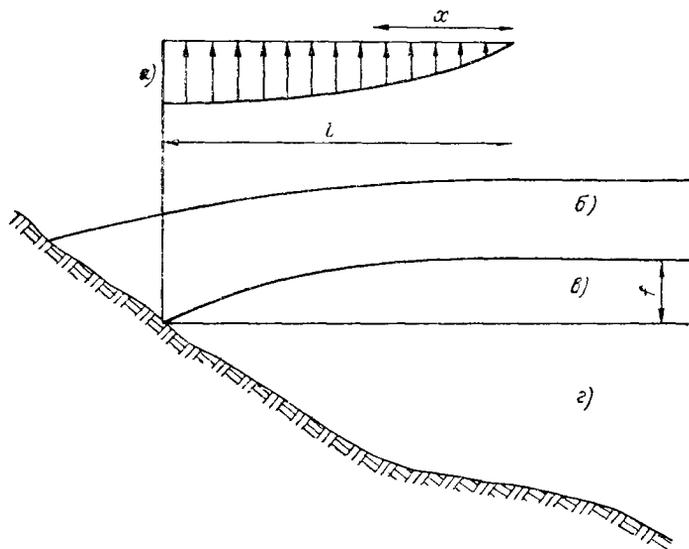


Рис. 3.3. Распределение по ширине реки нагрузки на ледяной покров под действием добавочного напора («широкая» река).

a — нагрузка за счет добавочного напора, $б$ — лед, $в$ — прогиб ледяного покрова, $г$ — вода.

Если допустить, что в соответствии с формой прогиба нагрузка на рассматриваемой части поперечного сечения ледяного покрова распределяется по параболе $q_{\text{л}} = q_{\text{макс}} \left(\frac{x}{l}\right)^{0,5}$, то максимальный изгибающий момент и максимальное напряжение в плоскости заделки по линии контакта льда с береговым откосом (рис. 3.3) находится из следующих выражений:

$$M = \int_0^l q_{\text{макс}} \frac{x^{2,5}}{l^{2,5}} (l-x) dx = \frac{q_{\text{макс}} l^2}{16}, \quad (3.18)$$

$$P_{\text{макс}} = \frac{0,38 \rho g f l^2}{h^2}. \quad (3.19)$$

Подставив в выражение (3.19) временное сопротивление льда на изгиб (10^6 Н/м²), получаем простую формулу для ориентировоч-

ного определения критического прогиба ледяного покрова в зависимости от толщины льда и ширины полосы прогиба l

$$f = 270 (h^2/l). \quad (3.20)$$

На «узкой» по характеру деформации реке значение l равно половине ширины реки. Что касается «широких» рек, то в настоящее время способы расчета полосы пластического прогиба отсутствуют. Для ориентировочной оценки значения l можно воспользоваться уравнением упругого прогиба плиты на упругом основании [33]. В соответствии с решением этого уравнения граница между «узкими» и «широкими» реками b_k , а также ширина прогиба на «широкой» реке будут равны

$$l = 0,5b_k = 2 \sqrt[4]{\frac{D}{\rho}},$$

где D — цилиндрическая жесткость плиты, определяемая по выражению

$$D = Eh^3/12(1 - \nu^2)$$

(E — модуль упругости льда и ν — коэффициент Пуассона). Подставив значения E и ν в это выражение, получаем следующее выражение для определения ширины прогиба: $l = 29h^{3/4}$, где коэффициент 29 представляет критическую ширину подледного потока (границу между «узкими» и «широкими» реками) при толщине льда 1 м и модуле упругости $5 \cdot 10^9$ Н/м². Соответственно предельное значение самого прогиба ледяного покрова оказывается равным

$$f = 0,32 \sqrt{h}. \quad (3.21)$$

Рассмотрим случай образования трещин в ледяном покрове при его прогибе, наблюдавшийся В. В. Кравченко в 1982 г. На широком (110 м) и глубоком (5,5 м) плёсе, левый берег которого представляет отвесную скалу, в течение 10 суток происходила деформация ледяного покрова под действием добавочного напора. Прогиб при этом на середине реки достиг 40 см. Толщина ледяного потока у берега была равна 1,56 м, на середине — 1,3 м. Высота снежного покрова на льду в этот период не превышала нескольких сантиметров, а температура воздуха колебалась в пределах $-15 \dots -25^\circ\text{C}$. Деформация ледяного покрова завершилась возникновением системы трещин по линии контакта со скальным обрывом, через которые начался излив воды, что привело к формированию вдольбереговой наледи.

На этом примере проверим, насколько полученные соотношения отражают реальные процессы прогиба ледяного покрова и образования трещин. Суточный прогиб ледяного покрова в его цен-

тральной части в зависимости от интенсиности его нарастания и приращения расходов воды определяется выражением

$$\Delta f = \frac{3}{2} \left[\frac{\lambda_{\text{л.д.т}}}{L_{\text{р.н}} h_3} - \frac{q}{L_{\text{р.н}}} + \frac{4}{7} H \Lambda Q \right].$$

Подставив в него значения средней глубины водного потока (3 м), эквивалентной толщины льда (2 м), относительного суточного приращения расхода воды (0,015) и допуская $q = 0$, получаем средний суточный прогиб ледяного покрова равным 6 см, т. е. на 2 см выше, чем по данным наблюдений. Это расхождение можно объяснить тем, что теплоприток к нижней поверхности ледяного покрова не равен нулю.

При проверке формулы, выражающей условия возникновения трещин при прогибе ледяного покрова под действием добавочного напора (3.21), принимаем толщину ледяного покрова по данным измерения у берега равной 1,56 м. Соответственно получаем ширину полосы прогиба в 40 м. Поскольку ширина подледного потока превышает $2l$, полученное значение l подставляем в формулу (3.21) и получаем высоту прогиба, при котором начнется образование трещин, равную 40 см, что совпадает с фактическим значением.

Таким образом, сопоставление расчетов с натурными данными показывает, что выведенные теоретическим путем формулы равновесия системы «поток—ледяной покров» и условий образования трещин в целом отражают реальные условия, раскрывая количественные соотношения наледообразования на реках при возникновении добавочного напора. По мере накопления материалов наблюдений на специализированных станциях структура и параметры этих формул должны быть уточнены, что позволит их применить при прогнозах и расчетах наледных явлений.

Следует заметить также, что после образования системы вдоль береговых трещин изменяется форма изгиба ледяного покрова в соответствии с изменением характера его соединения с береговым откосом. Первоначально имеет место жесткая «заделка», т. е. жесткое соединение льда с береговым откосом, при котором плоскость наибольших напряжений совпадает с плоскостью «заделки», а ледяной покров в месте контакта залегает горизонтально. После возникновения трещин соединение с берегом становится «шарнирным» и наблюдается максимальный наклон ледяного покрова (рис. 3.4). Поэтому по характеру поперечного профиля поверхности ледяного покрова можно узнать о том имело ли место на данном участке в предшествующее зимнее время образование вдольбереговых трещин.

В заключение рассмотрим еще один случай разрушения ледяного покрова, при повышении расходов воды, наблюдавшийся на полигоне «Синий камень» в начале марта 1982 г., который привел к изливу воды и образованию наледи. Чтобы объяснить причину возникновения трещин, приведем из работы [41] данные метеорологических, гидрологических и ледовых наблюдений, харак-

теризующих рассматриваемый процесс (рис. 3.5). Разрушение ледяного покрова произошло у гидрометрического створа № 13, оборудованного установками для измерения пьезометрического уровня воды и деформации льда, на середине прямолинейного участка реки с небольшими глубинами (менее 0,5 м) и шириной подледного потока по нижней поверхности льда в 25—30 м.

Во второй половине февраля наблюдалось систематическое повышение расходов воды со средней интенсивностью около 1 % в сутки и максимальной до 5 %. Гидрографы на обоих створах

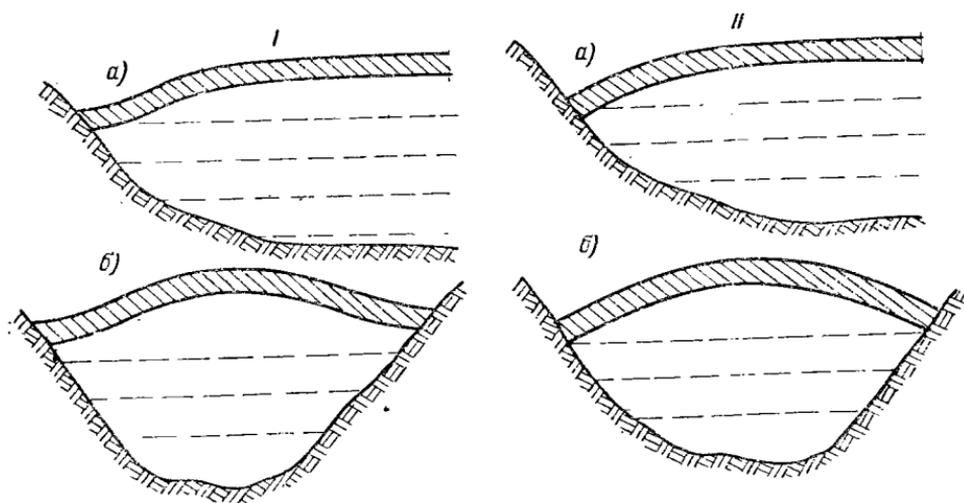


Рис. 3.4. Схема деформации (форма прогиба) ледяного покрова при его «жестком» (а) и «шарнирном» (б) креплении с берегом на «широких» (I) и «узких» (II) реках.

представляют волнистые линии, отражающие колебания суточного приращения стока. Однако эти колебания на верхнем и нижнем гидрометрических створах оказались несинхронными, что говорит об их случайном происхождении, обусловленном погрешностью измерений, которая составляет 3—5 % расхода воды. Увеличение расходов воды происходило при устойчивой морозной погоде и сопровождалось непрерывной деформацией (прогибом) ледяного покрова под действием сравнительно небольшого добавочного напора (порядка 5 см).

Резкое потепление началось 1/III. За двое суток температура воздуха повысилась на 10 °С. На верхнем гидрометрическом створе приращение расходов воды прекратилось 2/III, а на нижнем оно продолжалось еще одни сутки. Это несоответствие, по-видимому, также обусловлено погрешностью измерений. Одновременно с потеплением произошло резкое увеличение пьезометрического уровня воды и добавочного напора, на которое ледяной покров не успел прореагировать: скорость его прогиба за этот

период возросла незначительно. За трое суток добавочный напор увеличился до 15 см, а прогиб за это время не превысил 4 см.

Чем же объяснить столь значительное и резкое увеличение

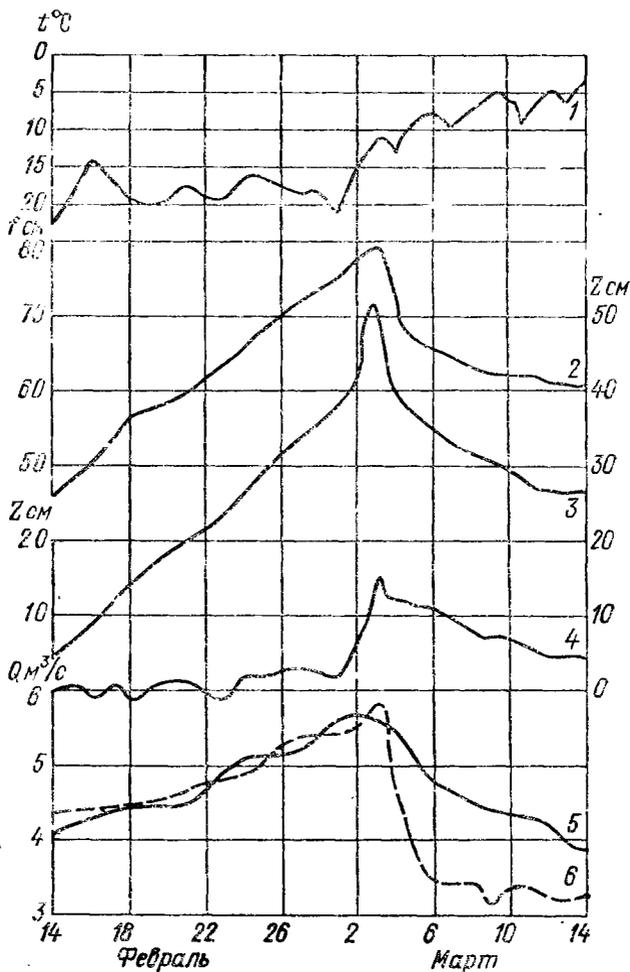


Рис. 3.5. Хронологический график гидрометеорологических условий при наледообразовании. р. Уда, полигон «Синий камень».

1 — температура воздуха, 2 — прогиб ледяного покрова, 3 — пьезометрический уровень воды, 4 — добавочный напор над поверхностью льда, 5 и 6 — расходы воды соответственно в 2,4 км выше и 0,5 км ниже наледи.

добавочного напора? Обосновать его приращением расходов воды, как это делает В. В. Кравченко, нельзя, так как с 1 по 3/III, если ориентироваться на данные обоих гидрометрических створов, приращение расходов воды было не большим, чем в пред-

шествующем периоде. Вызывает сомнение и второй вывод Кравченко, что образование трещин, которое произошло 3/III, вызвано увеличением добавочного напора, не скомпенсированного прогибом льда. Расчеты показывают, что совокупной нагрузки за счет гидростатического напора, обусловленного деформацией ледяного покрова, и добавочного напора оказывается недостаточно для разрушения льда. Этот вывод подтверждается и тем фактом, что за весь период наблюдений на полигоне были отмечены случаи и большего добавочного напора, не сопровождавшиеся образованием трещин.

Анализ всей совокупности метеорологических, гидрологических и ледовых условий приводит к выводу, что и резкое повышение добавочного напора 1—3/III и образование трещин 3/III являются следствием одной и той же причины — повышении температуры воздуха на 10°C за трое суток, поскольку при небольшой высоте снежного покрова оно привело к повышению температуры ледяного покрова и к его термической деформации, а на прямолинейных участках рек расширение льда при повышении температуры воздуха вызывает волнообразный изгиб ледяного покрова. Увеличение добавочного напора в гидрологическом створе № 13 могло быть вызвано тем, что на этом участке волна термического прогиба ледяного покрова была направлена вниз по течению. В результате лед прогнулся и его поверхность оказалась ниже пьезометрического уровня воды, что привело к появлению местного добавочного напора термического происхождения.

Само разрушение ледяного покрова произошло, по-видимому, вследствие возникновения в нем значительных термических напряжений. Об этом свидетельствует характер расположения трещин, направленных вдоль и поперек течения воды, в результате чего ледяной покров был разрушен на отдельные блоки. Если бы имело место разрушение льда только под действием добавочного напора, то возникли бы продольные трещины у берега (при «жестком» креплении льда) или на некотором удалении от него (при «шарнирном» креплении).

Совпадение наледеобразования с началом потепления наблюдалось и на других реках [86], что связывалось с возможным увеличением речного стока при повышении температуры воздуха. И лишь детальные наблюдения за комплексом гидрометеорологических и ледовых условий позволили установить возможную причину этого совпадения. В целом же вопрос об образовании трещин в ледяном покрове, нередко являющихся спусковым механизмом процесса наледеобразования, требует дальнейшего изучения на основе экспериментальных и натуральных исследований.

По материалам наблюдений и обследований установлено, что при образовании наледей излив воды через берговые отложения встречается чаще, чем из трещин в ледяном покрове. При этом вода может просачиваться на поверхность льда непосредственно с берегового откоса. Встречаются также случаи, когда она выходит на поверхность в разных местах поймы, сложенной галечни-

ковыми отложениями. В этом случае наледь формируется сначала в пределах поймы, а затем распространяется на ледяной покров над руслом. При значительной глубине слоя излившейся воды (десятки сантиметров) его промерзание часто приводит к возникновению ледяных бугров под действием криогенного напора.

Устьевые наледи

Весьма многочисленную группу представляют так называемые устьевые наледи, формирующиеся в устьях небольших притоков средних и крупных рек. Устьевые наледи распространяются на акваторию основной реки на 100—200 м, достигая на реках Витим и Олѣкма середины русла и даже противоположного берега. Но на р. Лене эти наледи, за исключением отдельных случаев, не выходят за пределы прибрежной зоны. Вверх по притоку устьевые наледи распространяются на расстояние до нескольких километров. Широкое распространение устьевых наледей было выявлено во время радиолокационной аэроледомерной съемки, проводившейся в 1976—1978 гг.

Целесообразность выделения этого типа наледей в отдельную группу обусловлена специфическими особенностями механизма их образования и тем, что наледи этого типа достигают на крупных реках значительной мощности — до 2—4 м.

Формирование устьевых наледей происходит в результате стеснения живого сечения притока ледяным покровом основной реки, что приводит к появлению в устьевой части притока значительного добавочного напора. Однако под действием этого добавочного напора деформируется только ледяной покров притока. Саморегулирования же пропускной способности устьевого сечения притока не происходит, так как ледяной покров основной реки не реагирует на добавочный напор в устьевой части притока. Из-за этого образование наледей в устьях небольших притоков отличается высокой повторяемостью.

4. ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТОЛЩИНЫ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

4.1. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Ледовый режим рек Советского Союза изменяется в широких пределах в зависимости от климатических условий. На юге нашей страны и в Средней Азии ледостав бывает лишь в отдельные годы и продолжается короткое время — до одного месяца. По направлениям на север и восток продолжительность ледостава увеличивается, достигая в северных районах Восточной Сибири 6—8 месяцев.

Также значительна изменчивость по территории СССР толщины ледяного покрова рек, озер и водохранилищ. Мощность льда в течение периода ледостава не остается постоянной: зимой она возрастает, а весной до начала вскрытия уменьшается вследствие таяния. Поэтому анализ пространственной и временной изменчивости толщины ледяного покрова (в многолетнем цикле) производится по ее максимальному за год значению. Максимальное значение этой характеристики наблюдается на реках и озерах полярной зоны Сибири (до 3 м) и на наледных участках рек — до 4 м. В многолетнем цикле изменение максимальной за зиму толщины ледяного покрова в некоторых пунктах достигает, по данным гидрологических постов, 100 %.

Пространственная изменчивость распределения толщины ледяного покрова по масштабам проявления подразделяется на зональную, районную (локальную), местную и мелкомасштабную.

Зональная изменчивость толщины ледяного покрова определяется климатическими условиями и в достаточной степени выявляется данными наблюдений на гидрологических постах. Особенно заметно проявляется она на реках, текущих в меридиональном направлении. Так, толщина ледяного покрова крупнейших сибирских рек увеличивается в нижнем течении по сравнению с участками их верхнего течения примерно в два раза.

Локальная неоднородность толщины ледяного покрова отражает значительные (до 50 % и более) изменения толщины ледяного покрова в пределах сравнительно больших участков рек и озер. При этом зональная закономерность нарушается и толщина льда на отдельных участках рек может быть существенно больше или меньше характерных для данного района значений.

Местная неоднородность ледяного покрова проявляется на сравнительно небольшом пространстве, соизмеримым с шириной

рски, отражая влияние гидрологических факторов на формирование и развитие ледяного покрова. К этому типу пространственной неоднородности относятся, например, закономерные изменения рассматриваемого параметра по ширине реки.

Мелкомасштабная вариация толщины ледяного покрова имеет случайный характер и плановые размеры неоднородностей от одного-двух метров до двух-трех десятков метров.

Исходя из общих закономерностей пространственного распределения толщины ледяного покрова представляется целесообразным рассмотреть вопрос о репрезентативности наблюдений за ней на гидрометрических постах. Предварительно следует заметить, что понятие репрезентативности относительно толщины ледяного покрова точно не сформулировано. Его общее значение — соответствие результатов наблюдений средним характеристикам данного параметра на определенном участке акватории — к этому виду наблюдений, как правило, неприменимо. Основное методическое требование к измерениям толщины ледяного покрова на гидрологических постах заключается в том, чтобы в пункте наблюдений не было бы заметных искажений за счет влияния факторов, не характерных для участка в целом. Рассмотрим, как оно выполняется на реках, водохранилищах и озерах.

На речных гидрологических постах толщина ледяного покрова должна измеряться в пунктах за пределами прибрежной зоны, где не сказывается влияние заберегов, вдольбереговых наледей и выходов грунтовых вод. В целом это требование логично, но во многих случаях центральная полоса ледяного покрова занимает меньшую часть его площади. При этом не исключаются значительные случайные искажения под влиянием подледной шуги и снежного льда, неравномерно распределяющихся в пределах участка. Положение границ скоплений подледной шуги, имеющих сложную конфигурацию, с поверхности льда без бурения определить нельзя. Поскольку каждый раз толщина льда измеряется в новой точке, наблюдатель иногда попадает в место, где была шуга, а иногда и туда, где шуга отсутствовала. В таких случаях график нарастания толщины ледяного покрова приобретает характерную изломанную форму. При средней толщине льда 1,5 м различие в его толщине в местах, где была шуга и где ее не было, достигает 30 см. Неоднородность пространственного распределения толщины ледяного покрова приводит к тому, что данные поста даже при тщательном выборе точки измерения во многих случаях не могут считаться репрезентативными. Из-за этого при проверке расчетных методов в тех случаях, когда имеется такая возможность, используются материалы ледомерных съемок, характеризующие средние по участку условия.

Если данные одного гидрологического поста должны давать представление о толщине ледяного покрова на определенном участке, то сеть этих постов должна отражать особенности распределения толщины ледяного покрова по длине реки или акватории озера, т. е. выявлять их зональную и локальную неоднород-

пости. Однако гидрологические посты располагаются слишком редко, и особенности локальных изменений толщины ледяного покрова, как правило, выявляются в недостаточной степени.

Такая информативность наблюдений за толщиной ледяного покрова не удовлетворяет многие отрасли народного хозяйства. В частности, для обеспечения безопасности переправ и ледовых автодорог наиболее важной является информация о минимальной толщине ледяного покрова, а для ледокольных работ, наоборот, наибольший интерес представляют сведения о максимальной толщине, которая обычно наблюдается на участках торошения и зажоров. Ограниченные возможности точечных измерений иногда восполняются небольшими по масштабу ледомерными съемками, но вследствие трудоемкости и тяжелых условий такие работы проводятся далеко не на всех постах и в ограниченном объеме.

На водохранилищах регулярные наблюдения за толщиной ледяного покрова ведутся обычно в прибрежной зоне, что часто приводит к значительным ошибкам при распространении этих данных на центральную часть акватории. Еще меньшей информативностью отличаются ледомерные наблюдения на крупных озерах. В частности, большинство гидрологических постов на Ладожском озере характеризуют лишь толщину ледяного покрова в заливах и в зоне припая. Ограниченные по протяженности маршрутов ледомерные съемки, которые здесь регулярно проводятся, уточняют только распределение толщины льда на прилегающих к постам участках.

Информативность наблюдений за толщиной ледяного покрова на гидрологических постах зависит также от точности измерений, определяющейся в основном мелкомасштабной неоднородностью этого параметра. Ее оценка выполнена по результатам измерений на эталонных маршрутах, которые проводились при определении погрешности радиолокационного зондирования льда. Эти маршруты прокладывались на однородных по толщине участках ледяного покрова. На каждом из них бурилось большое число скважин на расстоянии друг от друга 1—20 м. Такие исследования проводились на оз. Красавице, Онежском озере и Нижнекамском водохранилище.

По данным измерений на эталонных маршрутах были вычислены некоторые статистические характеристики пространственного распределения толщины ледяного покрова. Предварительно определялся характер ее изменчивости. Для этой цели по всем маршрутам вычислялись обеспеченности толщины ледяного покрова в каждой точке и эти данные наносились на клетчатку вероятностей. На всех маршрутах точки расположились приблизительно по прямой линии, что свидетельствует о нормальном распределении толщины льда в пределах участков ледяного покрова с однородным строением.

Затем были рассчитаны парные коэффициенты между членами ряда измерений по каждому маршруту. Вследствие сравнительно небольшого числа членов в каждой выборке парные коэффици-

енты вычислялись только между соседними членами или членами, расположенными через одну точку. Графики зависимости парных коэффициентов корреляции от расстояния между точками измерений дают представление о форме пространственной корреляционной функции толщины ледяного покрова, которая приближается к экспоненте при радиусе корреляции 6—8 м.

По данным измерений толщины ледяного покрова на эталонных маршрутах были вычислены средние квадратические ее отклонения в абсолютных σ_h и относительных C_{v_h} значениях, а также рассчитана точность полученных оценок по формуле Г. А. Алексеева [5], которая при малых значениях C_v приводится к виду

$$\sigma_{C_v} \approx C_v \sqrt{(1+r)/2n(1-r)}, \quad (4.1)$$

где n — число измерений, r — коэффициент корреляции между соседними точками (табл. 4.1).

Таблица 4.1

Пространственная вариация толщины ледяного покрова при наличии снежного льда

Число точек	Расстояние между точками, м	Средняя толщина ледяного покрова, см	σ_h см	C_{v_h}
19	25	77	$5,5 \pm 0,9$	7,0
20	25	84	$4,3 \pm 0,7$	5,1
17	1,5	54	$2,2 \pm 1,0$	4,0
14	1,5	41	$1,7 \pm 0,4$	4,1
13	1,5	55	$3,5 \pm 2,0$	6,4
10	1,5	40	$0,9 \pm 0,4$	2,2

Представление о пространственной вариации толщины других типов ледяного покрова были получены по данным измерений на эталонных площадках. На каждой такой площадке, размерами

Таблица 4.2

Вариация различных типов ледяного покрова по его толщине на эталонных площадках

Характеристика снежно-ледяного покрова, %	Пределы изменения толщины ледяного покрова, %
Ровный и прозрачный лед без снега	< 1
Лед с ровным снежным покровом	< 2
Ледяной покров полярных областей с выраженным ветровым рельефом снега	3—5
Ледяной покров, сформировавшийся при участии снежного льда	2—7
Ледяной покров в местах интенсивного теплопритока к его нижней поверхности	40—70
Участки интенсивного торошения	20—100

10 × 10 м, бурилось по три—пять скважин. Всего было промерено несколько десятков площадок с различными снежно-ледовыми условиями (табл. 4.2).

Результаты анализа пространственной изменчивости толщины ледяного покрова показывают, что запросы практики во многих случаях не могут быть удовлетворены одиночными периодическими измерениями на гидрологических постах. Точечные измерения на этих постах должны быть дополнены широкомасштабными ледомерными съемками на основе радиолокационных измерителей толщины льда, размещаемых на воздушном и наземном транспорте.

4.2. МЕТОДИКА РАДИОЛОКАЦИОННЫХ АЭРОЛЕДОМЕРНЫХ СЪЕМОК

Первые широкомасштабные экспериментальные аэроледомерные съемки для изучения пространственного распределения толщины ледяного покрова рек, озер и водохранилищ выполнялись в 1977—1981 гг.

Радиолокационный метод измерения толщины ледяного покрова основан на определении времени запаздывания между сигналами, отраженными от его верхней и нижней поверхностей. Скорость распространения электромагнитных волн радиолокационного диапазона в пресноводном льде является константой, поэтому его толщина пропорциональна времени запаздывания. Зондирование ледяного покрова может осуществляться непосредственно в движении как с наземного, так и воздушного транспорта. Измеренная толщина льда регистрируется в виде графика на бумажной ленте, который при постоянной скорости транспортного средства будет представлять профиль толщины ледяного покрова по маршруту.

Аэроледомерные съемки с помощью радиолокационных измерителей сочетают в себе масштабность, позволяющую в течение короткого периода произвести измерения толщины ледяного покрова по маршрутам протяженностью сотни километров, и высокую степень детальности, так как зондирование ведется в непрерывном режиме. Детальность профиля толщины ледяного покрова определяется скоростью протяжки ленты самописца.

Материалы по распределению толщины ледяного покрова представляют большой интерес для науки и народного хозяйства, и поэтому крупномасштабные радиолокационные съемки начали выполняться еще на стадии разработки аппаратуры — экспериментальными макетами. Возможность использования материалов съемки для научных обобщений и практических целей обеспечивалась при этом постоянным контролем результатов зондирования непосредственными измерениями. При выполнении аэроледомерных съемок в качестве летательных аппаратов применялись вертолеты, позволяющие высаживать на лед в любом месте

группу для эталонных измерений толщины льда в пробуренных скважинах.

На реках и водохранилищах съемки выполнялись в основном по продольным маршрутам, которые намечались по фарватеру. Привязка маршрутов осуществлялась по береговым ориентирам (населенные пункты, устья притоков, гидротехнические сооружения и др.). В отдельных местах намечались и поперечные маршруты для характеристики распределения толщины ледяного покрова по ширине реки. В процессе съемки велось визуальное картирование ледовой обстановки и регистрация в журнале характерных особенностей ледяного покрова. Эти материалы впоследствии использовались при дешифрировании лент самописца.

При выполнении аэроледомерных съемок Ладожского озера маршруты намечались в разных направлениях как вдоль, так и поперек длинной оси акватории озера. Для удобства привязки маршрутов к картографической основе они прокладывались между характерными береговыми ориентирами — мысами, населенными пунктами, островами и др. В процессе движения по маршруту по возможности поддерживалась постоянная скорость полета. Горизонтальный масштаб полученных профилей ледяного покрова при обработке корректировался по крупномасштабной карте.

В северных районах страны и в Восточной Сибири аэроледомерные съемки проводились во второй половине марта — первой половине апреля с таким расчетом, чтобы полученные данные характеризовали максимальную за зиму толщину ледяного покрова. Из этих же соображений на европейской части территории СССР съемки проводились в более ранние сроки — во второй половине февраля — начале марта.

Полученные в процессе аэроледомерных съемок материалы представляют качественно новую гидрологическую и гляциологическую информацию, позволяющую характеризовать ледяной покров крупных водных объектов и выявить общие закономерности пространственного распределения толщины ледяного покрова по длине рек и акваториям озер и водохранилищ, а также оценить репрезентативность его измерений на гидрологических постах.

4.3. ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ р. ЛЕНЫ И ЕЕ ПРИТОКОВ

Река Лена

Крупнейшая река центральной части Восточной Сибири в своем верхнем и среднем течении направлена на северо-восток, а в нижнем — строго на север. Долина реки на протяжении большей части участка от устья р. Витим до г. Якутска, охваченного аэроледомерными съемками, имеет слабоизвилистое однорукавное русло с небольшой поймой. Лишь в самом нижнем конце участка

долина реки значительно расширяется, а русло разветвляется на многочисленные протоки. На всем протяжении река отличается достаточно быстрым течением, что приводит к повсеместному тошению в период установления ледостава (табл. 4.3).

Таблица 4.3

Ледовые и метеорологические условия на рассматриваемом участке р. Лены

Пункт наблюдений	Толщина льда в конце зимы, см	Средняя высота снежного покрова на льду, см	Сумма отрицательных температур воздуха, °С	Снежные осадки в виде снега, мм	Средняя скорость ветра за зимы, м/с
пгт Витим	72	29	3870	102	1,4
г. Ленск	114	17	3940	99	3,2
с. Нюя	146	8	3920	54	2,5
г. Олёкминск	82	21	4140	59	2,0
с. Саняхтат	140	17	4490	51	2,4
с. Синское	150	14	4580	52	2,4
пгт Покровск	120	22	5290	50	2,0
г. Якутск	110	19	5310	46	1,7

В верхней половине участка температура воздуха очень мало изменяется по длине реки: приращение суммы отрицательных температур не превышает 10 %, в то время как на протяжении его нижней половины она возрастает от 4100 °С у Олёкминска до 5300 °С у г. Якутска, т. е. на 30 %.

Распределение осадков в виде снега не соответствует температуре воздуха. На самом верхнем участке, протяженностью около 250 км, толщина слоя зимних осадков превышает 100 мм. На остальном протяжении она варьирует в пределах 60 до 45 мм с некоторой тенденцией уменьшения на северо-восток.

Обобщенные продольные профили толщины ледяного покрова участка р. Лены от устья р. Витим до г. Якутска общей протяженностью 1400 км, построенные по материалам аэроледомерных съемок 11—13/IV 1977 г. и 15—17/IV 1978 г. [85], приводятся на рис. 4.1. На графике также нанесены максимальные за зиму значения толщины ледяного покрова за ряд лет по материалам наблюдений на гидрологических постах, т. е. за даты приблизительно совпадающие со сроками съемки. При составлении обобщенных профилей для удобства их анализа данные о толщине ледяного покрова осреднялись по десятикилометровым отрезкам. Разрыв на профиле в районе с. Саняхтат объясняется ограниченным радиусом действия вертолета.

Между результатами съемок 1977 и 1978 гг. имеются заметные отличия. В 1978 г. распределение толщины ледяного покрова по длине реки было более однородным при его меньшей средней толщине сравнительно с 1977 г. Эти отличия обусловлены тем, что зима 1977-78 г. выделялась аномально большими снежными осадками. В марте 1978 г. высота снежного покрова на льду была равна 50—70 см. Во многих местах под снегом отмечалась

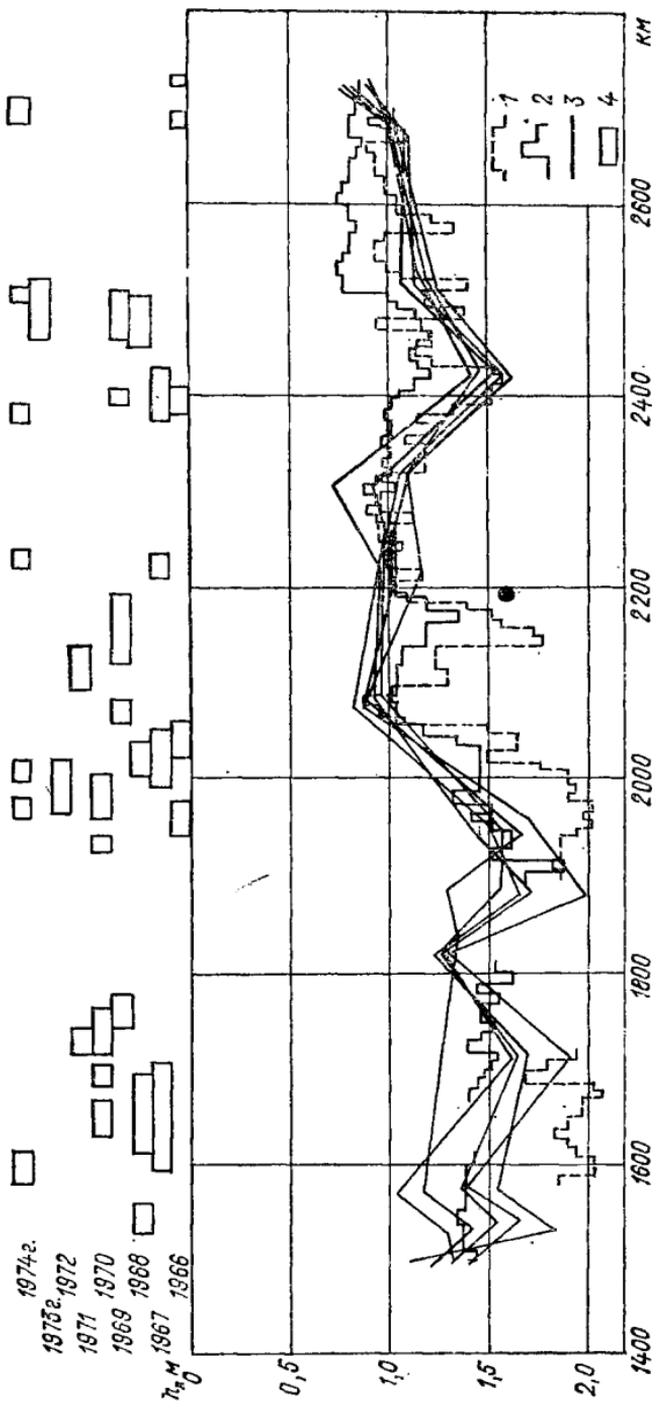


Рис. 4.1. Совмещенный график распределения толщины ледяного покрова на участке р. Лены по материалам аэродомерных съемок 1977 (1) и 1978 гг. (2) и по данным гидрологических постов (3), а также положению заторных скоплений льда по данным авиаразведок 1964—1974 гг. (4).

вода, выступившая на поверхность ледяного покрова в результате его перегрузки снегом. Поэтому данные съемки в 1978 г. менее характерны, чем за предыдущий год.

Продольные профили толщины ледяного покрова, построенные по данным наблюдений на гидрологических постах, в целом соответствуют аналогичному профилю, построенному по материалам аэроледомерной съемки, что свидетельствует о закономерном характере полученного пространственного распределения рассматриваемой величины, которое может быть использовано для прогноза толщины ледяного покрова на участках за пределами зоны действия гидрологических постов. В то же время результаты радиолокационного зондирования наглядно выявляет недостаточную репрезентативность отдельных постов. Во-первых, многие участки ледяного покрова с повышенной его толщиной просто не фиксируются постами, а, во-вторых, в пределах разветвленного участка реки, где измерения производятся в рукавах, данные постов оказываются заметно заниженными относительно центральных проток.

В целом картина распределения толщины ледяного покрова характеризуется закономерным ее увеличением вниз по течению реки и значительной локальной неоднородностью на отдельных ее участках. В самом верхнем конце участка, охваченного съемкой, преобладает толщина льда меньше 1 м, затем она возрастает и варьирует в пределах 1—1,2 м. Здесь проявляется значительная локальная неоднородность распределения толщины ледяного покрова, особенно рельефная в малоснежные годы. На фоне преобладающих ее значений отмечаются многочисленные короткие отрезки реки с повышенной на 40—70 % мощностью ледяного покрова. В отдельных местах массивы ледяного покрова с повышенной толщиной льда имеют протяженность несколько десятков километров (между гидрологическими постами Нюректей и Олёкминск, а также гидрологических постов Нюя и Хатынг-Тумул). В этих массивах толщина ледяного покрова достигает 1,5—1,7 м. Ниже г. Олёкминска (до с. Солянки) она снижается до 0,8 м, а ниже с. Солянки резко увеличивается, и на остальном протяжении участка до г. Якутска преобладает ледяной покров мощностью 1,5—2,0 м.

Локальная неоднородность толщины ледяного покрова обусловлена главным образом распределением высоты снежного покрова на льду, которая определяется суммой зимних осадков и условиями формирования снежного покрова непосредственно в руслевой части реки. Этим обстоятельством, в частности, объясняется повышенная толщина ледяного покрова в районе поста Нюя. Образование отдельных коротких массивов ледяного покрова с повышенной толщиной может быть объяснено повышенной зашугованностью русла и торошением при возникновении ледостава.

Аномальное понижение толщины ледяного покрова в районе с. Солянка нельзя объяснить ни метеорологическими условиями,

ни высотой снежного покрова на поверхности льда. Анализ хронологических графиков ее нарастания и сравнение результатов расчета с фактическими данными убеждают в том, что на этом участке имеет место значительный приток тепла с грунтовыми водами.

Распределение толщины ледяного покрова по длине реки оказывает влияние на многие явления ледового режима и, в частности, на процессы заторообразования и вскрытия. На рис. 4.1 показано в продольном масштабе графика положение заторных скоплений на изучаемом участке р. Лены за период с 1966 г. по 1977 г., которое было составлено по материалам авиаразведок Якутского гидромета. Из-за нерегулярности авиаразведок сведения о заторах льда на участке пгт Витим — г. Ленск в некоторые годы отсутствуют. На совмещенном графике отчетливо проявляется связь между заторообразованием и распределением толщины ледяного покрова по длине реки, а также некоторые закономерности процессов вскрытия.

Вскрытие р. Лены обычно сопровождается повсеместным образованием заторов льда. Практически в любом месте реки в период подвижек и начала ледохода отмечаются заторные явления. Однако развитие этих очагов в настоящие заторы, т. е. формирование в русле реки устойчивых скоплений из обломков льдин протяженностью 10 км и более, отмечается только на определенных участках, длиной 150—200 км. В промежутках между ними за время проведения регулярных ледовых авиаразведок формирование заторов не наблюдалось. Чередование заторных и незаторных участков на р. Лене было выявлено А. С. Рудневым [65], который по материалам авиаразведок составил схему положения затороопасных мест.

Всего в пределах рассматриваемой части р. Лены можно выделить четыре заторных участка: пгт Покровск — с. Синское, с. Хатынг-Тумул — с. Солянка, с. Нюя — г. Ленск, пгт Крестовый — пгт Витим. Расстояние между нижними концами этих заторных участков составляет соответственно 420, 420 и 270 км. Протяженность промежутков между ними, где заторообразование не наблюдалось (расстояние между нижними и верхними концами соседних участков), составляет 160—170 км.

Чередование заторных и незаторных участков объясняется тем, что вскрытие р. Лены происходит отдельными участками. Заторы обычно разрушаются уже тогда, когда река на значительном протяжении ниже по течению очистится ото льда. Лед в заторных скоплениях тает практически на месте и не участвует в значительных количествах в формировании заторного скопления на следующем участке. Дело в том, что для образования затора требуется достаточно большой объем льда. Поэтому непосредственно ниже устойчивого затора на значительном протяжении вскрытие происходит спокойно вплоть до участка, где объем плывущего льда окажется достаточным для формирования следующего затора. По этой причине вскрытие крупных рек часто

происходит цепочкой: за заторными участками следуют участки со спокойным вскрытием, причем последовательность вскрытия участков сверху вниз по течению реки не всегда соблюдается.

В пределах выделенных заторных участков отмечалось по несколько мест, где начинается формирование заторов. Возникающие сначала заторы в верхней части участка оказываются недостаточно устойчивыми. После их прорыва заторная масса льда смещается на несколько десятков километров, где формируется новый мощный затор. Положение фронта головной части заторов каждый раз соответствует участкам ледяного покрова с повышенной толщиной льда или с русловыми препятствиями (острова, сужения, повороты). Так развивался, например, затор у г. Ленска (1969 г.), ниже которого образовался участок открытой воды, а далее на значительном расстоянии ледяной покров был изоброжден трещинами. И только ниже с. Нюя начинался ненарушенный ледяной покров с закраинами. Авиаразведка на следующий день показала уже другую картину. Затор выше г. Ленска уже прорвался и сместился на участок ниже с. Нюя. Положение фронта его головной части соответствовало верхнему краю сорокакилометрового участка ледяного покрова повышенной толщины. Здесь затор простоял более шести дней.

В пределах следующего заторного участка — в районе г. Олёкминска — отмечено несколько мест, где происходит задержка вскрытия и могут сформироваться заторы: и сужения русла, и острова, и конусы выноса притоков. Положение же фронтов нижних заторов совпадает с участками ледяного покрова повышенной толщины. В пределах олёкминского заторного участка также происходят последовательное развитие и перемещения заторов сверху вниз по течению реки, обусловленные следующими особенностями распределения толщины ледяного покрова в пределах участка: перед ним преобладает толщина льда 0,8—1,0 м, перед г. Олёкминском она увеличивается до 1,7 м, далее на протяжении 80 км наблюдается снова небольшая толщина ледяного покрова. В нижней части участка она постепенно возрастает до 2 м и сохраняется на значительном протяжении в пределах 1,7—2,1 м. Заторные скопления после прорыва верхних заторов задерживаются в зоне ледяного покрова повышенной толщину у с. Саньяхтат. Характерно, что на этом участке русло реки прямолинейно, и здесь отсутствуют выраженные русловые препятствия. Это обстоятельство свидетельствует, что причиной задержки вскрытия и формирования заторов в этом месте является массив ледяного покрова повышенной толщины.

На рассматриваемом участке развитие процессов вскрытия каждый год зависит от конкретных условий: высоты волны половодья, толщины льда и степени потери им прочности. При высоком половодье местоположение устойчивых заторов определяется распределением толщины ледяного покрова. Если весна оказывается маловодной, при формировании заторов главную роль играют русловые препятствия.

Четвертый заторный участок — ниже с. Синское — отличается значительной толщиной ледяного покрова (1,8—2,1 м), и здесь у пачала зоны с повышенной толщиной льда регулярно формируются заторы. На этом участке начинается многорукавное русло, превращающееся у пгт Покровска в разветвленную сеть протоков с большим количеством мест, где могут сформироваться заторы. Заторы у пгт Покровска формируются практически ежегодно, заполняя льдом одну из протоков. По другим, свободным, протокам в это время осуществляется транзит воды и льда. Поэтому заторы здесь, как правило, не вызывают значительных затоплений, хотя и сохраняются продолжительное время. Здесь последовательное смещение заторов после их прорыва мало характерно.

Если места положения заторных скоплений четко связаны с распределением толщины ледяного покрова, то масштаб заторных явлений не зависит от последних. Отсюда можно сделать вывод, что толщина льда не является основной прогностической характеристикой для предсказания масштаба заторов на том или ином участке реки. Главным фактором образования катастрофических заторов на Лене является ход развития половодья в сочетании с погодными условиями, определяющими весеннее ослабление льда.

Реки Витим и Олёкма

В 1977 г. аэроледомерная съемка р. Витим производилась на участках в пределах Муйской долины и Южно-Муйского хребта, а также от пгт Мамакан до устья (рис. 4.2). В 1978 г. съемкой были охвачены среднее и нижнее течения р. Витим (рис. 4.3).

В нижнем и среднем течении реки преобладает толщина ледяного покрова в пределах от 0,9 до 1,2 м при высоте снежного покрова на льду в конце зимы 25—35 см. Мощность ледяного покрова более 1,5 м была зарегистрирована только на коротких отрезках напротив устьев небольших притоков. Его повышенная толщина в таких местах обусловлена распространением наледей, формирующихся в устьевой части притоков, на акваторию основной реки.

Зима 1977-78 г. отличалась обильными снежными осадками, что привело к началу повсеместного образования снежного льда. При проведении аэроледомерной съемки было зафиксировано также много мест с толщиной ледяного покрова 0,4 м и меньше. Возникновение мест с аномально небольшой толщиной ледяного покрова объясняется тем, что после образования глубокого снежного покрова на участках повышенного теплопритока из водной массы начинается интенсивное стаивание льда снизу. В конце зимы в местах, где не происходило образование снежного льда, толщина ледяного покрова уменьшилась до критических значений, что в марте 1978 г. привело к нескольким случаям провала транспорта на ледовых автодорогах-зимниках.

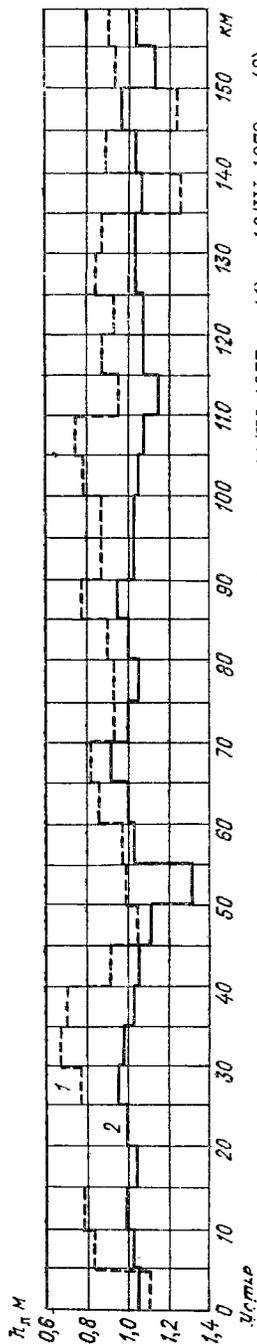


Рис. 4.4. Профиль ледяного покрова р. Олёкмы по аэроледомерной съемке 11/IV 1977 г. (1) и 16/IV 1978 г. (2).

В пределах Муйской долины р. Витим мсандрирует и разветвляется на многочисленные протоки. Средняя толщина ледяного покрова на этом участке находится в пределах 1,0—1,4 м.

Выше Муйской долины р. Витим пересекает Южно-Муйский хребет. Река на этом участке приобретает ярко выраженный горный характер. Если в пределах Муйской долины зимние расходы воды составляли 30—40 м³/с, то выше впадения реки в долину они снижаются до 3—10 м³/с, река протекает в ущелье с крутыми склонами и без поймы. На этом участке имеются перекаты-шивера с уклоном водной поверхности более 1%. Толщина ледяного покрова реки в пределах пересечения ею Южно-Муйского хребта варьирует в пределах 1,7—2,6 м.

Мощный ледяной покров на этом участке формируется в результате развития здесь наледных явлений и наличия постоянных сильных ветров, сдувающих снег с поверхности ледяного покрова. Небольшие расходы воды (менее 10 м³/с) и ширина зимнего русла (менее 50 м) при повышенных уклонах водной поверхности и отсутствии снежного покрова приводят к интенсивному образованию наледей на этом участке. Многочисленные наледи в конце зимы нередко сливаются друг с другом и их суммарная длина достигает нескольких десятков километров.

Аэроледомерная съемка р. Олёкмы производилась на участке ее нижнего течения длиной 160 км (рис. 4.4).

Для нижнего течения р. Олёкмы характерен сравнительно тонкий ледяной покров в марте 1977 г. толщиной 0,7—1,0 м, а в марте 1978 г.—0,9—1,2 м. Преобладание более толстого льда в многоснежную зиму объясняется повсеместным образованием снежного льда. Максимальная его толщина, осредненная по пятикилометровым отрезкам, достигает 1,3 м. Однако в процессе съемки на некоторых коротких отрезках была заре-

гистрирована и бóльшая толщина — до 2,6 м, обязанная своим происхождением устьевым наледям.

Сравнительно небольшая толщина ледяного покрова в нижнем течении рек Витима и Олёкмы обусловлена значительной высотой снежного покрова на поверхности ледяного покрова.

4.4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТОЛЩИНЫ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА НА ВОДОХРАНИЛИЩАХ АНГАРСКОГО КАСКАДА

Братское водохранилище

Аэроледомерная съемка по продольному маршруту ангарской части Братского водохранилища выполнялась в марте 1977 г. на участке г. Усолье Сибирское — г. Братск и в марте 1978 г. на участке г. Усолье Сибирское — с. Подволочное. Для определения репрезентативности данных по толщине ледяного покрова центральной части водохранилища относительно всей его акватории производилась аэроледомерная съемка и по поперечным маршрутам. В 1977 г. было выполнено три, а в 1978 г. — семь поперечных маршрутов (пять по ангарской и два по окской частям водохранилища).

Как видно из обобщенных продольных профилей ледяного покрова, представленных на рис. 4.5 [13], его толщина на всем протяжении Братского водохранилища изменяется в сравнительно небольших пределах. По данным съемки 1977 г., средняя толщина ледяного покрова оказалась равной 0,9 м, а максимальная и минимальная — соответственно 1,15 и 0,7 м ($C_v = 0,11$). Наибольшая его толщина наблюдалась в приплотинной части, а также на узком участке в районе с. Подволочное. По данным съемки 1978 г. (табл. 4.4), толщина ледяного покрова колебалась в пределах 0,6—0,15 м (среднее значение 0,88 м, $C_v = 0,12$). Положение мест с максимальной его толщиной в 1977 и 1978 гг. не совпало друг с другом, что указывает на случайный характер рас-

Таблица 4.4

Распределение толщины ледяного покрова по поперечным маршрутам Братского водохранилища в марте 1978 г.

Номер маршрута	Длина маршрута, км	Средняя толщина ледяного покрова, м	C_v	Номер маршрута	Длина маршрута, км	Средняя толщина ледяного покрова, м	C_v
Ангарская часть				5	2,6	0,81	0,10
1	7,1	0,74	0,07	Окская часть			
2	4,3	0,77	0,08	6	13,6	0,86	0,09
3	8,7	0,65	0,13	7	7,3	0,86	0,07
4	3,8	0,76	0,08				

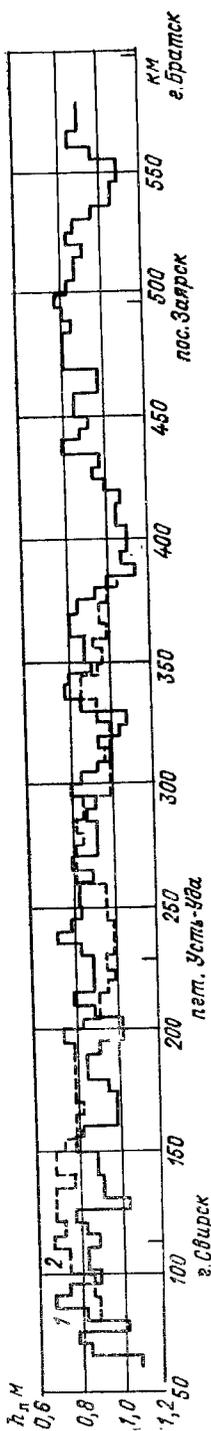


Рис. 4.5. Профиль ледяного покрова Братского водохранилища по аэрофотомерным съемкам 18/III 1977 г. (1) и 21/III 1978 г. (2).

предела снежного покрова по акватории водохранилища, возможно связанного с количеством зимних осадков: зима 1978 г. была более снежной, чем зима 1977 г.

Профили по поперечным маршрутам не выявили каких-либо характерных закономерностей распределения толщины ледяного покрова по ширине водохранилища и существенных отличий в ней в прибрежных и центральных зонах. Можно лишь отметить, что на некоторых маршрутах наблюдалось увеличение мощности ледяного покрова у берегов примерно на 10 % сравнительно со средним значением. Объясняется это, по-видимому, влиянием заберегов, в пределах которых толщина льда оказывается несколько большей, чем в центральной части акватории. Однако все поперечные маршруты намечались для обеспечения точной привязки к плановой основе между выступающими точками береговой линии, и поэтому не отражают распределения толщины ледяного покрова в заливах.

Обращает на себя внимание незначительная вариация толщины ледяного покрова по ширине водохранилища. Характерно также ее повышенное значение в пределах окской части, что связано с более ранним ледоставом.

Выклинивание подпора братского водохранилища происходит в районе г. Усолье-Сибирского; здесь же в марте находилась кромка ледяного покрова. Река Ангара выше по ее течению на участке длиной около 80 км до Иркутской ГЭС не замерзает, что приводит к шугообразованию. Поскольку скорости течения здесь довольно значительные, шуга заносится под ледяной покров и распространяется под ним на расстоянии до 60 км. За счет промерзшей шуги толщина ледяного покрова на участке г. Усолье-Сибирское — г. Свирск местами превышает 2,0 м. Там, где шуга не задерживалась и не было торошения, преобладала толщина льда составляла около 0,6 м.

Наблюдения за толщиной ледяного покрова на ангарской части водохранилища производились на одиннадцати постах (табл. 4.5).

Таблица 4.5

Толщина ледяного покрова на Братском водохранилище по данным гидрологических постов и аэроледомерных съемок, м

Пост	Данные поста		Аэроледомерная съемка	
	1977 г.	1978 г.	1977 г.	1978 г.
Буреть	0,77	0,65	0,70	0,85
Свирск	0,97	0,65	0,85	0,65
Быково	1,10	0,95	1,00	0,90
Балаганск	1,17	0,85	0,90	0,95
Усть-Уда	0,78	0,92	0,75	1,00
Атланка	0,98	0,96	0,90	1,00
Подволочное	1,02	0,80	0,85	0,90
Прибойный	1,10	0,88	0,95	
Заярск	1,01	0,68	0,90	
Наратай	1,20	0,80	0,80	
Братская ГЭС	1,00	0,81	0,85	

Коэффициент вариации наибольших за зиму значений толщины ледяного покрова в многолетнем цикле по данным гидрологических постов находится в пределах 0,09—0,13, а пространственного распределения составляет 0,1 [13], что совпадает с результатами аэроледомерных съемок. Сопоставление же наблюдений на постах с данными аэроледомерных съемок показывает, что расхождение между ними достигает 10—40 см.

Усть-Илимское водохранилище

Аэроледомерная съемка Усть-Илимского водохранилища производилась в марте 1978 г. по продольному маршруту вдоль фарватера, а также по четырем поперечникам, намеченным в различных частях водохранилища (табл. 4.6 и рис. 4.6).

В пределах участков, где были разбиты поперечные маршруты, толщина ледяного покрова сравнительно незначительно меняется

Таблица 4.6

Распределение толщины ледяного покрова по данным поперечных маршрутов аэроледомерной съемки Усть-Илимского водохранилища

Номер маршрута	Длина, км	Средняя толщина ледяного покрова, м	C_{σ}
1	3,0	0,53	0,15
2	4,3	0,54	0,09
3	3,1	0,91	0,16
4	9,9	0,89	0,08

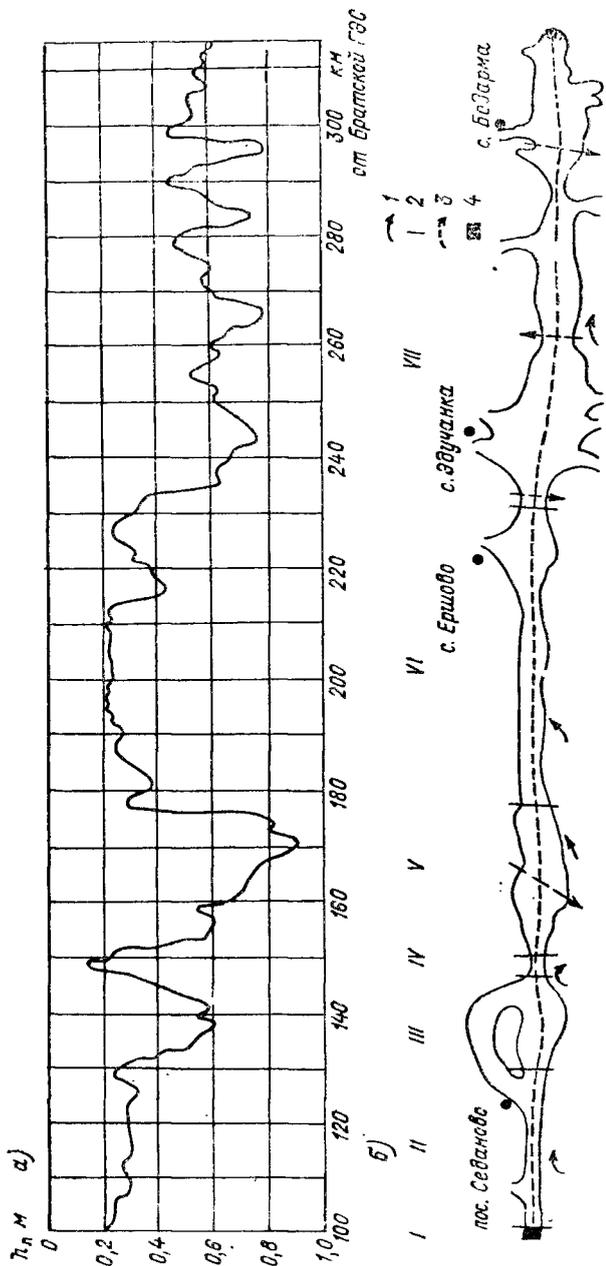


Рис. 4.6. Профиль ледяного покрова Усть-Милдского водохранилища по данным аэрофотомерных съемок 16—18/III 1978 г. (а) и схема водохранилища (б).

1 — поворот русла, 2 — граница участка, 3 — маршрут съемки, 4 — плотина.

по ширине водохранилища. Что же касается ее распределения в продольном направлении, то оно имеет существенные отличия сравнительно с Братским водохранилищем. Прежде всего бросается в глаза чередование участков тонкого (0,2—0,4 м) и достаточно толстого (0,6—0,9 м) ледяного покрова. Сопоставление продольного профиля толщины ледяного покрова с формой акватории в плане показывает, что тонкий ледяной покров формируется в пределах узких участков речного типа. И, напротив, ледяной покров толщиной 0,6 м и более характерен для широких озеровидных акваторий водохранилища.

И Братское и Усть-Илимское водохранилища находятся в приблизительно одинаковой климатической зоне, поэтому объяснение различия пространственного распределения толщины ледяного покрова следует искать в особенностях их гидравлического и термического режимов.

Оба водохранилища относятся к глубоководным, и по этому признаку существенно не отличаются друг от друга: глубина перед плотиной Братской ГЭС составляет около 90 м, а Усть-Илимской ГЭС — приблизительно 100 м. Длина Братского водохранилища по ангарской части достигает 500 км, Усть-Илимского — 400 км. Таким образом, основное различие морфометрических характеристик водохранилищ обнаруживается в особенностях их формы в плане, отражающих строение их долин. Ангарская часть Братского водохранилища сравнительно однородна по ширине (2,5—4 км). Короткие расширения здесь совпадают с местами впадения притоков. В нижней части водохранилища после впадения р. Оки преобладает ширина 5—15 км. Усть-Илимское водохранилище имеет более сложную форму планового очертания. По распределению толщины ледяного покрова, хорошо согласующемуся с шириной водохранилища, на нем можно выделить семь участков.

1. Польня нижнего бьефа Братской ГЭС. На дату аэроледомерной съемки (18/III 1978 г.) кромка ледяного покрова водохранилища находилась приблизительно на расстоянии 100 км от плотины Братской ГЭС. На этом участке имелись лишь остаточные забереги и не было отмечено остатков навалов льда или каких-либо других признаков заторно-зажорных явлений.

2. 100—130-й км — русловой участок шириной 1,5—2 км. Средняя толщина льда здесь по данным аэроледомерной съемки не превышала 30 см.

3. 130—145-й км — озеровидный участок шириной 10—12 км, разделенный островом на два рукава. Средняя толщина ледяного покрова на этом участке увеличилась до 0,5 м.

4. 145—150-й км — короткое сужение, в котором ширина водохранилища уменьшается до 1 км. Толщина ледяного покрова здесь не превышала 30 см. На этом участке в нескольких скважинах было выполнено контрольное измерение толщины ледяного покрова: в квадрате со сторонами 10 м она варьировала в пределах 11—39 см. Таким образом, в сужениях Усть-Илимского во-

дохранилища ледяной покров оказался чрезвычайно неоднородным по толщине. Естественно, что видеонимпульсный радиолокационный измеритель, имевший радиус облучаемого пятна порядка 50 м, регистрировал только преобладающую толщину льда.

5. 150—175-й км — озеровидный участок со средней шириной около 7 км и средней толщиной ледяного покрова 0,8 м. Этот участок отличался наиболее мощным ледяным покровом в пределах водохранилища: максимальная его толщина достигала здесь 1,2 м.

6. 175—230-й км — русловой участок шириной 1,5—2 км со средней толщиной ледяного покрова около 0,3 м. Этот участок включает короткое расширение, в пределах которого она увеличилась до 0,45 м.

7. 230—315-й км — нижний участок водохранилища, озеровидной формы шириной 4—6 км. В его пределах преобладала толщина ледяного покрова 0,6 м, достигая в отдельных пунктах 0,9—1,0 м.

В соответствии с плановой конфигурацией акватории основной особенностью Усть-Илимского водохранилища является значительная изменчивость по длине площади поперечного сечения от 10^5 до $6 \cdot 10^5$ м². При среднем зимнем расходе воды (3000 м³/с), сбрасываемом Усть-Илимской ГЭС, средняя скорость течения на расширенных участках составляет 0,4—0,8 см/с, а в сужениях она повышается до 1—5 см/с.

Братское водохранилище более однородно по ширине и только на отдельных участках его верхней части имеет сравнительно небольшую площадь поперечного сечения — 10^5 м², что дает среднюю скорость течения порядка 1,5 см/с. Но в сужениях Братского водохранилища вследствие низкой температуры поступающей в него воды уменьшение толщины ледяного покрова не было зарегистрировано.

Температура воды, сбрасываемой Братской ГЭС, в зимнее время превышает 2°С. Зона же выклинивания подпора Усть-Илимского водохранилища начинается на небольшом расстоянии от плотины Братской ГЭС, и вода на этом участке не успевает охладиться до нуля. Поэтому в верхней части Усть-Илимского водохранилища не происходит образования заторов и зажоров. В Братское же водохранилище вода поступает без запаса тепла, и средняя по вертикали температура воды по длине водохранилища постепенно возрастает [94] (табл. 4.7).

Таблица 4.7

Средняя по вертикали температура воды на Братском водохранилище

Пункт наблюдений	Температура воды, °С	Пункт наблюдений	Температура воды, °С
пос. Быково	0,13	пос. Заярск	1,50
пгт Балагаиск	0,47	У плотины	2,15
с. Подволочное	1,23		

Из приведенных данных следует, что на участках сужений Братского водохранилища водные массы не имеют еще достаточного теплозапаса для заметного изменения толщины ледяного покрова. В Усть-Илимском же водохранилище значительный запас тепла имеется на всем его протяжении и определяет существенное уменьшение толщины льда в местах с повышенной скоростью течения. Этот процесс, детально рассмотренный в разделе 1, связан с образованием снежного льда в условиях значительного притока тепла к нижней поверхности ледяного покрова.

Наблюдения за толщиной ледяного покрова на Усть-Илимском водохранилище ведутся на четырех гидрологических постах (табл. 4.8). Толщина ледяного покрова, измеренная на этих по-

Таблица 4.8

Толщина ледяного покрова Усть-Илимского водохранилища по данным гидрологических постов и аэроледомерной съемки, см

Пункт наблюдений	Данные поста	Аэроледомерная съемка	Пункт наблюдений	Данные поста	Аэроледомерная съемка
пос. Седаново	72	30	с. Карапчанка	74	60
с. Ершово	68	40	ГЭС	79	60

стах, на 15—40 см превышает значения полученные по данным аэроледомерных съемок. Наибольшие расхождения получаются для участков сужений, так как посты расположены либо в протоках, либо в заливах непосредственно у населенных пунктов и не отражают условий центральной зоны водохранилища.

4.5. ВОЛЖСКИЙ КАСКАД

Аэроледомерная съемка р. Волги и волжских водохранилищ производилась в 1979—1981 гг. В первые два года продольными маршрутами была охвачена большая часть длины Горьковского, Куйбышевского, Саратовского и Волгоградского водохранилищ, а также участок нижней Волги. В 1981 г. съемка производилась в пределах Горьковского, Чебоксарского, Куйбышевского, а также небольшой части Саратовского водохранилища [77]. Зондирование льда в 1979 и 1980 гг. велось импульсным и видеоимпульсным измерителями, а в 1981 г. — частотным измерителем. Продольный маршрут прокладывался по судовому ходу, а в характерных местах водохранилищ толщина льда измерялась также по поперечникам.

Аэроледомерные съемки р. Волги и каскада волжских водохранилищ, помимо научной направленности, имели и производственную задачу — гидрометеорологическое обеспечение ранней навигации на внутренних водных путях. В связи с этим основ-

ной задачей съемок было выявление участков с повышенной толщиной ледяного покрова, затрудняющих прокладку судоходных каналов в нем.

Нижняя Волга

В пределах незарегулированного участка р. Волги (г. Волгоград — г. Астрахань) аэроледомерная съемка производилась в первые два года работ. Сначала она охватила половину участка — 230 км, а на следующий год съемка была выполнена почти на всем его протяжении — 440 км (рис. 4.7).

Распределение толщины ледяного покрова в пределах Нижней Волги отличается исключительно высокой изменчивостью, варьируя на участках без признаков торошения в пределах 0,3—0,6 м. В местах формирования зажоров и зимних заторов толщина ледяного покрова возрастает до 0,8—0,9 м. Протяженность полыни нижнего бьефа Волгоградской ГЭС составляла 8—11 км, а на всем протяжении маршрута наблюдалось большое количество мелких полыней и разводий.

По данным радиолокационного зондирования оказалось возможным выявить несколько мест заторно-зажорных скоплений, которые на дату съемки промерзли на довольно значительную глубину и поэтому были зарегистрированы радиолокационным измерителем. В умеренно холодную зиму 1979-80 г. самое верхнее заторно-зажорное скопление было зарегистрировано на расстоянии около 100 км от плотины Волгоградской ГЭС. В более холодную зиму 1978-79 г. оно находилось на 40 км ниже. Толщина на участках заторно-зажорных скоплений ледяного покрова не превышала 0,9 м и лишь на небольшом отрезке составила 1,4 м. Местоположение заторно-зажорных скоплений не сохраняется постоянным, что делает целесообразным проведение аэроледомерных съемок ежегодно перед началом вскрытия.

Интересно отметить, что средняя толщина ледяного покрова в умеренную и суровую зимы была приблизительно одинаковой, что свидетельствует о преобладающем влиянии динамического фактора на его формирование на этом участке.

Волгоградское водохранилище

Аэроледомерные съемки Волгоградского водохранилища 1979 и 1980 гг. полностью охватили всю его длину (рис. 4.8). Для Волгоградского водохранилища, исключая зону выклинивания подпора, характерно сравнительно однородное распределение толщины ледяного покрова. В пределах слабоизвилистой части водохранилища (от чардымского поворота до г. Волжского) в умеренно холодную зиму 1979-80 г. сформировался ледяной покров с преобладающей толщиной около 0,6 м. В конце предыдущей суровой зимы на рассматриваемом участке водохранилища она

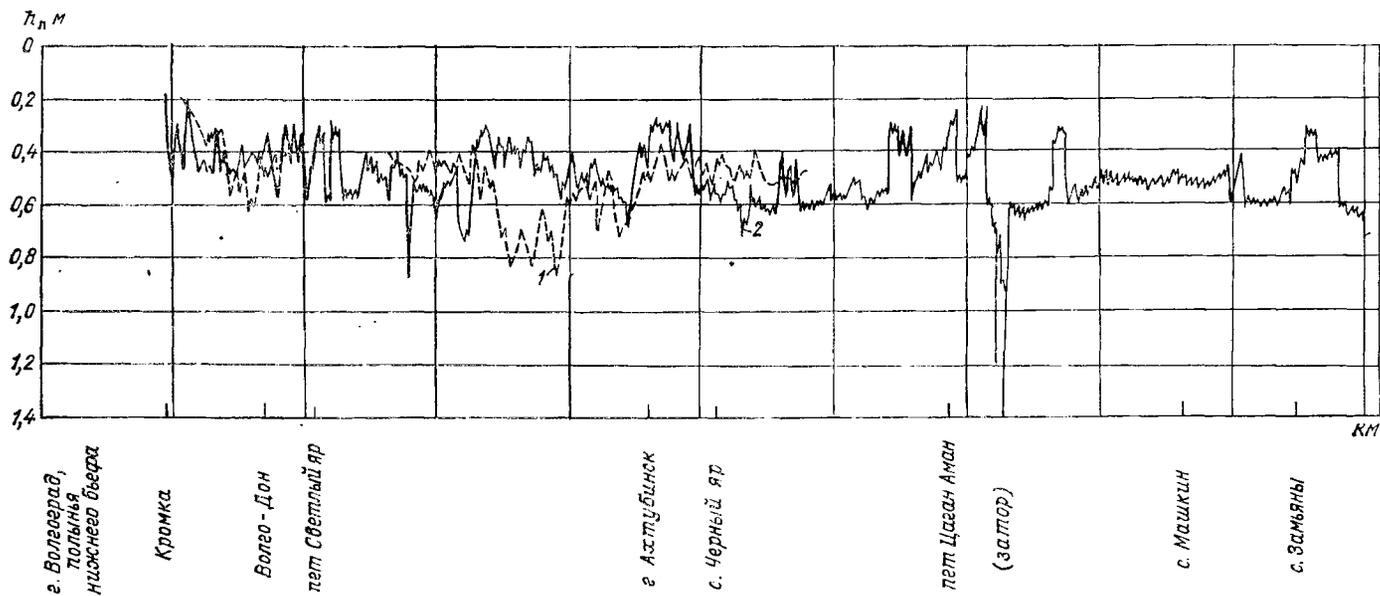


Рис. 4.7. Профили ледяного покрова нижней Волги по аэроледомерным съемкам 4/III 1979 г. (1) и 21/II 1980 г. (2).

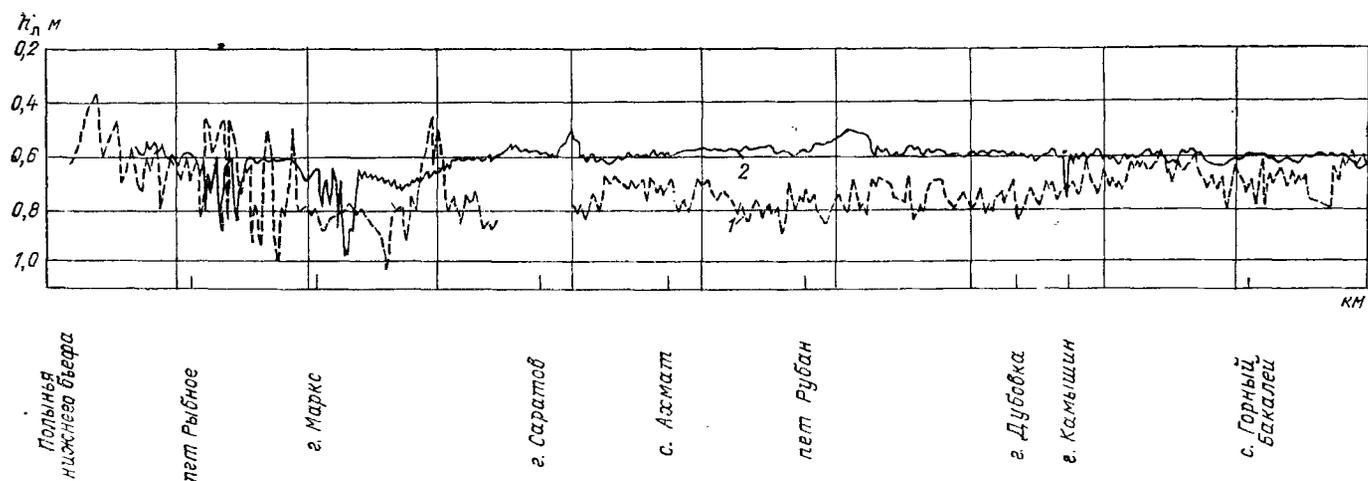


Рис. 4.8. Профили ледяного покрова Волгоградского водохранилища по аэроледомерным съемкам 2-5/III 1979 г. (1) и 23-24/II 1980 г. (2).

составила 0,7—0,8 м и только в нижней части участка в отдельных местах уменьшалась до 0,6 м.

Зона выклинивания подпора и незарегулированный участок реки имеют протяженность около 110 км. В конце зимы 1979-80 г. длина полыньи нижнего бьефа Саратовской ГЭС достигала 25 км, в то время как в начале марта 1979 г. ее длина не превышала 1 км. Затонные участки с повышенной толщиной льда начинаются в зоне выклинивания подпора на расстоянии 40—50 км от плотины и распространяются на 70—80 км. В этих местах толщина ледяного покрова достигает 0,9—1,1 м. В 1980 г. нижнее затонное скопление находилось у поворота русла в начале извилистого участка. В суровую зиму 1980 г. затонные скопления продвинулись на 15 км ниже по течению.

Саратовское водохранилище

Низконапорное Саратовское водохранилище имеет длину около 260 км, незарегулированная часть Волги до плотины ГЭС им. Ленина составляет приблизительно 75 км. В зависимости от наполнения водохранилища выклинивание подпора распространяется на 80—150 км от плотины.

В 1979 г. аэрофотоаэриальная съемка производилась почти на всем протяжении участка между плотинами Саратовской и Куйбышевской ГЭС, за исключением отрезка непосредственно в г. Куйбышеве. В 1980 г. зондирование выполнялось только в пределах водохранилища — до зоны выклинивания подпора, а в 1981 г., наоборот, на незарегулированном участке реки от плотины Куйбышевской ГЭС до г. Куйбышев.

В целом по материалам аэрофотоаэриальных съемок (рис. 4.9) вырисовывается следующая картина распределения толщины ледяного покрова по длине Саратовского водохранилища. Непосредственно в пределах водохранилища в умеренно холодную зиму мощность ледяного покрова находилась в пределах 0,6—0,7 м, а в конце холодной зимы 1978-79 г. — в пределах 0,6—0,8 м.

Затонно-зажорные скопления льда характерны здесь не только для зоны выклинивания подпора, но и всего незарегулированного участка реки. По данным радиолокационного зондирования, мощность ледяного покрова на участках промерзших затонно-зажорных скоплений составляет 0,9—1,1 м. Нижнее из них формируется у о. Екатериновский в начале разветвления. Сравнительно длинный отрезок с повышенной толщиной ледяного покрова зарегистрирован непосредственно в черте г. Куйбышева. Его происхождение, по-видимому, связано с искусственным разрушением ледяного покрова в пределах города. Что касается изменчивости положения затонно-зажорных скоплений в многолетнем цикле, то материалы съемок вследствие несовпадения в разные годы охваченных ими отрезков водохранилища не дают ответа на этот вопрос.

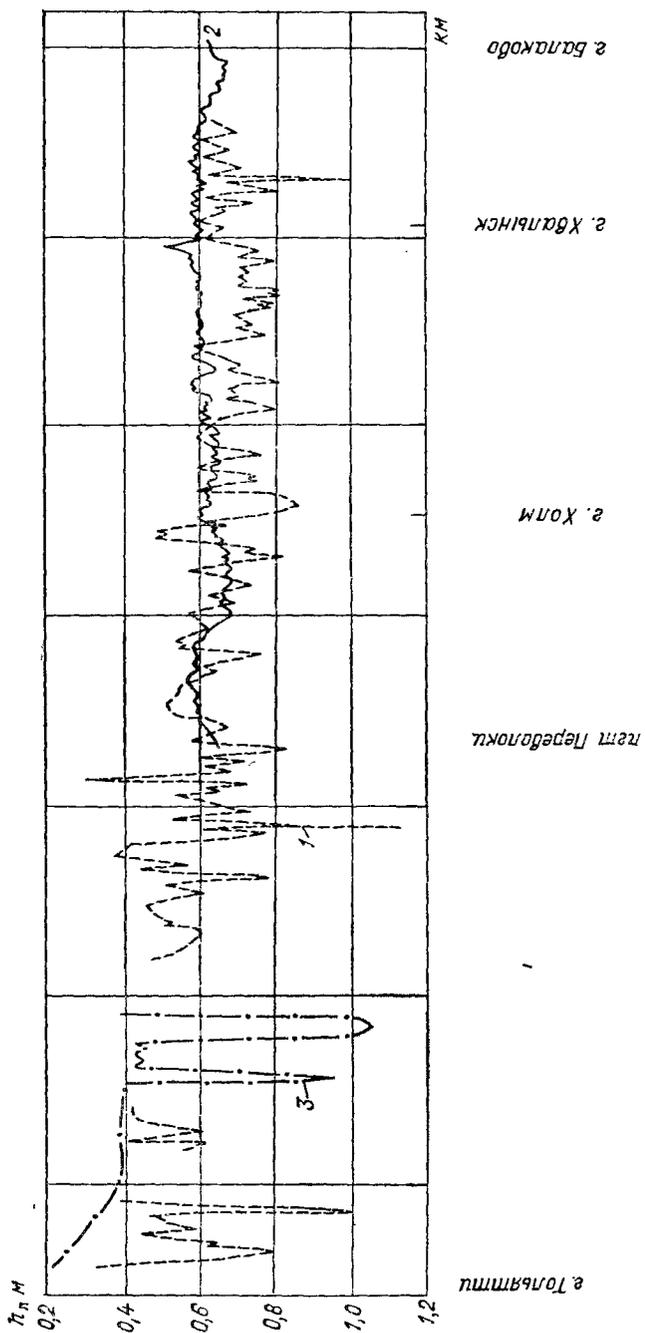


Рис. 4.9. Профили ледяного покрова Саратовского водохранилища по аэрофотомерным съемкам 5/III 1979 г. (1); 26/II 1980 г. (2) и 27/II 1981 г. (3).

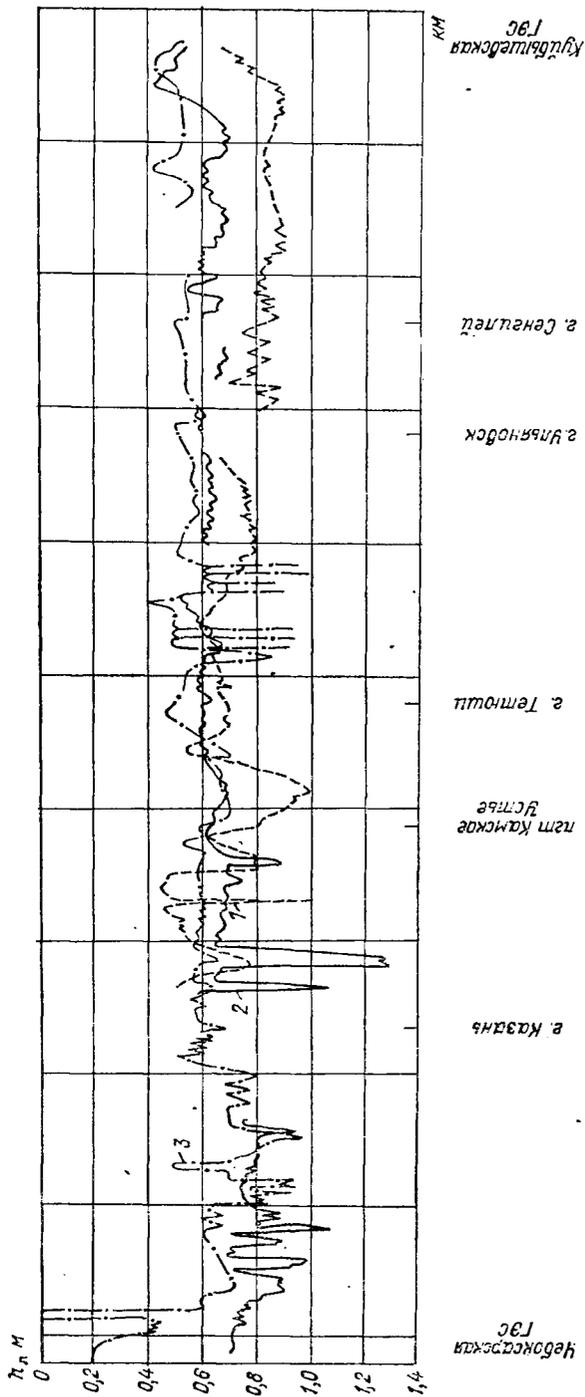


Рис. 4.10. Профили ледяного покрова Куйбышевского водохранилища по аэрофотомерным съемкам 6/III 1979 г. (1), 1-2/III 1980 г. (2) и 27-28/II 1981 г. (3).

Куйбышевское водохранилище

Средний и нижний участки водохранилища представляют цепочку обширных озеровидных плёсов шириной до 10—20 км, а в месте слияния рек Волги и Камы — до 30 км. Выше пгт Камское Устье преобладает ширина водохранилища 3—5 км.

Аэрофотоаэриальная съемка водохранилища производилась в конце трех зимних сезонов 1979—1981 гг. (рис. 4.10), и хотя каждый раз маршруты съемки перекрывали большую часть его длины, полученные материалы сопоставимы не полностью. Поскольку в 1980 г. завершилось строительство Чебоксарской ГЭС, формирование ледяного покрова зимой 1980—81 г. происходило в период заполнения Чебоксарского водохранилища.

В нижней части Куйбышевского водохранилища в суровую зиму 1978—79 г. толщина ледяного покрова составляла 0,8—0,9 м, уменьшаясь перед плотиной ГЭС до 0,7 м. В умеренно холодные зимы мощность ледяного покрова на этом участке составляла 0,5—0,7 м. В пределах расширенного участка водохранилища выше г. Ульяновска были зарегистрированы короткие участки ледяного покрова с повышенной толщиной льда (до 1 м) и с торосистой поверхностью. Образование полей торошения ледяного покрова на значительном расстоянии от зоны выклинивания подпора, по-видимому, обусловлено ветровым дрейфом в начальной стадии формирования ледяного покрова, так как в условиях обширных озеровидных акваторий ветровая нагрузка на скопление льдин может оказаться достаточной для их торошения.

Зона, в пределах которой формируются зажоры в начале ледостава, находится непосредственно выше устья р. Камы. Наиболее мощные зажорные скопления (до 1,3 м) были отмечены на участке ниже г. Казани. Перекрытие плотины Чебоксарской ГЭС привело к тому, что непосредственно ниже плотины толщина ледяного покрова понизилась до 0,3 м.

Чебоксарское и Горьковское водохранилища

Что касается Чебоксарского водохранилища (рис. 4.11), то полученные результаты представляют лишь частный интерес, так как съемка 26/II 1981 г. производилась в начальный период заполнения водохранилища. Вследствие этого на всем его протяжении имело место интенсивное торошение, что привело к образованию ледяного покрова повышенной мощности. Наибольшая толщина льда была зарегистрирована на тридцатикилометровом участке непосредственно у плотины.

Особенностью ледово-термического режима Горьковского водохранилища является значительное поступление тепла со сбросными водами Костромской ГРЭС. Действие этих вод прослеживается почти на всем протяжении водохранилища. Толщина ледя-

ного покрова в его средней и нижней частях значительно меньше, чем на других водохранилищах, и, за исключением участков торошения, не превышает 0,6 м в суровую зиму и 0,5 м в умеренно холодную.

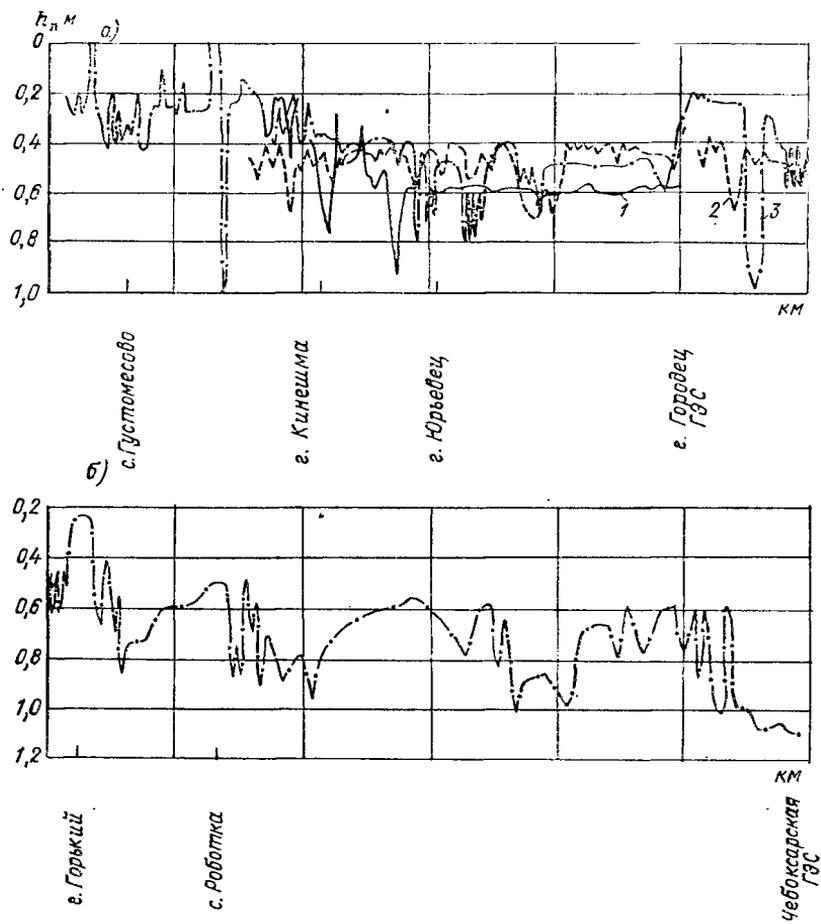


Рис. 4.11. Профили ледяного покрова Горьковского (а) и Чебоксарского (б) водохранилищ по аэроледомерным съемкам 6/III 1979 г. (1), 1—2/III 1980 г. (2) и 26/II 1981 г. (3).

В верхней части Горьковского водохранилища зарегистрировано несколько коротких участков ледяного покрова с повышенной толщиной льда — до 1 м. Выше зоны торошения он оказывается в значительной степени ослабленным под действием теплых вод Костромской ГРЭС. На участке выше г. Кинешма пре-

обладает ледяной покров толщиной всего лишь 0,2—0,3 м, который изобилует многочисленными полыньями и промоинами. Почему-то это ослабление в наибольшей степени проявилось в холодную зиму 1978-79 г., когда ледяной покров был настолько «изъеден» теплыми водами, что сверху напоминал кружево. Из-за этого аэроледомерная съемка здесь оказалась невозможной. Сбросные воды также существенно понижают толщину ледяного покрова непосредственно в пределах г. Горького.

Общие закономерности распределения толщины ледяного покрова на водохранилищах Волжского каскада

Прежде всего отметим, что по материалам аэроледомерных съемок в конце зим 1979, 1980 и 1981 гг. не проявилось зональное закономерное изменение толщины ледяного покрова на участке от Горьковского до Волгоградского водохранилища. В верхней части охваченного съемками участка Волга течет в юго-восточном, а затем в юго-западном направлении. Различие в широтном положении верхней части Горьковского и нижней части Волгоградского водохранилищ превышает 8° , что соответствует расстоянию около 1000 км. Несмотря на это, толщина льда в Волгоградском водохранилище оказалась не меньше, чем в Куйбышевском, и значительно больше, чем в Горьковском, даже на участках, где не протескивалось воздействие теплых сбросных вод. Это обстоятельство указывает на то, что в пределах европейской части территории СССР зональные изменения проявляются более заметно по направлению с запада на восток, чем с юга на север.

На всех водохранилищах места с повышенной толщиной ледяного покрова наблюдались в их верхних частях, включая зону выклинивания подпора, где в первую половину зимы происходит медленная миграция кромки льда. В пределах этих участков происходит образование и зимних зажоров, и заторов, формирующихся при потеплениях и больших попусках. Промерзание заторно-зажорных скоплений в течение зимы приводит к образованию массивов ледяного покрова с повышенной толщиной протяженностью до нескольких километров. Самое верхнее заторно-зажорное скопление обычно формируется на расстоянии 20—30 км ниже плотины. Положение этих скоплений определяется многими случайными факторами и не сохраняется постоянным из года в год.

Аэроледомерные съемки по поперечным маршрутам показали, что заторно-зажорные скопления занимают центральную часть поперечного сечения водохранилищ и не достигают прибрежной зоны, так как они формируются уже после того, как забереги достигнут значительной ширины (рис. 4.12). Поэтому, как правило, гидрологические посты не регистрируют толщину ледяного покрова в заторно-зажорных скоплениях.

Таким образом, проведенные исследования показали, что наблюдения на гидрологических постах не могут удовлетворить запросы практики по выявлению участков с повышенной мощностью ледяного покрова, хотя эта задача приобретает особую актуальность в связи с организацией на внутренних водных путях продленной навигации, осуществляемой, в частности, за счет более раннего начала судоходства по каналам, проложенным в ледяном покрове ледоколами еще до начала его таяния. Регистрация же участков ледяного покрова с повышенной толщиной льда необходима для планирования работы ледоколов.

Следует отметить, что результаты аэроледомерных съемок водохранилищ по поперечным маршрутам не подтверждают извест-

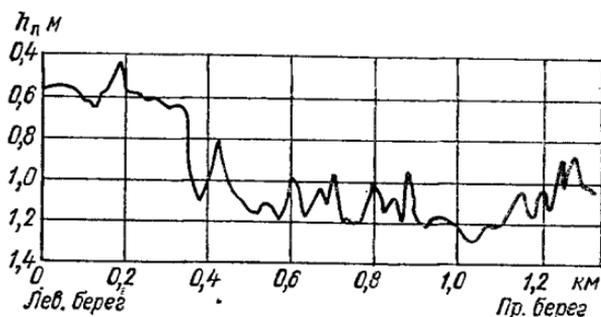


Рис. 4.12. Поперечный профиль ледяного покрова Чебоксарского водохранилища по радиолокационной аэроледомерной съемке 3/III 1981 г.

ного представления о значительном уменьшении толщины ледяного покрова над затопленным руслом. Ни на одном из нескольких десятков поперечных профилей ледяного покрова не было отмечено заметного понижения его толщины над затопленным руслом. Это подтвердили и результаты наземных радиолокационных ледомерных съемок, выполненных на Нижнекамском водохранилище со снегохода (рис. 4.13). Для участка водохранилища, на котором производилось непосредственное измерение толщины ледяного покрова в пробуренных скважинах, как и многих других, оказалось характерным плавное изменение мощности ледяного покрова в поперечном направлении, никак не связанное с положением затопленного русла. По-видимому, снижение уменьшения толщины ледяного покрова в центральной зоне водохранилища, которая была выявлена ледомерными съемками обсерваторий на Рыбнском и Горьковском водохранилищах [30, 34], обусловлено его более поздним образованием в центральной части акватории, а не термическим воздействием за счет повышенной скорости течения.

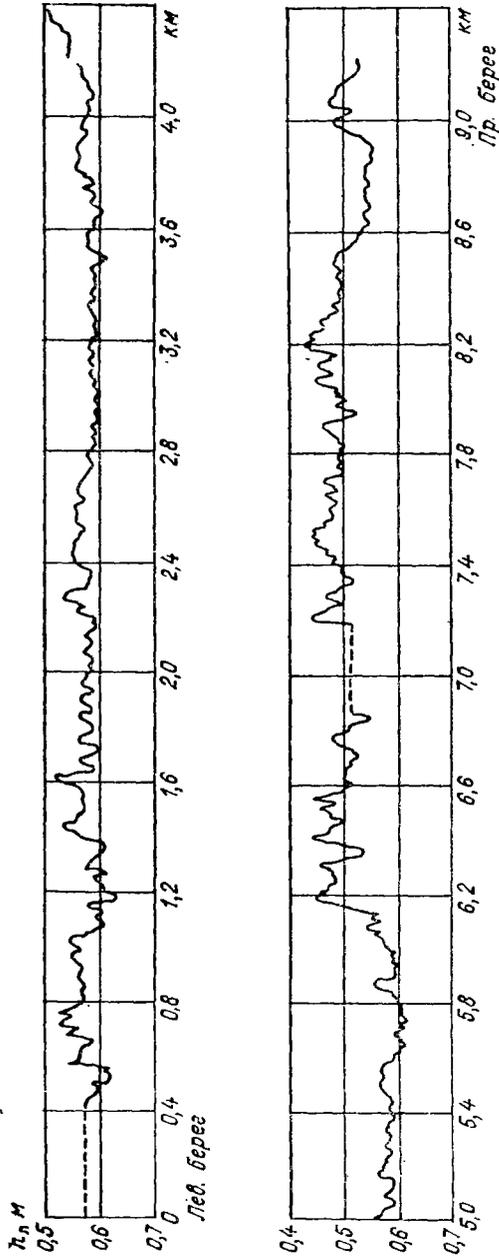


Рис. 4.13. Поперечный профиль ледяного покрова Нижнекамского водохранилища по радиолокационной ледомерной съемке со снегохода 14/III 1982 г.

4.6. ЛАДОЖСКОЕ ОЗЕРО

Ледовый режим Ладожского озера отличается большой изменчивостью по многим параметрам в многолетнем цикле в связи с неустойчивым климатом Северо-Запада. Благодаря значительным размерам озера, большому теплозапасу и открытости его акватории процесс замерзания озера продолжается десятки дней. В этот период неподвижный ледяной покров формируется только в заливах-губах, да в виде полосы припая, а на остальной части озера в этот период дрейфуют плавучие льды и скопления шуги. В отдельные годы на всей площади озера ледяной покров так и не устанавливается.

Серьезное изучение режима Ладожского озера началось в послевоенное время. На побережье озера и некоторых островах были открыты гидрологические посты, где регулярно измеряется толщина ледяного покрова, а также проводятся ледемерные съемки по коротким радиальным маршрутам. Эти наблюдения дополняются более или менее регулярно проводимыми ледовыми авиаразведками, в процессе которых картируется ледовая обстановка и ориентировочно оценивается толщина льда на основе номенклатуры морских льдов [88] с учетом специфики ледяного покрова Ладожского озера. По накопленным материалам авиаразведок была изучена динамика ледовой обстановки в многолетнем цикле, однако по этим данным оказалось невозможным составить достоверную картину распределения толщины ледяного покрова в целом по объекту.

В марте 1956 г. в центральной части акватории озера были выполнены первые непосредственные измерения толщины ледяного покрова. На маршруте между островами Сухо и Валаам были совершены четыре посадки самолета ЯК-12 на лед [46]. Основываясь на этих данных, П. Л. Медрес сделал вывод о том, что толщина ледяного покрова в центральной части акватории озера не меньше, а иногда и больше его толщины в прибрежных участках. Ранее исследователи предполагали, что по мере удаления от берега толщина ледяного покрова Ладожского озера закономерно уменьшается. Авиадесантные измерения П. Л. Медреса вплоть до начала 80-х годов были единственными инструментальными данными о толщине льда в центральной части озера. Большие размеры Ладожского озера и несовершенство измерительной техники не позволяли в то время получать систематическую информацию по всей его акватории.

Новый этап изучения ледового режима Ладожского озера связан с применением бортовых радиолокационных измерителей толщины льда. Аэроледемерные съемки Ладожского озера в 1979--1981 гг. производились экспериментальными макетами видеоимпульсного и частотного радиолокационного измерителей с борта вертолета МИ-8. Эти съемки производились в конце зимнего периода при максимальных значениях толщины ледяного покрова, которые представляют наибольший интерес при плани-

ровании начала навигации и для прогноза сроков вскрытия. Полученные материалы позволили составить достаточно детальную достоверную картину распределения толщины ледяного покрова по всей акватории Ладожского озера [87].

При использовании видеоимпульсного измерителя толщина ледяного покрова зондировалась с высоты 300 м, а при использовании частотного рабочая высота не превышала 50 м. Она регистрировалась на бумажную ленту самописца. Скорость протяжки ленты устанавливалась оператором в соответствии с длиной маршрута, чтобы длина профилограммы была удобна при обработке.

В связи с неустойчивостью ледового режима Ладожского озера особенности пространственного распределения толщины ледяного покрова, выявленные по материалам аэроледомерных съемок, должны соотноситься с метеорологическими условиями данной зимы. По климатическим и ледовым условиям зимние сезоны при изучении Ладожского озера целесообразно подразделить на три группы: теплая зима — сплошной ледостав не образуется, умеренная зима — период сплошного ледостава не превышает 20 сут и холодная зима, когда этот период составляет 1—2 месяца. Между этими главными группами можно выделить и промежуточные: умеренно теплую и умеренно холодную (табл. 4.9).

Таблица 4.9

Среднемесячные температуры воздуха и суммы суточных отрицательных температур, по данным озерной метеорологической станции, °С

Зима	XI	XII	I	II	III	Сумма суточной отрицательной температуры
1978-79	1,2	-18,1	-11,7	-12,4	-2,4	-1414
1979-80	-0,4	-5,6	-11,3	-18,0	-8,0	-1078
1980-81	-2,7	-5,7	-6,3	-8,1	-8,1	-950
Среднее многолетнее	-1,7	-6,8	-9,5	-9,6	-5,8	-1000

Сравнивая суммы отрицательных температур воздуха со средне-многолетними значениями, можно зиму 1978-79 г. характеризовать как холодную, зиму 1979-80 г. как умеренно холодную и зиму 1980-81 г. как умеренно теплую.

Зима 1978-79 г.

Устойчивый переход температуры воздуха через нуль в эту зиму произошел 25/XI. В декабре средняя суточная температура воздуха в районе Ладожского озера составляла -14... -19°С. Исключительно холодным был конец декабря, когда температура воздуха понизилась до -42°С. В целом в течение декабря температура воздуха была на 20°С ниже нормы. Холодная погода

способствовала интенсивному ледообразованию. К концу второй декады декабря в южных районах озера и на отдельных участках восточного побережья образовался припай. За припаем наблюдалась зона плавучего льда. После сильных морозов в третьей декаде декабря сплоченный плавучий лед распространился на большую часть озера. Чистая вода к этому сроку сохранилась лишь в глубоководной части озера напротив г. Приозерска. К 10/1 граница неподвижного ледяного покрова проходила по 20-метровой изобате. В дальнейшем происходило как образование нового плавучего льда, так и смерзание ледяных полей. По данным ледовых авиаразведок и ходу температуры воздуха установлено, что Ладожское озеро замерзло полностью в первой декаде февраля.

Радиолокационные аэроледомерные съемки Ладожского озера в эту зиму производились 15—16/III. За два дня удалось выполнить зондирование по восьми маршрутам, намеченным в продольном и поперечном направлениях (рис. 4.14 и 4.15).

В суровую зиму 1978-79 г. сформировался ледяной покров со следующими характерными особенностями пространственного распределения его толщины. Наименьшая толщина ледяного покрова наблюдалась в Невской губе и в северной глубоководной части озера. Вдоль юго-восточного и северо-восточного побережий выделялась полоса припая мощностью около 0,8 м. К ней примыкала зона сравнительно тонкого льда (0,6 м). В центральной части озера толщина льда увеличивалась до 0,9 м. Вдоль юго-западного побережья припайная зона оказалась неразвитой, однако здесь имело место интенсивное торошение ледяных полей, которое привело к значительной неоднородности ледяного покрова по толщине.

По характеру распределения толщины ледяного покрова в эту зиму в пределах акватории озера можно было выделить три зоны.

Первая зона включает заливы и полосу припая в заливах-губах, где толщина ледяного покрова достигала 0,7—0,9 м, и лишь в истоке р. Невы она была значительно меньше. В припаях толщина льда также находилась в пределах этих значений, за исключением зон торошения, где она возрастала до 1,2 м. Эти результаты аэроледомерных съемок подтверждаются наземными измерениями. По данным ледового разреза, выполненным озерной станцией, на шестикилометровом маршруте толщина ледяного покрова находилась в пределах 0,67—1,12 м.

Вторая зона включает часть озера вдоль южного и восточного берегов до изобат 20—30 м, т. е. полосу шириной 15—30 км, примыкающую к припаю. В пределах этой полосы во второй декаде января сформировался ровный ледяной покров, толщина которого на дату съемки составляла 0,6—0,7 м. Можно предположить, что процесс смерзания плавучего льда в этой зоне происходил довольно быстро при маловетреной погоде и сильных морозах, что обусловило отсутствие торошения, а выпадение снега на ледяной покров замедлило его нарастание в последующий период.

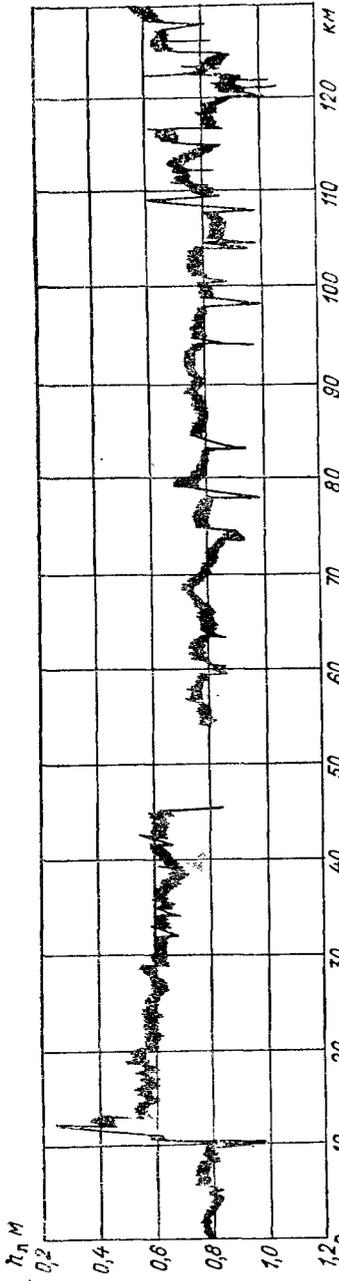


Рис. 4.14. Профиль ледяного покрова Ладожского озера по маршруту о. Валаам — м. Волчий Нос по аэрофотомерной съемке 16/III 1979 г.

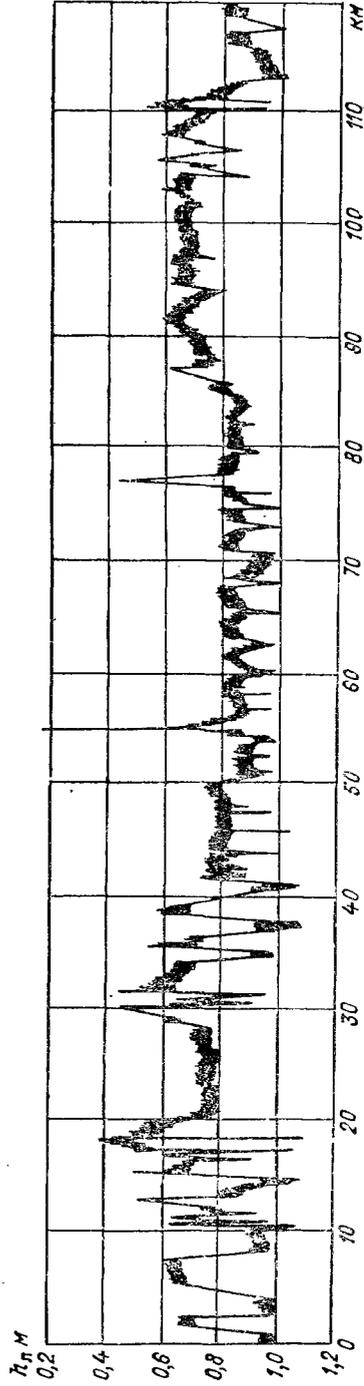


Рис. 4.15. Профиль ледяного покрова Ладожского озера по маршруту г. Приозерск — д. Кивтоđa по аэрофотомерной съемке 16/III 1979 г.

Третья зона — это наиболее поздно замерзающие центральная и западная части озера. На формирование ледяного покрова этой зоны оказывает сильное влияние интенсивное торошение в результате дрейфа и подвижек ледяных полей. Здесь было отмечено много замерзших разводий и полыней. Толщина льда в зоне изменялась в широких пределах (0,4–1,4 м).

Зима 1979-80 г.

В эту зиму ледообразование на Ладожском озере началось очень рано: первые забереги в заливах были зафиксированы авиаразведкой 4/XI. Но этот лед в результате последовавшего потепления вскоре полностью исчез. Холодная погода снова установилась только во второй половине декабря, и с этого времени началось повторное ледообразование. До второй половины января преобладала слабозимняя погода. В этот период постепенно увеличивалась толщина припая и количество плавучего льда. Однако затем последовала оттепель, сопровождавшаяся сильными ветрами, которые отжали плавучий лед и обломки тонкого льда в юго-восточную часть озера к припаю. Ширина этой зоны плавучего льда во второй половине января не превышала 40 км.

В конце января температура воздуха понизилась до -25°C , что привело к расширению припая и быстрому повышению плотности плавучего льда. К 7/II озеро, по данным авиаразведки, почти полностью покрылось неподвижным льдом, лишь южнее о. Валаам в глубоководной части озера сохранилась незамерзшая полоса с плавучим льдом. Во второй половине февраля под воздействием устойчивых северо-западных ветров произошло разрушение ледяного покрова в центральной части озера. При этом за припаем вдоль северного, западного и частично восточного побережья образовалась полынья шириной 2–10 км. Такая ледовая обстановка, по-видимому, сохранялась до марта. Полыньи не замерзали, так как среднесуточная температура воздуха в этот период была достаточно высокая (0... -5°C). В первой половине марта преобладающими были ветры южных румбов, что вызвало дрейф ледяных полей в северном направлении и привело к образованию новой полыньи вдоль южного берега. Старая полынья по границе льдов разного возраста к этому моменту сохранилась частично на западном и восточном побережье. Значительное понижение температуры воздуха в конце второй декады марта и маловетренная погода привели к замерзанию полыней и разводий — произошло повторное установление сплошного ледяного покрова.

Сложный и затяжной процесс замерзания озера привел к тому, что на большей части его акватории, исключая северную и южную прибрежные зоны, торосистость ледяного покрова оказалась значительной. По данным аэроледомерной съемки, выполненной 20/III по девяти маршрутам, толщина ледяного покрова в южной части озера изменялась в основном от 0,45 до 0,65 м,

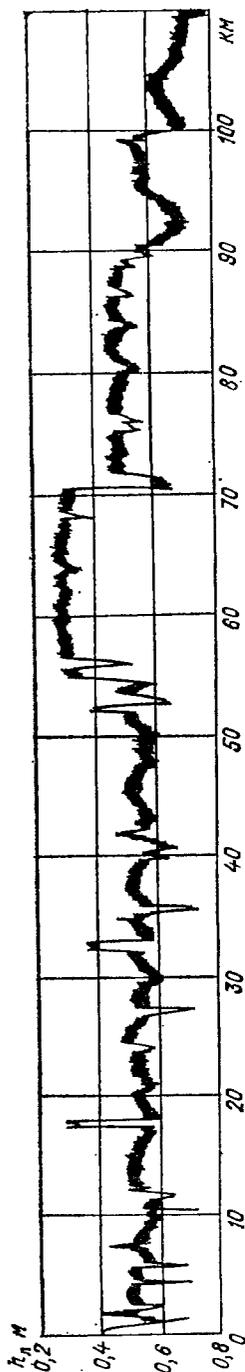


Рис. 4.16. Профиль ледяного покрова Ладожского озера по маршруту г. Ильинский — м. Марьин Нос по аэроледомерной съемке 25/III 1980 г.

а в северной — от 0,4 до 0,55 м. В центральной зоне озера толщина ледяного покрова в области торошения преобладала в пределах 0,4—0,7 м, достигая на отдельных участках 1,1 м. Как по степени торошения, так и по толщине ледяной покров оказался сравнительно однородным без резко выраженных зон (рис. 4.16). По-видимому, средняя толщина ледяного покрова в умеренно холодные зимы, к которым относится зима 1979-80 г., достигает 0,5—0,6 м.

Во второй половине марта замерзли все многочисленные разводья и полыньи, покрывшись молодым льдом темного цвета, который хорошо выделялся с самолета, четко фиксировался на ледовых разрезах по маршрутам аэроледомерной съемки. Каждый маршрут через центральную часть озера пересекал большое количество замерзших разводий, толщина льда в которых не превышала 03 м.

Зима 1980-81 г.

В целом эта зима была умеренно теплой, и формирование ледяного покрова происходило замедленными темпами. К 7/1 на озере наблюдалась следующая ледовая обстановка: в заливах ширина припайного льда достигала 10 км, а на остальном побережье — 1—4 км. К припаю примыкала широкая зона сплоченного плавучего льда. И лишь центральная и северо-западная глубоководные части озера были свободны от ледяных образований. В течение января в результате глубокой оттепели занимаемая плавучим льдом площадь открытой водной поверхности значительно уменьшилась.

В феврале процесс ледообразования начал развиваться зна-

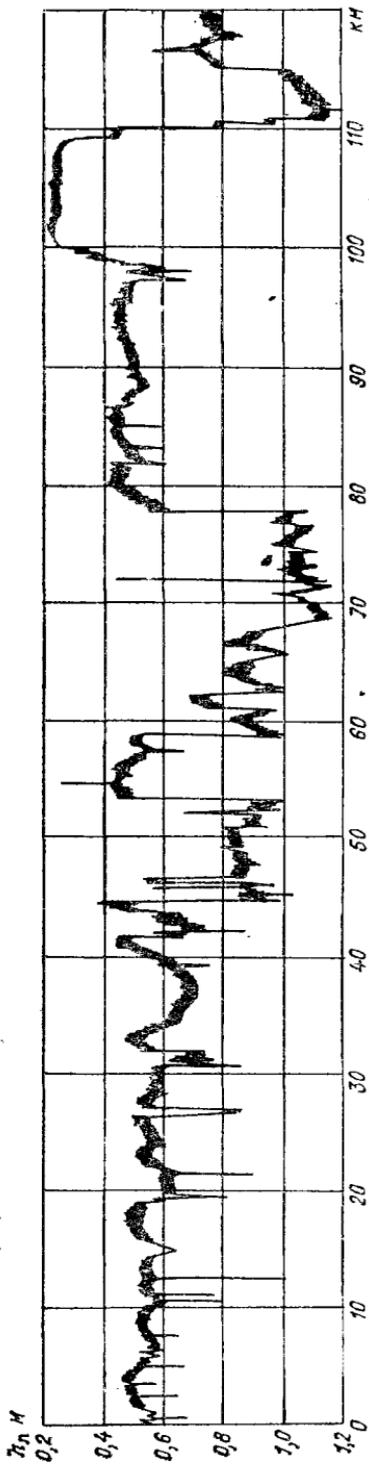


Рис. 4.17. Профиль ледяного покрова Ладожского озера по маршруту гавань Нижние Никуласы — д. Усть-Видлица по аэродемерной съемке 17/III 1981 г.

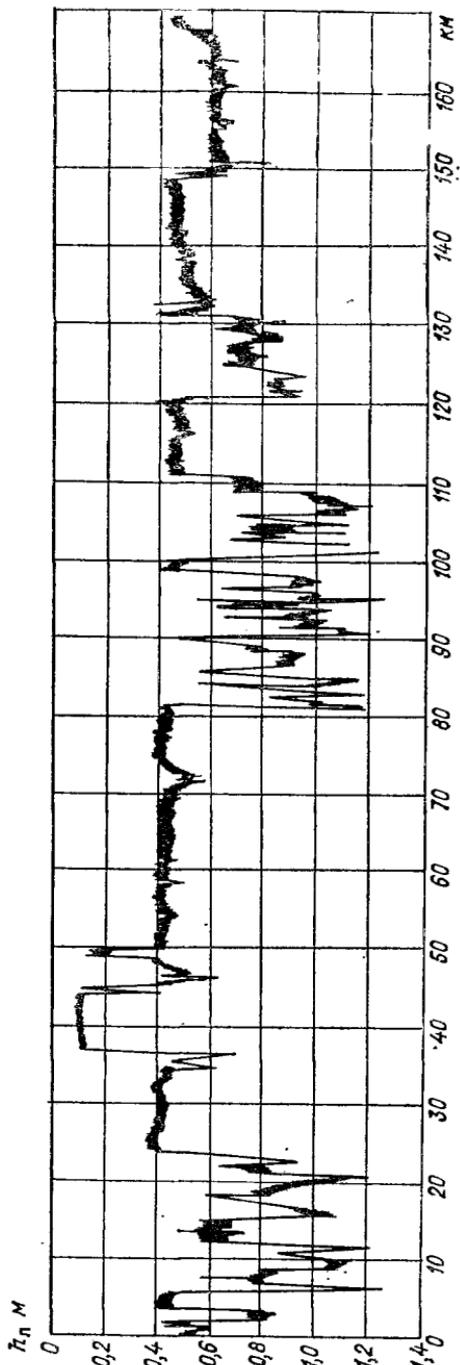


Рис. 4.18. Профиль ледяного покрова Ладожского озера по маршруту г. Питкяранта — г. Новая Ладога по аэродемерной съемке 12/III 1981 г.

чительно быстрее. К 10/II свободной ото льда осталась лишь глубоководная часть озера в районе о. Коневец — о. Валаам — г. Приозерск. К 24/II припай в северной части озера достиг о. Валаам, а вся центральная часть озера покрылась плавучим льдом. Полное же замерзание озера, по данным авиаразведки, произошло к 6/III.

К моменту начала аэроледомерных съемок 11/III ледовая обстановка существенно изменилась. Под действием восточных и юго-восточных ветров, скорость которых достигала 12 м/с, произошло разрушение ледяного покрова и образование обширной полыньи шириной до 8 км по контакту припая с более поздним ледяным покровом центральной части озера. Эта полынья протянулась вдоль северо-восточного и частично юго-восточного берегов. Начавшееся затем понижение температуры воздуха и ослабление ветра прекратили дрейф и подвижки льда. В многочисленных мелких полыньях, а также в большой полынье сформировался молодой ледяной покров серого цвета из шуги и сала, которые ветром прижимало к кромке старого льда.

Характерные особенности распределения толщины ледяного покрова на Ладожском озере в середине марта 1981 г. приводятся на рис. 4.17 и 4.18, составленных по данным аэроледомерных съемок. В отличие от прошлого года припайный лед вдоль юго-восточного и северо-восточного побережья подвергался интенсивному торошению и максимальная его толщина в этой зоне составляла 1,2 м при средней толщине 0,8—0,9 м. В центральной зоне озера также преобладали поля сплошного торошения с наибольшей толщиной до 1,5 м. Эту зону кольцом окружала наиболее обширная по площади область слабого и умеренного торошения с преобладающей толщиной 0,4—0,5 м, а с юго-востока и востока окаймляла огромная кольцевая полынья, ледяной покров в которой во время съемки достигал мощности 0,3 м (рис. 4.19).

При выполнении аэроледомерных съемок в 1981 г. эпизодически осуществлялась посадка на лед для контрольных измерений толщины ледяного покрова в пробуренных скважинах. Поло-

Таблица 4.10

Сравнение эталонных и радиолокационных измерений толщины ледяного покрова Ладожского озера, март 1981 г.

Дата	Маршрут	Толщина льда, см					
		в скважинах					по профилю
		1	2	3	4	среднее	
11	г. Приозерск — с. Кивгода	37	41	48		42	44
12	г. Волхов — г. Петрокрепость	38	46	48	47	45	53
	То же	70				70	65
17	п. Марьян Нос — г. Ильинский	40				40	43
	То же	22				22	20

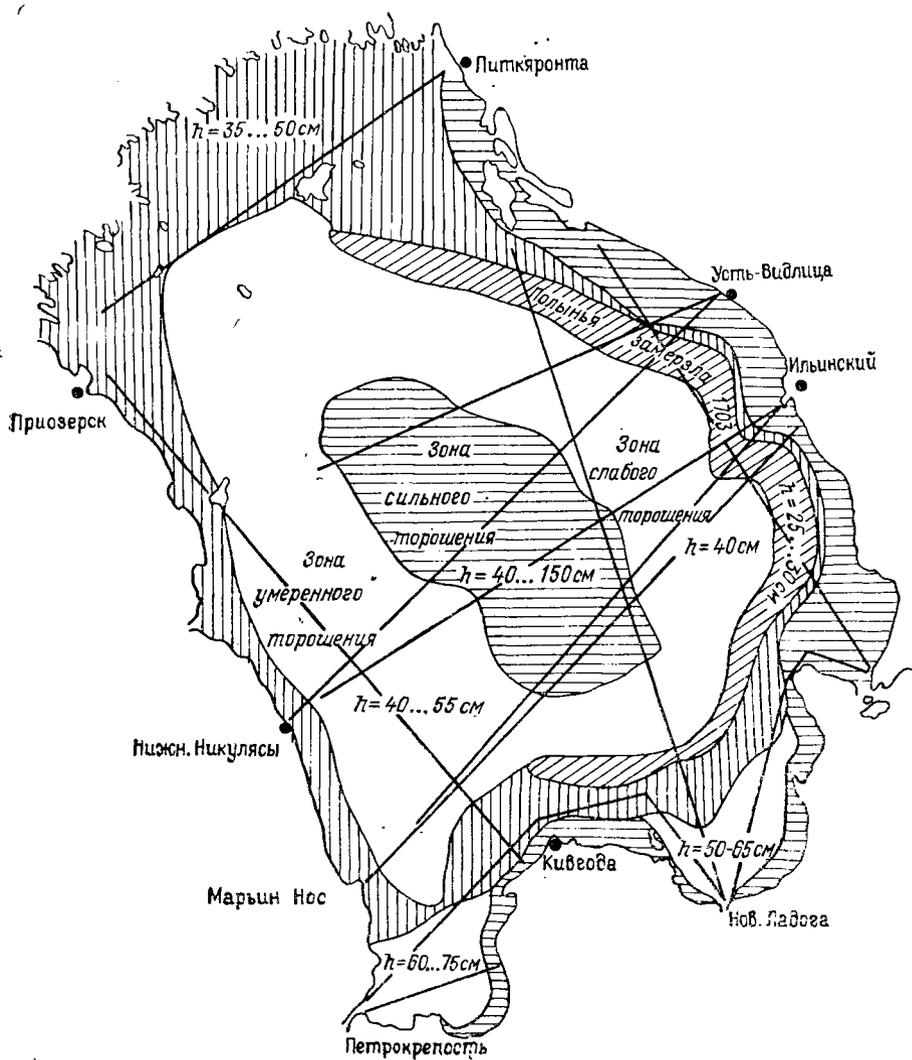


Рис. 4.19. Схема маршрутов аэроледомерной съемки Ладожского озера в марте 1981 г. и районирование озера по ледовой обстановке и толщине ледяного покрова.

жение мест посадок на маршруте устанавливалось с большим приближением, и поэтому оценка точности радиолокационного зондирования Ладожского озера (табл. 4.10) носит ориентировочный характер и дает только представление о порядке возможных погрешностей.

Оценивая результаты аэроледомерных съемок Ладожского озера, проводившихся в течение трех зим, следует заметить, что они, не исчерпывая всего многообразия возможных случаев, достаточно типичны и поэтому отражают основные закономерности распределения толщины ледяного покрова озера в зависимости от степени суровости зимы, ветрового режима и длительности процесса замерзания. С учетом выполненных обобщений может быть повышена эффективность ледовых прогнозов в период вскрытия, составляемых по данным ледовых авиаразведок и наблюдений на гидрологических постах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В. Р., Савко Н. Ф. Теория наледных процессов (инженерно-географические аспекты).—М.: Наука, 1976,—204 с.
2. Алексеев В. Р., Фурман М. Ш. Наледи и сток.—Новосибирск: Наука, 1976.—117 с.
3. Алексеев В. Р. Наледи и наледные процессы (вопросы классификации и терминологии).—Новосибирск: Наука, 1978.—188 с.
4. Алексеев В. Р., Соколов Б. Л. Полевые исследования наледей.—Л.: Гидрометеиздат, 1980.—152 с.
5. Алексеев Г. А. Методы оценки случайных погрешностей гидрологической информации.—Л.: Гидрометеиздат, 1975.—96.
6. Аминова В. Я. Расчет нарастания толщины льда с учетом его структуры.—Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 117, с. 20—38.
7. Аминова В. Я. Строение ледяного покрова на р. Оке и опыт расчета его толщины.—Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 140, с. 56—80.
8. Аминова В. Я. Метод расчета нарастания ледяного покрова на нижних участках рек Сырдарья и Амударья.—Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 184, с. 33—47.
9. Берденников В. П. Методы расчета давления заторных и зажорных масс льда на сооружения.—Труды ГГИ, 1967, вып. 148, с. 3—28.
10. Бибилов Д. Н., Петруничев Н. Н. Ледовые затруднения на гидростанциях.—М.—Л.: Госэнергоиздат, 1950.—159 с.
11. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей.—М.: Наука, 1956.—463 с.
12. Богородский В. В., Гусев А. В., Хохлов Г. П. Физика пресноводного льда.—Л.: Гидрометеиздат, 1971.—226 с.
13. Бородулин А. В., Чнжов А. Н. Характеристика пространственного распределения толщины льда на водохранилищах ангарского каскада по материалам радиолокационной аэроледомерной съемки.—Труды ГГИ, 1982, вып. 287, с. 56—69.
14. Браславский А. П. Расчеты ледового режима озер Северного Казахстана.—Труды III Всесоюзного гидрологического съезда. Т. 3. Л.: Гидрометеиздат, 1959, с. 278—286.
15. Булатов С. Н. О расчете притока тепла к нижней поверхности ледяного покрова водохранилищ зимой.—Труды Гидрометцентра СССР, 1968, вып. 17, с. 38—45.
16. Быдин Ф. И. Развитие некоторых вопросов в области ледового режима водоемов.—Труды III Всесоюзного гидрологического съезда. Т. 3, Л.: Гидрометеиздат, 1959, с. 278—286.
17. Вейнберг Б. П. Лед.—М.—Л.: Госнаучтехиздат, 1940.—524 с.
18. Верболов В. И., Сокольников В. М., Шинмараев М. Н. Гидрометеорологический режим и тепловой баланс озера Байкал. М.—Л.: Наука, 1965.—373 с.

19. Войтковский К. Ф. Механические свойства льда.— М.: Изд-во АН СССР, 1960, 265 с.
20. Гнизбург Б. М. Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия водохранилищ Советского Союза.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 110 с.
21. Гнизбург Б. М., Балашова И. В., Пономарев М. Б. О расчетах и прогнозах нарастания льда на волжских водохранилищах в начале ледостава.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 140, с. 17—31.
22. Глушнев В. Г., Слуцкер Б. Д., Чижов А. Н. Некоторые результаты радиолокационного зондирования пресноводного льда, покрытого снегом.— В кн.: Вопросы гидрологического приборостроения. Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 262—267.
23. Дерюгин А. Г. Снежный лед и его значение при расчетах толщины ледяного покрова.— Труды ГГИ, 1967, вып. 148, с. 29—44.
24. Дерюгин А. Г. Исследование снежного льда.— Труды ГГИ, 1971, вып. 184, с. 43—93.
25. Донченко Р. В. Интенсивность нарастания толщины льда на реках и водохранилищах.— Труды ГГИ, 1968, вып. 189, с. 63—89.
26. Донченко Р. В. Ледовый режим водохранилищ СССР.— Труды ГГИ, 1971, вып. 187, с. 3—108.
27. Донченко Р. В. Тепловой баланс и ледовый режим водохранилищ.— В кн.: Гидрология озер и водохранилищ. Ч. 2. М., 1975, с. 93—108.
28. Донченко Р. В. Модель процесса замерзания рек.— Труды ГГИ, 1980, вып. 270, с. 3—11.
29. Донченко Р. В. Ледовый режим рек СССР.— Л.: Гидрометеиздат, 1987.— 249 с.
30. Епифанов Е. Ф. Ледовый режим Горьковского водохранилища.— Сб. работ Горьковской и Волжской ГМО, 1967, вып. 4, с. 45—77.
31. Зайков Б. Д. Очерки по озераведению.— Л.: Гидрометеиздат, 1955.— 271 с.
32. Зильберштейн И. А. О двух стадиях формирования наледей на замерзающих реках.— Труды ДВНИГМИ, 1970, вып. 31, с. 167—171.
33. Качанов Л. М. К теории прочности ледяного покрова при колебаниях уровня воды.— Труды Гидрометцентра СССР, 1947, сер. 1, вып. 30, с. 29—41.
34. Калкутин В. И. Интенсивность нарастания и особенность распределения толщины льда на рыбинском водохранилище.— Сб. работ Рыбинской ГМО, 1968, вып. 4, с. 18—36.
35. Колесников А. Г. К вычислению температуры в водоеме, покрытом льдом.— В кн.: Ледотермические проблемы в гидроэнергетике. Л.: Госэнергоиздат, 1954, с. 426—435.
36. Комаровский А. Н. Действие ледяного покрова на сооружение и борьба с ним. Ч. 1. М.—Л.: Госэнергоиздат, 1932.— 130 с.
37. Кошовалов И. М. Основы ледотехники речного транспорта. М.—Л.: Речиздат, 1952.— 262 с.
38. Кравченко В. В. Классификация наледей на реках.— В кн.: Гляциологические исследования в Сибири. Иркутск, 1983, с. 3—18.
39. Кравченко В. В. Режим наледей в верховье р. Уды (Восточный Саян) и их роль в формировании водных ресурсов. — В кн.: Наледи Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981, с. 145—156.
40. Кравченко В. В. Закономерности формирования и распространения наледей на реках юга Восточной Сибири. Иркутск, 1985, с. 38—63.
41. Кравченко В. В. Натурные исследования процесса образования речных наледей.— В кн.: Гляциологические исследования в Сибири. Иркутск. 1985, с. 19—38.

42. Крицкий С. П., Менкель М. Ф., Россинский К. И. Зимний термический режим водохранилищ, рек и каналов. М.—Л.: Госэнергоиздат, 1947.—155 с.
43. Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова.—Л.: Гидрометеоиздат, 1957.—178 с.
44. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова.—Л.: Гидрометеоиздат, 1961.—345 с.
45. Кузуб Г. Я. Температурные трещины в ледяном покрове.—Труды транспортно-энергетического ин-та. Новосибирск, 1958, вып. 7, с. 18—32.
46. Лебедева В. В., Медрес П. Л. Ледовый режим Ладожского озера по материалам авиаразведок.—Сб. работ ГМО, 1966, вып. 3, с. 135—182.
47. Медрес П. Л. Ледовый режим Ладожского озера по материалам авиаразведок.—Труды ГГИ, 1958, вып. 66, с. 92—140.
48. Мишель Б. Статический рост черного льда в районах с суровым климатом.—В кн.: МАГИ. Симпозиум по льду. Изд. ВНИИГ, 1972, с. 186—194.
49. Молчанов И. В. О строении и структуре озерного льда в связи с метеорологическими условиями.—Изв. Российского гидрологического ин-та, 1925, № 14, с. 68—91.
50. Одрова Т. В. Гидрофизика водоемов суши.—Л.: Гидрометсоиздат, 1979.—311 с.
51. Паундер Э. Физика льда. М.: Мир, 1968.—189 с.
52. Панов Б. Д. Зимний режим рек СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960.—239 с.
53. Пехович А. И. Основы ледотермики.—Л.: Энергоиздат, 1983.—200 с.
54. Пивоваров А. А. Термика замерзающих водоемов.—М.: Изд-во МГУ, 1972.—140 с.
55. Пиотрович В. В. О притоке тепла к нижней поверхности ледяного покрова рек.—Труды ЦИП, 1947, вып. 2 (29), с. 204—236.
56. Пиотрович В. В. Методика расчета максимальной толщины льда на водохранилищах.—Труды ЦИП, 1963, вып. 130.—86 с.
57. Пиотрович В. В. Расчеты толщины ледяного покрова на водохранилищах по метеорологическим элементам.—Л.: Гидрометеоиздат, 1968.—186 с.
58. Пиотрович В. В. Опыт определения характеристик снега для расчета нарастания льда на озерах и водохранилищах.—Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 53, с. 25—53.
59. Пиотрович В. В. Расчет нарастания кристаллического льда на примере Клязминского водохранилища.—Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 67, с. 50—98.
60. Подъяконов С. А. Наледи Восточной Сибири и причины их возникновения.—Изв. ИРГО, 1903, т. 39, с. 305—307.
61. Пономарев М. Б. Расчет нарастания льда на Куйбышевском водохранилище для целей краткосрочного прогноза.—Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 184, с. 73—77.
62. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 14. Вып. 1, 3.—Л.: Гидрометеоиздат, 1972.—660 с.
63. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии.—Л.: Гидрометеоиздат, 1974.—423 с.
64. Россинский К. И. Наледи и пропускная способность русла под ледяным покровом.—Труды Гидропроекта, 1960, сб. IV, с. 63—88.
65. Руднев А. С. Опыт борьбы с заторами на р. Ленс.—Труды Координационных совещаний по гидротехнике, 1970, вып. 56, с. 82—90.
66. Рымша В. А., Донченко Р. В. Исследование теплопотерь с открытой водной поверхности.—Труды ГГИ, 1958, вып. 65, с. 18—48.

67. Рымша В. А., Донченко Р. В. Метод расчета прогноза условий образования внутриводного льда.— Труды ГГИ, 1962, вып. 93, с. 50—98.
68. Рымша В. А., Донченко Р. В. Исследования и расчеты замерзания рек и водохранилищ.— Труды ГГИ, 1965, вып. 129, с. 3—20.
69. Савельев Б. А. Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресноводных водоемов.— М.: Изд-во МГУ, 1963.— 541 с.
70. Соколов Б. Л. Методика расчета наледного стока.— Труды ГГИ, 1969, вып. 1966, с. 123—160.
71. Соколов Б. Л. Наледи и речной сток.— Л.: Гидрометеоздат, 1975.— 190 с.
72. Толстихин Н. И. Инструкция по изучению наледей.— В кн.: Сборник инструкций и программных указаний по изучению мерзлых грунтов и вечной мерзлоты. М.—Л., 1938, с. 73—84.
73. Тимошенко С. П. Сопротивление материалов. Часть вторая. Теория и задачи. М.—Л.: Госнаучтехиздат, 1932.— 340 с.
74. Тимошенко С. П. Курс сопротивления материалов.— М.—Л.: Госнаучтехиздат, 1932.— 587 с.
75. Указания по определению ледовых нагрузок на речные сооружения СН 76-66.— М.: Госстройиздат, 1956.— 22 с.
76. Ухов С. Б. Методика определения коэффициента вязкости льда по изгибам.— Труды координационных совещаний по гидротехнике, 1964, вып. 10, с. 27—33.
77. Финкельштейн М. И., Лазарев Э. И., Чижев А. Н. Радиолокационные аэроледомерные съемки рек, озер, водохранилищ.— Л.: Гидрометеоздат, 1984.— 117 с.
78. Фурман М. Ш. Условия формирования минимального зимнего стока в горном Забайкалье на примере реки Нижний Ингамакит.— Труды ДВНИГМИ, 1974, вып. 43. С. 101—119.
79. Цвид А. А. Наледи в Приморском крае и борьба с ними.— Магадан, 1957.— 86 с.
80. Чеботарев А. И. Общая гидрология.— Л.: Гидрометеоздат, 1975.— 544 с.
81. Чижев А. Н. О некоторых типах ледового режима горных рек.— Труды ГГИ, 1963, вып. 106, с. 57—69.
82. Чижев А. Н. Особенности зажорообразования на горных реках.— Труды ГГИ, 1972, вып. 192, с. 44—53.
83. Чижев А. Н. О расчетах толщины ледяного покрова на реках и водохранилищах.— Труды ГГИ, 1980, вып. 270, с. 40—55.
84. Чижев А. Н., Бородулин В. В. Роль наледных явлений при формировании ледяного покрова рек.— Труды ГГИ, 1980, вып. 270, с. 56—77.
85. Чижев А. Н., Бородулин В. В. Распределение толщины ледяного покрова на реках Лена, Витим и Олекма по данным радиолокационной аэроледомерной съемки.— Труды ГГИ, 1980, вып. 276, с. 112—124.
86. Чижев А. Н. Исследование механизма наледных явлений на реках.— Труды ГГИ, 1982, вып. 287, с. 15—32.
87. Чижев А. Н., Бородулин В. В. Характеристика пространственного распределения толщины льда на Ладозском озере по материалам радиолокационной аэроледомерной съемки.— Труды ГГИ, 1984, вып. 299, с. 36—47.
88. Чижев А. Н., Бородулин В. В. О номенклатуре ледяных образований для ледовых авиаразведок на крупных озерах.— Труды ГГИ, 1984, вып. 299, с. 47—51.
89. Чижев А. Н. Закономерности пространственного распределения толщины ледяного покрова рек, озер и водохранилищ.— Труды ГГИ, 1985, вып. 309, с. 15—23.

90. Чижев А. П. Основные закономерности возникновения наледей речных вод.— В кн.: Гляциологические исследования в Сибири. Иркутск, 1985, с. 63—73.

91. Чижев А. Н., Алексеенко Р. Я. Анализ точности расчетов толщины льда по сумме отрицательных температур воздуха.— Труды ГГИ, 1986, вып. 323, с. 51—56.

92. Швецов П. Ф. Краткие итоги и перспективы изучения гигантских наледей в Якутии.— В кн.: Мерзлотоведение. Ч. I. Вып. 1. М., 1946, с. 17—22.

93. Шепелев В. В. Оценка наледного питания и наледного стока бассейнов рек Мома и Тихон-Юрях (приток Индигирки).— В кн.: Геокриологические исследования Сибири. Якутск, 1972, с. 187—190.

94. Шишканова Э. Ф. Ледовые условия Братского водохранилища.— Труды ЗСРНИГМИ, 1977, вып. 35, с. 119—128.

95. Шуляковский Л. Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. Расчеты для целей прогнозов.— М.: Гидрометеоздат, 1960.— 216 с.

96. Шуляковский Л. Г. К методике расчета толщины ледяного покрова на водохранилищах.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 112, с. 50—63.

97. Devik O. Thermische und dynamische Bedingungen der Eisbildung in wasserläufer auf Norwegische Verhältnisse angewant.— Geofysiske Publikationer, 1931, W. 9, N 1, S. 101p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
1. Формирование ледяного покрова	4
1.1. Общие закономерности замерзания пресноводных водоемов	—
1.2. Основные уравнения нарастания толщины ледяного покрова	8
1.3. Основные факторы, определяющие толщину ледяного покрова	10
1.4. Образование снежного льда и соотношение высоты снежного и толщины ледяного покровов	15
2. Расчеты толщины ледяного покрова	25
2.1. Обзор методов расчета	—
2.2. Обоснование универсальной расчетной формулы	29
2.3. Определение характеристик снежного покрова и оценка точности расчета толщины ледяного покрова	37
2.4. Эмпирические формулы для расчета толщины ледяного покрова	42
3. Речные наледи	46
3.1. Развитие представлений о наледообразовании	—
3.2. Основные определения, классификации и типизации речных наледей	50
3.3. Механизм образования наледей при напорном движении подледного потока	57
4. Пространственное распределение толщины ледяного покрова	80
4.1. Общие закономерности	—
4.2. Методика радиолокационных аэроледомерных съемок	84
4.3. Ледяной покров р. Лены и ее притоков	85
4.4. Распределение толщины ледяного покрова на водохранилищах ангарского каскада	94
4.5. Волжский каскад	100
4.6. Ладожское озеро	112

Монография

Алексей Николаевич Чижов

**Формирование ледяного покрова и пространственное
распределение его толщины**

Редактор И. С. Якорь. Художник С. М. Малахов. Техн. редактор Е. А. Ступникова.
Корректор Т. В. Алексеева.

ИБ № 2027.

Сдано в набор 15.06.90. Подписано в печать 26.10.90. Формат 60×90¹/₁₆. Бум. книжная.
Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 8. Кр.-отт. 8,25. Уч.-изд. л. 8,74.
Тираж 610 экз. Индекс ГЛ-127. Заказ 156. Цена 1 р. 40 к.
Гидрометеоздат, 199226, Ленинград, ул. Беринга, 38.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объ-
единения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Государственного комитета СССР
по печати. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.