Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ю. М. ГЕОРГИЕВСКИЙ

КРАТКОСРОЧНЫЕ И ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА РЕКАХ, ОЗЕРАХ И ВОДОХРАНИЛИЩАХ

Утверждено Ученым советом института в качестве учебного пособия

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1986

Г 31

УДК 556.06

Георгиевский Ю. М. Краткосрочные и долгосрочные прогнозы ледовых явлений на реках, озерах и водохранилищах. Учебное пособие. — Л., Изд. ЛПИ, 1986, с. 50. (ЛГМИ).

В работе излагаются современные методы краткосрочных и долгосрочных гидрологических прогнозов ледовых явлений на реках, озерах и водохранилищах. Приводятся примеры прогнозов ледового режима различной заблаговременности. Рассматриваются результаты оценки точности некоторых методик прогнозирования.

Пособие предназначено для студентов-гидрологов гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов, а также может быть использовано слушателями факультета повышения квалификации и специалистами, работающими в области гидрологии и водного хозяйства.

Табл. 1. Илл. 12. Библ. 5.

Рецензенты: кафедра гидрологии суши Ленинградского государственного университета имени А. А. Жданова; *Л. Г. Марголин*, канд. геогр. наук (Гидрометцентр СССР).

Ленинградский
Гидрометеорологический ин-т
БИБЛИОТЕКА
Ленинград, Малоохтенский пр., 98

© Ленинградский гидрометеорологический институт (ЛГМИ), 1986

ПРЕДИСЛОВИЕ

Комплексное использование водных ресурсов в народном хозяйстве страны с каждым годом выдвигает новые задачи по развитию и совершенствованию методов гидрологических прогнозов и, в частности, прогнозов ледовых явлений.

В настоящем учебном пособии рассматриваются основные методы краткосрочных и долгосрочных прогнозов ледового режима рек, озер и водохранилищ.

Несмотря на то, что прогнозы ледовых явлений в нашей стране начали систематически выпускаться только в 40-х годах, к настоящему времени в этой области достигнуты определенные успехи. В основе краткосрочных прогнозов ледовых явлений лежит применение не только приближенных физико-статистических зависимостей, но и строгих решений, основанных на использовании уравнения теплового баланса. Долгосрочные прогнозы ледовых явлений базируются на учете закономерностей развития атмосферных процессов и преемственности их изменения в течении последующего периода времени. Кроме того, широкое применение в последние годы получили статистические методы, в основе которых лежит использование характеристик развития атмосферных процессов над огромными районами северного полушария. В этих методах в качестве объективной оценки характера атмосферных процессов используются коэффициенты разложения метеорологических полей.

В учебнике Б. А. Апполова, Г. П. Калинина, В. Д. Комарова «Курс гидрологических прогнозов», изданном в 1974 г., были изложены наиболее распространенные методы прогнозов ледовых явлений. Однако, за последнее время появились новые интересные разработки в этой области, некоторые методики прогнозирования были уточнены и усовершенствованы, что и обусловило необходимость создания учебного пособия, в котором бы получили освещение результаты последних исследований в области прогнозов ледовых явлений на реках и водохранилищах.

Пользуясь случаем, искренне благодарю доктора географических наук Б. М. Гинзбурга за его советы и помощь при выполнении данной работы.

ГЛАВА 1. КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА РЕКАХ, ОЗЕРАХ И ВОДОХРАНИЛИЩАХ

К краткосрочным прогнозам ледовых явлений относятся прогнозы осенних ледовых явлений (сроков появления льда, стока шуги и льда в период замерзания рек, начала ледостава), нарастания толщины льда; прогнозы весенних ледовых явлений (уменьшения прочности и толщины ледяного покрова, сроков вскрытия, очищения ото льда водохранилищ, максимальных заторных уровней воды).

Заблаговременность этих прогнозов обычно не превышает 3—5 дней, однако в последние годы в Гидрометцентре СССР разработан метод прогноза сроков вскрытия рек со среднесрочной заблаговременностью 10—15 дней.

Сроки замерзания и вскрытия рек, озер и водохранилищ подвержены значительной изменчивости по территории и во времени. Так, для юго-западных районов СССР многолетняя амплитуда сроков замерзания и вскрытия рек достигает 70—75 дней. На реках Восточной Сибири и Дальнего Востока изменчивость этих сроков значительно меньше и составляет всего 20—30 дней. Столь же велика изменчивость сроков замерзания и вскрытия озер и водохранилищ. Своевременное предсказание сроков начала ледовых явлений необходимо для эффективного использования водных ресурсов в различных отраслях народного хозяйства.

Основы краткосрочных прогнозов ледовых явлений на реках, озерах и водохранилищах разрабатывались в Гидрометцентре СССР. Значительный вклад в решение этого сложного вопроса внесли исследования С. Н. Булатова, В. В. Пиотровича, Л. Г. Шуляковского и других авторов.

1.1. Прогноз сроков появления льда

Появление льда на поверхности воды связано с ее охлаждением до 0° С. Изменение температуры воды является результатом теплообмена между потоком и окружающей средой. Теплообмен потока с атмосферой играет основную роль. Он складывается из конвективного теплообмена с воздухом, поглощения прямой и рассеянной солнечной радиации, эффективного излучения, потерь или прихода тепла при испарении воды или конденсации влаги

на водной поверхности. Поступление тепла с грунтовыми и поверхностными водами, а также за счет теплосодержания выпадающих осадков и перехода части кинетической энергии потока в тепловую имеют второстепенное значение.

Прогноз появления льда основан на использовании как приближенных (эмпирических) зависимостей, так и методов, в основе которых лежит расчет теплового баланса водной поверхности. В том и другом случаях при прогнозе появления льда необходим прогноз метеорологических элементов.

В эмпирических зависимостях дата выпуска прогноза (рис. 1) приурочивается к дате устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха ($t_в$) от положительных к отрицательным значениям (T_0). Этот прогноз основан на зависимости между теплозапасом потока к моменту выпуска прогноза и величиной теплоотдачи, необходимой для охлаждения воды и появления льда. Характеристикой начальных теплозапасов в реке является температура воды (Θ_0) в день (или накануне) перехода температуры воздуха через 0° С. Показателем теплоотдачи является сумма среднесуточных отрицательных температур воздуха ($\Sigma t-$), необходимая для появления льда. Пояснение к этому вопросу можно видеть на рис. 1.

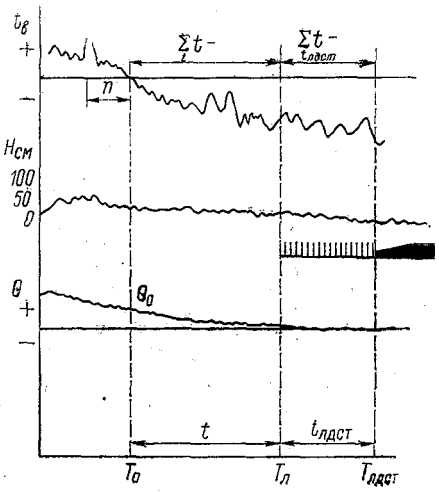

Рис. 1. Эмпирические зависимости краткосрочного прогноза появления льда и начала ледостава.

Устанавливается зависимость вида:

$$\sum_t t- = f(\Theta_0). \qquad (1.1)$$

Краткосрочный прогноз температур воздуха позволяет найти дату, к которой накапливается $\sum_t t-$. Эта дата принимается за дату появления льда.

При использовании зависимости (1.1) в сумму отрицательных температур воздуха ($\sum_t t-$) включают и температуру в день появления льда. Это может привести к завышению величины $\sum_t t-$, так как лед появился бы и при меньшей сумме отрицательных температур воздуха. Для устранения завышения суммы темпера-

тур на графике связи (рис. 2) проводится нижняя огибающая, и зависимость получает вид

$$(\sum_t t -)_{мин.} = f(\Theta_0). \qquad (1.2)$$

Уточнение положения линии связи на графике производится путем нанесения точек (светлые) для случаев, когда в периоды с отрицательной температурой воздуха лед не появлялся.

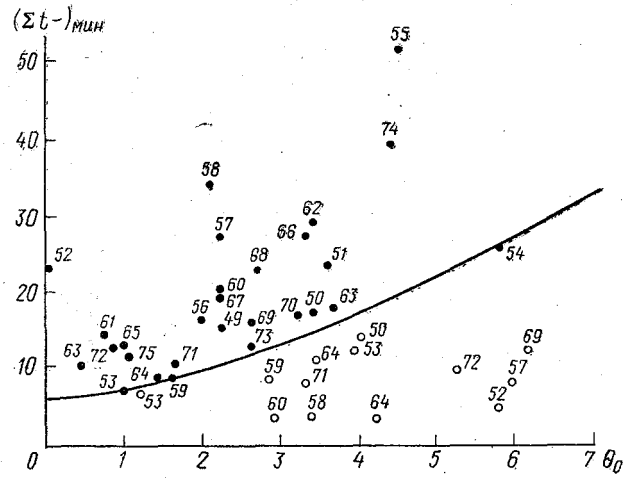

Рис. 2. Зависимость минимальной суммы среднесуточных отрицательных температур воздуха $(\Sigma t -)_{мин.}$ необходимой для появления льда от начальной температуры воды Θ_0.

Температура воды (Θ_0) должна приниматься по измерениям в верхнем створе с учетом времени добегания до пункта для которого составляется прогноз. На практике чаще всего значения Θ_0 принимают по данным наблюдений в прогнозном створе. Температуру воздуха для определения $(\sum_t t -)$ следует брать по данным близлежащей метеостанции.

В случае значительной изменчивости уровня воды в период ледообразования при прогнозе появления льда, кроме температуры воды, учитывается уровень воды или средняя глубина реки на участке (H):

$$(\sum_t t -)_{мин.} = f(\Theta_0, H). \qquad (1.3)$$

Оценка эмпирических зависимостей для прогноза дат появления льда показала, что обеспеченность допустимой ошибки ± 2 дня составила 94—100%.

Следует отметить, что оценка методики краткосрочных ледовых прогнозов, базирующихся на использовании прогноза температуры воздуха, производится по ее фактическому значению. Методика

считается эффективной, если погрешность поверочных прогнозов в 85% случаев не превышает допустимую. Допустимая погрешность принимается равной половине заблаговременности метеорологического прогноза и составляет 2 сут. для осенних и 3 сут. для весенних ледовых явлений.

При отсутствии регулярных наблюдений за температурой воды в створе реки используют зависимость между температурой воды на дату (T_0) и средней температурой воздуха за n дней до даты перехода средней суточной температуры воздуха через 0° С (см. рис. 1). Продолжительность периода n устанавливается подбором и обычно составляет 5—10 сут.

Приближенные способы прогноза, в которых теплообмен через водную поверхность выражается через сумму средних суточных температур воздуха, широко применяются на практике и в других странах. В США этот метод называется «degree days method». Прогнозируются не только сроки появления льда, но и сроки начала среднего или сплошного ледохода. Подобные прогнозы имеют большое практическое значение для установления предельных сроков навигации во льду на крупных реках, где ледоход продолжается до двух недель и движение судов в определенных условиях становится невозможным.

Рассмотренные эмпирические или, как их чаще называют, физико-статистические зависимости имеют локальное значение. Они могут быть получены только для створов на которых имеются длительные ряды наблюдений. Для вновь созданных водохранилищ, на участках рек с зарегулированным стоком или в условиях подпора эти зависимости пока не могут быть установлены.

Более строгий подход к решению вопроса прогноза появления льда на реках, озерах и водохранилищах отмечается в исследованиях Л. Г. Шуляковского. Рассматривая условия начала ледообразования на поверхности воды, автор использует уравнение теплового баланса в следующем виде:

$$A+B=0, \tag{1.4}$$

где A — поток тепла из водной массы к поверхности раздела вода — воздух; B — результирующая теплообмена на водной поверхности. Расшифруем левую часть уравнения (1.4)

$$A=\alpha(\Theta-\Theta_{\text{п. в}}), \tag{1.5}$$

где α — коэффициент подачи тепла из водной массы к поверхности раздела, Θ — средняя в сечении температура воды; $\Theta_{\text{п. в}}$ — температура поверхности воды.

$$B=Q+I_э+LE+P+m, \tag{1.6}$$

при этом Q — приток тепла от солнечной радиации; $I_э$ — эффективное излучение; LE — потери или приход тепла при испарении воды или конденсации влаги на водной поверхности; P — турбу-

лентный теплообмен с воздухом; m — удельный приход-расход тепла в связи с выпадением осадков на поверхность воды.

Запишем уравнение (1.4) в виде

$$\alpha(\Theta - \Theta_{п.в}) + B = 0. \qquad (1.7)$$

Появление льда на водной поверхности отмечается в момент времени n, когда $\Theta_{п.в} = 0$. Для этого момента времени из выражения (1.7) получим

$$\alpha_п \Theta_п \leqslant -B_п, \text{ или } \Theta_п \leqslant -\frac{B_п}{\alpha_п}. \qquad (1.8)$$

Отсюда следует, что начало появления льда возможно, когда средняя в сечении температуры воды меньше или равна величине $-\frac{B_п}{\alpha_п}$, т. е. когда возникает избыточный отток тепла, обеспечивающий переохлаждение поверхностного слоя воды и отвод выделяющегося тепла кристаллизации.

При определении начала появления льда вычисляются значения $\Theta_п$, $B_п$, $\alpha_п$ и устанавливается день, для которого выполняется соотношение (1.8). В этот день следует ожидать начало ледообразования.

Средняя по глубине температура воды вычисляется по уравнению (1.9), при выводе которого применен прием разделения всех элементов теплообмена на зависящие от температуры воздуха и независящие от нее. Расчетное уравнение не учитывает приток тепла от подземных вод и теплоприход за счет диссипации энергии потока

$$\Theta_п = \Theta_н \cdot e^{-n\alpha} + \sum_{i=1}^{n} [t_i (e^{-(n-i)\alpha} - e^{-(n-i+1)\alpha}] + \left(\frac{d}{k} + \frac{\alpha + k}{\alpha k} q_л\right)(1 - e^{-n\alpha}), \qquad (1.9)$$

здесь $\Theta_н$ — начальная температура воды в верхнем створе, расположенном в n сутках пробега от расчетного (нижнего) створа; n — продолжительность расчетного периода в сутках, равная времени добегания ($\tau_р$) от верхнего до расчетного створа; t — среднесуточные температуры воздуха за каждые i-е сутки периода n; e — основание натуральных логарифмов; d — удельный теплообмен между водной массой потока и атмосферой при температуре воздуха, равной температуре поверхности воды; определяется по таблицам на среднюю дату периода расчета n в зависимости от даты и широты места; k — коэффициент теплообмена, устанавливается в зависимости от средней температуры воздуха, температуры поверхности воды и скорости ветра за период n; α — коэффициент подачи тепла из водной массы к поверхности раздела

$$\alpha = 10^{-4}(2{,}02\,v + 0{,}123\,w)\,c\,\rho, \quad \text{Вт/(м}^2\cdot{}^\circ\text{C)}, \qquad (1.10)$$

где v и w соответственно скорость течения (м/с) и скорость ветра на высоте 10 м (м/с); c и ρ теплоемкость и плотность воды; a — параметр, определяется по формуле

$$a = \frac{T \cdot k \cdot \alpha}{(\alpha + k) h_{ср}}, \qquad (1.11)$$

где T — расчетная единица времени, обычно сутки; $h_{ср}$ — средняя глубина реки на рассматриваемом участке

$$h_{ср} = \frac{\tau_р \cdot \bar{Q} \cdot 86{,}4}{\Omega}, \qquad (1.12)$$

где $\bar{Q}$ — средний расход воды на участке за расчетный период; $\tau_р$ — время добегания от верхнего до расчетного створа; Ω — площадь водной поверхности на участке между створами, равная $b \cdot l$ м^2, b — средняя ширина реки; l — расстояние между створами.

Удельный приход тепла от ложа ($q_л$) определяется в зависимости от месяца, широты места и средней глубины потока. В период осеннего охлаждения на широтах выше 50° С при глубине до 10 м величины $q_л$ изменяются от 3 до 12 Вт/м^2. Прогноз появления льда составляется с использованием данных об ожидаемых величинах метеорологических элементов и имеет заблаговременность в несколько суток.

Более подробно расчет по уравнению Л. Г. Шуляковского освещен в учебном пособии Н. Ф. Бефани, Г. П. Калинина [2].

Прогноз начала ледообразования на озерах и водохранилищах производится аналогичным методом. При отсутствии скорости течения дата появления льда принимается за дату начала ледостава. При скоростях течения больше 0,05 м/с, а также наличии ветра ледостав на водохранилищах образуется позже появления льда.

1.2. Расчет и прогноз стока шуги и льда

Р. А. Нежиховский предложил метод расчета и прогноза стока шуги и льда равнинных и полугорных рек, которые замерзают путем перемещения кромки льда вверх по течению. На этих реках с понижением температуры воды до 0° С и дальнейшем ее переохлаждением появляются сначала отдельные кристаллы внутриводного льда, затем образуются их скопления — шуга. При движении вниз по течению эти скопления увеличиваются в размерах, появляется так называемый шуговой ковер, а затем и шуговые льдины. Сведения о количестве ледяной массы имеют значение при планировании мероприятий по пропуску шуги и льда через сооружения, при прогнозах зажора льда, при оценке шугоаккумулирующей способности верхнего бьефа.

Учитывая, что наблюдения за стоком шуги и льда как правило не ведутся, в основу метода были положены данные стандартных метеорологических и гидрологических наблюдений.

Расход шуги и льда вычисляется по формуле

$$Q_л = B_л \; U_л \, \eta \, h_л, \qquad (1.13)$$

где $B_л$ — средняя ширина реки между заберегами; $U_л$ — средняя скорость движения шуги и льда; η — коэффициент покрытости площади зеркала реки шугой и льдом; $h_л$ — средняя в поперечном сечении толщина ледовой массы.

Среднюю ширину реки между заберегами на ледообразующем участке рекомендуется вычислять по выражению

$$B_л = B_0 (0{,}42 \, U_{ср}^{0{,}20} + 0{,}50), \qquad (1.14)$$

где B_0 — средняя ширина реки при открытом русле; $U_{ср}$ — средняя скорость течения в поперечном сечении при открытом русле.

Средняя скорость движения шуги и льда при коэффициенте покрытости $\eta < 0{,}80$ принимается равной средней поверхностной скорости течения. При значениях $\eta > 0{,}80$ в сужениях, поворотах русла реки начинают образовываться перемычки. Предполагается, что в период замерзания по мере продвижения вниз по течению возрастает покрытость, толщина ледовой массы и плотность шуги.

Величина $(\eta \, h_л)$ определяется по данным о теплопотерях (S) с открытой водной поверхности (1.6) и времени пробега на ледообразующем участке (τ), т. е. $(\eta \, h_л) = f(S, \tau)$.

Расчет теплопотерь производится упрощенным способом по данным о температуре воздуха, облачности и скорости ветра. Метеорологические данные заимствуются из прогноза погоды. Предлагаемый метод применим при времени пробега на ледообразующем участке от 2—3 час. до 4—5,5 сут.

В США Фергюсон и Корн в 1972 г. предложили прогнозировать интенсивность шугохода, поступающего к ГЭС на Ниагарском водопаде в зависимости от суммарной теплоотдачи через водную поверхность реки от озера Эри до створа ГЭС. Величина теплоотдачи зависит от температуры воздуха, скорости ветра, дефицита влажности и радиационного баланса. Радиационный бабаланс измеряется самопишущими приборами на ГЭС, а остальные метеорологические данные используются по наблюдениям на метеостанциях. Установлены уравнения множественной корреляции, с помощью которых можно прогнозировать максимальный расход шуги.

1.3. Прогноз сроков начала ледостава

Образованию ледостава на реках предшествует дальнейшее снижение температуры воздуха, увеличение размеров льдин, их смерзание, рост заберегов. В какой-то момент на реке появляются отдельные неподвижные ледяные перемычки из смерзающихся льдин. Эти перемычки чаще всего наблюдаются в местах с небольшими скоростями течения, у поворотов русла. Под воздействием

потока некоторые перемычки разрушаются, другие же способствуют скапливанию и смерзанию подплывающих льдин. Постепенно кромка ледяного поля перемещается вверх по течению как за счет приплывающих льдин, так и за счет ледообразования, водная поверхность между перемычками заполняется льдом — устанавливается ледостав. Таким образом, на образование ледостава влияют факторы, способствующие интенсивности увеличения размера льдин, заберегов и их смерзанию, т. е. факторы, косвенно характеризующие теплоотдачу потока. За показатель теплоотдачи потока принимается сумма средних суточных отрицательных температур воздуха со дня появления плавучего льда ($\sum_{t_{лдст}} t -$). Сумма отрицательных температур воздуха зависит от транспортирующей способности потока и определяется по данным о высоте уровня или скорости течения потока в день появления плавучего льда, т. е.

$$\sum_{t_{лдст}} t - = f(H_л), \qquad (1.15)$$

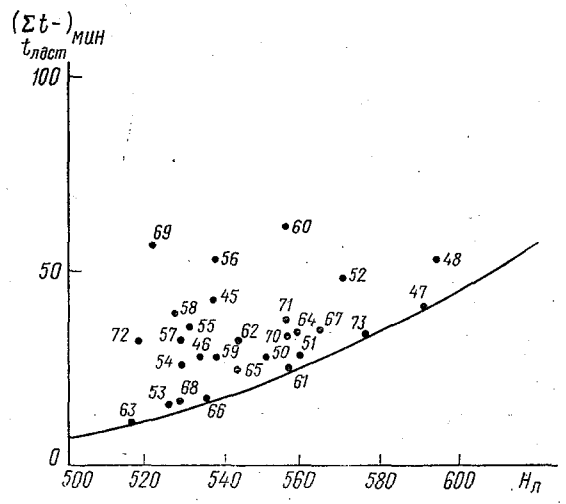

Рис. 3. Зависимость минимальной суммы среднесуточных отрицательных температур воздуха $(\sum_{t_{лдст}} t -)_{мин}$, необходимой для возможности остановок льдин, в зависимости от уровня воды в день появления льда $H_л$.
р. Баргузин — с. Баргузин.

где $H_л$ — высота уровня в день появления плавучего льда; $\sum_{t_{лдст}} t -$ сумма средних суточных отрицательных температур воздуха за период от даты появления льда до даты наступления ледостава (рис. 3).

На графике связи значений $\sum\limits_{t_{лдст}} t-$ и $H_л$ по нижнему краю поля точек проводится огибающая, уравнение которой имеет вид

$$(\sum\limits_{t_{лдст}} t-)_{мин.}=f(H_л). \qquad (1.16)$$

Дальнейший анализ показал, что для установления ледостава необходимо, чтобы отрицательная температура воздуха в день накопления $(\sum\limits_{t_{лдст}} t-)_{мин.}$ должна быть не выше некоторого критического значения. Критическая температура воздуха ($t_{кр}$) определяется по зависимости

$$t_{кр}=f(H_л) \qquad (1.17)$$

Построение зависимости (1.17) выполняется следующим образом. По графику $(\sum\limits_{t_{лдст}} t-)_{мин.}=f(H_л)$ для каждого года определялись суммы отрицательных температур воздуха, необходимые для установления ледостава. Устанавливалась дата накопления этой суммы. Начиная с этой даты до даты фактического начала ледостава, выписываются ежедневные значения средней суточной температуры воздуха. Эти температуры связываются с уровнем воды в день появления льда. На графике точки, относящиеся к дням, когда ледостава не было, наносят одним условным обозначением, а точки в день наступления ледостава отмечаются другим знаком. Затем проводится линии связи через точки, соответствующие дню установления ледостава.

При прогнозе начала ледостава используется прогноз температур воздуха на несколько дней вперед. Прогноз составляется в день появления льда. По уровню воды ($H_л$) определяется минимальная сумма отрицательных температур воздуха, необходимая для образования ледостава $(\sum\limits_{t_{лдст}} t-)_{мин.}$ Используя прогноз средних суточных температур воздуха на несколько дней, определяют дату накопления $(\sum\limits_{t_{лдст}} t-)_{мин.}$ В этот день возможно начало ледостава при условии, что средняя суточная температура воздуха будет равна или ниже $t_{кр}$, определенной по выражению (1.17). Если же по прогнозу ожидается температура выше $t_{кр}$, весь расчет повторяется на следующий день с учетом нового прогноза температуры воздуха.

Л. Г. Шуляковский для равнинных рек установил эмпирическую формулу, позволяющую определить критическую среднюю суточную температуру воздуха, при которой возможно образование ледостава:

$$t_{кр}=-6{,}5\,v^2\left(\frac{-b}{(\sum\limits_{t_{лдст}} t-)_{мин.}}\right)^{0{,}8}, \qquad (1.18)$$

где v и b соответственно средняя скорость течения и ширина реки на рассматриваемом участке; $\sum_{t_{лдст}} t$ — сумма средних суточных отрицательных температур воздуха, необходимая для начала образования ледостава (в формулу эта сумма подставляется с положительным знаком). Формула (1.18) может применяться и на участках водохранилищ, на которых средняя скорость течения более 0,05 м/с.

Метод Шуляковского разработан для рек с ледообразованием на поверхности потока. В то же время на горных и полугорных реках преобладает образование внутриводного льда. Прогноз появления шуги на этих реках может быть выполнен с учетом минимальной температуры воздуха.

1.4. Прогноз нарастания толщины ледяного покрова

В настоящее время поставлена задача продления навигации речного флота с целью увеличения объема и продолжительности перевозок для обеспечения потребностей народного хозяйства. Решение этой задачи стало возможным в связи с оснащением речного флота судами, способными работать во льду. Успешная работа судов во льду на лимитирующих судоходных участках водохранилищ должна обеспечиваться соответствующей гидрометеорологической информацией и прогнозами нарастания толщины льда.

Нарастание толщины льда на реках, озерах и водохранилищах имеет место в случае, когда приток тепла к его нижней поверхности меньше суммарных потерь тепла с поверхности льда.

В условиях стационарного процесса теплоотдача с верхней поверхности льда (dS) пропорциональна температуре поверхности льда ($t_л$), его теплопроводности ($\lambda_л$) и обратно пропорциональна толщине льда ($h_л$)

$$dS_1 = -\lambda_л \frac{t_л}{h_л} dt. \qquad (1.19)$$

При наличии снега на льду учитывается его толщина ($h_с$) и теплопроводность ($\lambda_с$), и выражение (1.19) будет иметь вид

$$dS_1 = -\frac{\lambda_л t_с}{h_л + \frac{\lambda_л}{\lambda_с} h_с} dt, \qquad (1.20)$$

где $t_с$ — температура поверхности снега. Знаменатель выражения представляет собой эквивалентную толщину льда ($h_э$). За счет теплоотдачи происходит нарастание льда и в течение единицы времени образуется его количество равное dh. Выделяющееся при образовании льда тепло определяется по формуле

$$dS_2 = \rho_л L dh, \qquad (1.21)$$

где $\rho_л$ — плотность льда; L — удельная теплота ледообразования.

Пренебрегая притоком тепла из водной толщи к нижней поверхности льда, запишем уравнение теплового баланса для ледяного покрова со снегом в виде

$$\rho_л L dh = -\frac{\lambda_л t_с}{h_л + \frac{\lambda_л}{\lambda_с} h_с} dt. \qquad (1.22)$$

Интегрирование уравнения (1.22) при предположении, что значения $h_с$, $\lambda_с$, $\lambda_л$ постоянны, а $h_л = h_н$ при $t = 0$ приводит к следующей расчетной формуле

$$h_л = \sqrt{\left(h_н + \frac{\lambda_л}{\lambda_с} h_с\right)^2 + \frac{2\lambda_л \Sigma - t_с}{L \rho_л}} - \frac{\lambda_л}{\lambda_с} h_с, \qquad (1.23)$$

где $h_н$ — начальная толщина льда (средняя на участке), остальные обозначения прежние.

В начале процесса нарастания льда $h_н = h_с = 0$ и уравнение (1.23) упрощается и имеет вид

$$h_л = 3{,}56 \sqrt{t_л}. \qquad (1.24)$$

В эмпирических зависимостях температуру поверхности льда заменяют температурой воздуха. Формула при отсутствии снега на льду имеет вид

$$h_л = a(\Sigma t -)^n, \qquad (1.25)$$

где Σt — сумма средних суточных температур воздуха от начала ледостава до заданной даты; a, n — параметры.

Для рек Сибири В. В. Пиотрович рекомендует формулу

$$h_л = 1{,}25(\Sigma t -)^{0{,}61}. \qquad (1.26)$$

В бассейнах рек с устойчивой безоттепельной зимой устанавливаются прогностические зависимости вида

$$h_{t+n} = f\left(\sum_1^t t - ;\ h_{c,t}\right), \qquad (1.27)$$

где h_{t+n} — толщина льда на n дней вперед от даты выпуска прогноза; $\sum_1^t t$ — сумма средних суточных отрицательных температур воздуха за период от даты перехода ее через 0° С к отрицательным значениям до дня выпуска прогноза; $h_{c,t}$ — высота снега на дату t.

Заблаговременность прогноза по зависимости (1.27) не превышает 5 сут.

При наличии снега на льду для прогнозов толщины льда используются формулы вида:

$$\Delta h = c(\Sigma t -) h_э^{-k}, \qquad (1.28)$$

где Δh — приращение толщины льда за расчетный период; $(\Sigma t -)$ — сумма отрицательных температур воздуха за расчетный период; $h_э$ — эквивалентная толщина льда; c, k — параметры.

Стационарность процесса нарастания льда нарушается под воздействием оттепелей, выпадения снега, выхода воды на лед, образования снежного льда, наличия шуги подо льдом.

В этих условиях расчет нарастания толщины льда с нижней поверхности выполняется по формуле В. В. Пиотровича для коротких интервалов времени 1—3 сут., в течение которых процесс можно принять стационарным

$$\Delta h_л = \frac{6{,}2\, n \Sigma \bar{t}_в}{h_н + \frac{\lambda_л}{\lambda_с} h_с}, \qquad (1.29)$$

где n — переходный коэффициент от температуры воздуха на метеостанции к температуре поверхности снега или льда; $\bar{t}_в$ — температура воздуха на метеостанции. Остальные обозначения прежние.

Расчет нарастания льда в случае наличия шуги рекомендуется производить по формуле В. Я. Аминевой:

$$\Delta h_л = \frac{n \lambda_л \Sigma \bar{t}_в}{80(1 - k_ш)\left(h_н + \frac{\lambda_л}{\lambda_с} h_с\right) \rho_л} - \frac{\Delta q}{80\, \rho_л}, \qquad (1.30)$$

здесь Δq — приток тепла от ложа реки; $k_ш$ — объем шуги, содержащийся в 1 см^3 смеси шуги с водой.

Приток тепла от ложа реки определяется посуточно по предложению А. П. Браславского и С. Н. Булатова в зависимости от числа суток с начала образования плавучего льда.

1.5. Прогноз сроков вскрытия рек, озер и водохранилищ

Весеннее потепление вызывает таяние снега в бассейне и поступление воды в русловую сеть. Одновременно тает снег и на ледяном покрове, который постепенно пропитывается скапливающейся водой. Уменьшение прочности тающего льда, отрыв ледяного покрова от берегов вследствие подъема уровня воды приводят к появлению закраин, трещин. В местах с быстрым течением, где ледяной покров более тонкий, образуются участки с чистой водой — промоины. Продолжающийся подъем уровней способствует делению ледяного покрова на отдельные массивы, подвижкам льда — перемещению ледяных полей вниз по течению. Подвижек льда на реке может быть несколько. Дальнейшее снижение прочности льда, возрастание расходов воды приводят к разрушению отдельных массивов на льдины, начинается весенний ледоход. Ледоход часто сопровождается заторами — скоплением льдин в сечении русла реки. Выше затора уровни воды резко возрастают, а ниже — падают. Рассмотрение процесса вскрытия рек приводит к выводу о влиянии на вскрытие двух факторов — теплового и механического.

Под влиянием тепла происходит таяние и ослабление прочности ледяного покрова. Воздействие механических сил потока приводит к взлому льда и его перемещению. Влияние этих факторов не равнозначно для разных рек. На реках, текущих с севера на юг, основной фактор тепловой, здесь половодье наблюдается после вскрытия. На реках же текущих с юга на север основную роль имеет механический фактор, так как резкое увеличение расходов воды приводит к разрушению льда, несмотря на его еще значительную прочность. Отметим, что и здесь существенна роль теплового фактора, определяющего быстрое поступление талых вод в речную сеть.

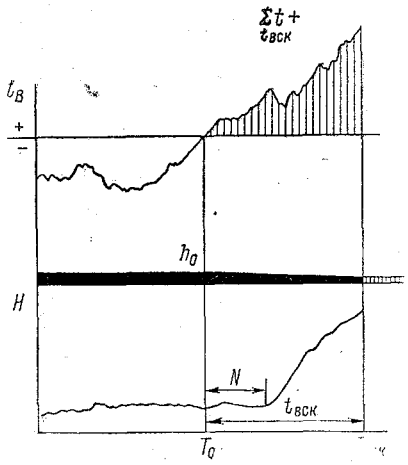

Рис. 4. Схема, поясняющая эмпирические зависимости краткосрочного прогноза вскрытия рек.

Методы краткосрочных прогнозов вскрытия рек также можно подразделить на *упрощенные* (эмпирические) и *детальные*. При изложении эмпирических методов воспользуемся схемой (рис. 4), на которой обозначены дата устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха от отрицательных к положительным значениям T_0, дата вскрытия или начала ледохода $T_{вск}$. Толщина льда на дату T_0 обозначена через h_0. Сумма средних суточных положительных температур воздуха за период $(t_{вск})$ от T_0 до T обозначена через $\Sigma t+_{t_{вск}}$. Здесь же показан ход уровней воды и период N от даты T_0 до начала интенсивного подъема уровней воды.

Продолжительность периода от даты устойчивого перехода температуры воздуха через 0° С до даты вскрытия зависит от прочности и толщины льда (h_0) в момент T_0 и от интенсивности притока тепла за этот период (D_t), т. е.

$$t_{вск}=f(h_0,\ D_t). \qquad (1.31)$$

Прочность и толщина льда h_0 для рек без оттепелей в зимний период зависит от суммы средних суточных отрицательных температур воздуха за зиму.

$$h_0=f(\Sigma t-) \qquad (1.32)$$

При наличии оттепелей зависимость (1.32) имеет вид

$$h_0=f(\Sigma t-;\ \Sigma_{отт} t+), \qquad (1.33)$$

где $\sum\limits_{\text{отт}} t+$ — сумма среднесуточных положительных температур воздуха за период оттепели.

Интенсивность притока тепла (D_t) характеризуется суммой среднесуточных положительных температур воздуха за период $t_{\text{вск}}$, т. е.

$$D_t = f(\sum\limits_{t_{\text{вск}}} t+\ ). \tag{1.34}$$

На реках, где в период вскрытия большую роль имеет механический фактор,

$$D_t = f(\sum\limits_{t_{\text{вск}}} t+, N), \tag{1.35}$$

или

$$D_t = f(\sum\limits_{t_{\text{вск}}} t+,\ \Delta H),$$

где ΔH — приращение уровня воды за период от начала подъема уровня до вскрытия реки.

Для рек, на которых таяние льда происходит при незначительном подъеме уровней воды, а в зимний период отмечаются оттепели, воспользуемся зависимостями (1.33) и (1.34). Подставляя их в (1.31), получим

$$t_{\text{вск}} = f(\sum t-;\ \sum\limits_{\text{отт}} t+;\ \sum\limits_{t_{\text{вск}}} t+), \tag{1.36}$$

но $t_{\text{вск}} = T_{\text{вск}} - T_0$, следовательно

$$T_{\text{вск}} = f(\sum t-;\ \sum\limits_{\text{отт}} t+;\ \sum\limits_{t_{\text{вск}}} t+;\ T_0). \tag{1.37}$$

Отсюда сумма средних суточных положительных температур, необходимая для вскрытия, будет равна

$$\sum\limits_{t_{\text{вск}}} t+ = f(\sum t-;\ \sum\limits_{\text{отт}} t+;\ T_0). \tag{1.38}$$

Введение даты устойчивого перехода температуры воздуха к положительным значениям, позволяет косвенно учитывать разные суммы солнечной радиации, получаемые ледяным покровом на протяжении периода ледостава.

Влияние оттепелей на снижение прочности льда может быть учтено следующим образом. По материалам прошлых лет выбираются годы с отсутствием в зимний период оттепелей и строится график связи вида

$$\sum\limits_{t_{\text{вск}}} t+ = f(\sum t-,\ T_0).$$

Затем для лет с наличием в зимний период оттепелей по графику связи определяют сумму положительных температур $(\sum\limits_{t_{\text{вск}}} t+)$, не-

Л. Наградский
Гос... ...ий ин-т

обходимую для вскрытия реки по дате перехода через 0° и сумме отрицательных температур воздуха за зимний период ($\Sigma t-$). Аналогичную сумму ($\underset{t_{вск}}{\Sigma t+}$) находят по дате начала оттепели и той же величине ($\Sigma t-$). Отношение первой суммы ко второй ($\Sigma t+$) обозначается k. Расчетная сумма положительных температур воздуха, необходимая для вскрытия с учетом влияния оттепели, равна

$$\underset{p}{\Sigma t+} = \underset{t_{вск}}{(\Sigma t+)} - k \underset{отт}{\Sigma t+}. \qquad (1.39)$$

Если за зиму было несколько оттепелей, то поправки определяются для каждой оттепели:

$$\underset{p}{\Sigma t+} = [\underset{t_{вск}}{(\Sigma t+)} - \Sigma k_i \underset{отт}{\Sigma t+}]. \qquad (1.40)$$

После определения значений коэффициента k график связи строится снова с учетом данных за все годы. Зависимость при этом имеет вид

$$[\underset{t_{вск}}{(\Sigma t+)} + \Sigma k_i \underset{отт}{\Sigma t+})] = f(T_0, \Sigma t-). \qquad (1.41)$$

По прогнозу температуры воздуха определяется дата, к которой накопится необходимая для вскрытия реки сумма тепла. Эта дата и принимается за дату вскрытия реки.

При отсутствии оттепелей в зимний период для прогноза вскрытия рек используется зависимость

$$\underset{t_{вск}}{\Sigma t+} = f(T_0, \Sigma t-). \qquad (1.42)$$

Если вскрытие происходит в результате взламывания льда при быстрых подъемах уровней воды в период половодья, прогноз осуществляется по связи вида

$$\Delta H = f(\Sigma t-; \underset{t_{вск}}{\Sigma t+}), \qquad (1.43)$$

где ΔH — превышение уровня воды при вскрытии над минимальным зимним; $\Sigma t-$ — сумма среднесуточных отрицательных температур воздуха за зимний период; $\Sigma t+$ — сумма среднесуточных положительных температур воздуха до вскрытия; подсчитанная с учетом положительных температур воздуха за время оттепелей. В том случае, когда от конца оттепели до даты перехода через 0° прошло 11—20 дней, сумма температур за оттепель умножается на коэффициент $k=0{,}2$, если прошло не более 10 дней, то $k=0{,}5$. Более ранние оттепели во внимание не принимаются. Определение даты вскрытия рек опирается на прогноз уровня воды и температуры воздуха.

При прогнозах вскрытия рек могут использоваться зависимости вида

$$\overset{в}{\Sigma} q_0 = f(h_л;\ \Delta H), \qquad (1.44)$$

где $\overset{в}{\Sigma} q_0$ — суммарный теплоприход, необходимый для вскрытия, Дж/м^2; $h_л$ — средняя толщина ледяного покрова на участке реки перед началом таяния, см; ΔH — приращение уровня воды за период от начала подъема до вскрытия реки, м.

По зависимости (1.44) устанавливается суммарная величина теплоприхода, необходимая для вскрытия. Дата накопления этой величины $\overset{в}{\Sigma} q_0$ и является датой вскрытия реки. Расчет величин теплообмена ведется по номограмме, на которой величины теплообмена откладываются по оси ординат, а даты — по оси абсцисс. В качестве третьей переменной принимается средняя суточная положительная температура воздуха. С помощью номограммы определяется теплообмен через единицу верхней поверхности ледяного покрова за дневную часть суток. Теплообмен за ночь в расчет не принимается. Определяемые величины теплообмена характеризуют приход тепла солнечной радиации, эффективного излучения, турбулентного теплообмена и теплообмена в связи с конденсацией и испарением. Данные о подъеме уровня воды (ΔH) также устанавливаются по прогнозу.

Методика краткосрочных прогнозов может основываться на связи между датой начала интенсивного подъема уровня воды ($\Delta H \geqslant 10$ см/сут) и датой вскрытия. Уравнение подобной связи, полученное для Средней Лены, имеет вид

$$\Delta D = a \Delta D_1 \qquad (1.45)$$

где ΔD — отклонение от нормы даты вскрытия; a — угловой коэффициент уравнения; ΔD_1 — отклонение от нормы даты начала интенсивного подъема уровня воды.

На Средней Лене интенсивность развития волны половодья является важнейшим фактором, определяющим дату вскрытия. Заблаговременность прогноза по этому уравнению изменяется для створов Средней Лены от 6 до 13 дней. Практически такую же точность имеют зависимости, в которых учитывается дружность вскрытия основных притоков.

Даты вскрытия Лены у с. Табаги ($D_Т$) были связаны с датами вскрытия Лены у с. Витима ($D_В$) и в качестве третьей переменной учитывалась дружность вскрытия р. Олекмы у пункта Куду — Кель относительно вскрытия р. Лены у Витима (рис. 5).

Однако лучше всего условия вскрытия прогнозируются с учетом не только формирования волны половодья, но и притока тепла, обуславливающего потерю прочности льда. Величина притока тепла по номограмме определяется с использованием прогноза температуры воздуха.

Зависимость для Лены у Табаги имеет вид

$$\Sigma q_{t-3} = f(\Delta H_{t-1}, T), \qquad (1.46)$$

здесь Σq_{t-3} — суммарный приток тепла, необходимый для вскрытия без последних трех дней; ΔH_{t-1} — подъем уровня на р. Лене у Витима за день до вскрытия; T — продолжительность вскрытия на участке р. Лены от Качуга до Витима. При использовании прогноза температуры воздуха на 4—5 дней заблаговременность прогноза вскрытия составляет 7—8 дней, а обеспеченность допустимой ошибки 100%.

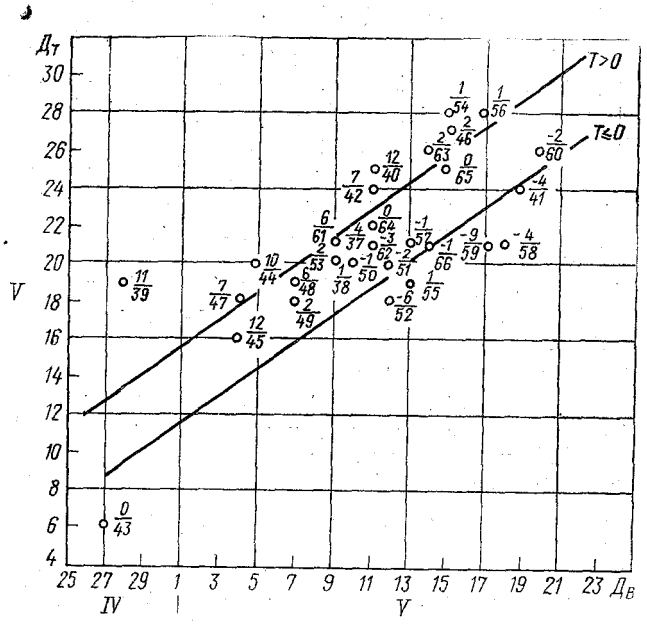

Рис. 5. Зависимость даты вскрытия Лены у Табаги ($D_т$) от дат вскрытия Лены у Витима ($D_в$) и дружности вскрытия р. Олекмы (T).

Новым направлением, используемым при расчете и прогнозе весенних ледовых явлений на реках, является метод Л. Г. Шуляковского и С. Н. Булатова.

Вскрытие рек по модели Шуляковского — Булатова происходит при определенном соотношении между уменьшающейся прочностью льда и возрастающей водностью потока

$$\varphi h_в \leqslant f(A_в), \qquad (1.47)$$

где $\varphi h_в$ — прочность льда в день вскрытия, равная произведению относительного разрушающего напряжения тающего льда на изгиб (φ) на толщину льда ($h_в$); $A_в$ — характеристика водности реки.

Таким образом, при разработке прогнозов вскрытия на основе выражения (1.47) необходимо предвычислять прочность льда и ожидаемую водность реки (уровень или расход воды). Как уже отмечалось, за начало таяния ледяного покрова рек принимается момент схода снега со льда. Эта дата определяется расчетом теплового баланса тающего снега по уравнению

$$80\, h_c \rho_c = \sum_1^n (LE + P + J_э + q_s)_{дн} + \sum_1^n (LE + P + J_э)_н. \qquad (1.48)$$

Здесь левая часть уравнения выражает количество тепла необходимое для таяния снежного покровая, залегающего на льду, а правая часть характеризует суммарную величину теплообмена поверхности снега за день и ночь. Средняя высота снежного покрова (h_c) и его плотность принимаются по измерениям в день наступления максимальной толщины льда.

Расчет составляющих теплообмена производится по полусуточным интервалам времени. Дата, на которую суммарный теплоприход достигнет величины 80 $h_c \rho_c$, принимается за время освобождения ледяного покрова от снега. С этого момента начинается таяние льда и снижение его прочности.

Прочность ледяного покрова обычно быстро уменьшается в начальный период таяния льда, в последующем интенсивность снижения прочности льда замедляется. Схема вскрытия рек по рассматриваемой модели показана на рис. 6.

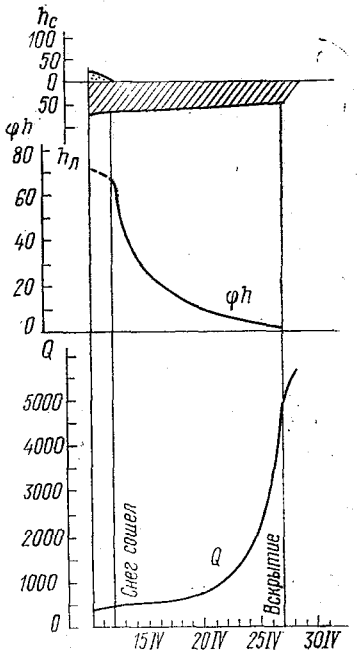

Рис. 6. Совмещенный график изменения высоты снежного покрова на льду h_c, толщины льда $h_л$ и его прочности φh и расхода воды Q весной 1963 г. на р. Северной Двине у Абрамково.

Относительное разрушающее напряжение льда на изгиб определяется по формуле Булатова.

$$\varphi = \left(1 - \sqrt{\frac{S}{S_0}}\right)^2,$$

где S — удельное содержание жидкой фазы во льду, выраженное количеством тепла солнечной радиации, поглощенным льдом (Дж/м³); S_0 — предельное содержание жидкой фазы во льду, при котором лед полностью теряет прочность (184×10^6 Дж/м³). Рас-

считав ежедневные значения S, получим данные об изменении относительной прочности ледяного покрова в весенний период.

Величина S определяется исходя из уравнения теплового баланса ледяного покрова и выражается разностью между всем теплом, поглощенным льдом за период таяния, и теплом, затраченным за этот же период на таяние его с верхней и нижней поверхности, отнесенной к оставшейся толщине льда.

$$S = \frac{\sum_1^n (q_т + q_{ик} + q_э + q_s) - \rho L \sum_1^n (h' + h'')}{h_0 - \sum_1^n (h' + h'')}, \qquad (1.50)$$

где $q_т$ — турбулентный теплообмен с атмосферой; $q_{ик}$ — теплообмен вследствие испарения или кондесации; $q_э$ — эффективное излучение; q_s — тепло солнечной радиации, поглощенное ледяным покровом; все величины q в Дж/м^2; ρ — плотность льда, кг/м^3; L — удельная теплота плавления льда, Дж/кг; h' — слой стаивания льда с верхней поверхности; h'' — с нижней поверхности; h_0 — начальная толщина ледяного покрова; n — продолжительность периода таяния ледяного покрова;

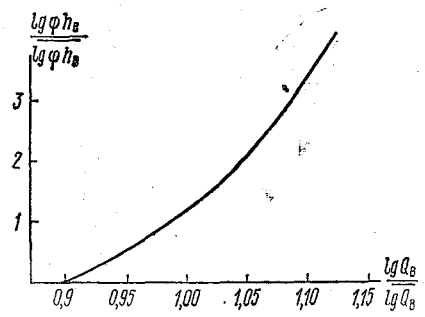

Рис. 7. График связи модульных коэффициентов прочности льда и расходов воды.

За начало периода стаивания принимается первый день после схода снега со льда. Наибольшая сложность заключается в необходимости использования прогноза ряда метеорологических элементов (температуры, влажности воздуха, скорости ветра, облачности), а также прогноза водности реки. Предсказав $\varphi h_л$ и водность реки (H или Q), можно дать прогноз даты вскрытия с заблаговременностью 3—5 сут. Подробнее изложенный метод прогноза рассматривается в работе [2].

В последние годы выполнена разработка общей схемы прогноза сроков вскрытия; применимой для рек различных районов. В начале она была получена для пяти рек: Северная Двина, Печора, Днепр, Ока, Енисей, (рис. 7) и имела вид

$$\frac{\lg \varphi h_в}{\lg \varphi h_в} \leqslant f\left(\frac{\lg Q_в}{\lg Q_в}\right), \qquad (1.51)$$

где в левой и правой частях уравнения представлены соответственные модульные коэффициенты прочности льда и расходов

воды при вскрытии рек. Зависимость (1.51) была проверена по данным 22 пунктов рек. Проверка подтвердила возможность ее использования в оперативной работе. На малоизученных реках средний многолетний расход воды рекомендуется определять по площади водосбора $\lg \overline{Q} = f(\lg F)$, а среднюю многолетнюю прочность льда в зависимости от средней наибольшей толщины льда ($\overline{h}_л$) и продолжительности периода его таяния ($\overline{\Delta}$), т. е. по связи $\overline{\lg \varphi h} = f\left(\frac{\overline{h}_л}{\overline{\Delta}}\right)$. Толщина льда может быть выражена через сумму средних суточных отрицательных температур воздуха за зиму ($\Sigma t_{з.п.}^{-}$), а продолжительность его таяния приближенно оценивается периодом от даты накопления $\Sigma t^{+} = 5°$ С до даты вскрытия. Все эти характеристики могут быть получены из климатических данных.

С целью увеличения заблаговременности прогноза сроков вскрытия рек до 10—15 дней предлагается следующий способ. Прогноз выпускается в день схода снега со льда (D_c) в зависимости от ожидаемого увеличения расхода воды за 5—10-дневный период после D_c и прочности льда на некоторый i-й день после D_c по уравнению вида

$$\Delta = f(\Delta Q, \varphi h_i), \tag{1.52}$$

где Δ — число дней от даты схода снега со льда (D_c) до даты вскрытия реки (Δ); ΔQ — увеличение расхода воды за 5—10-дневный период после D_c.

Прогноз увеличения расхода воды в замыкающем створе выпускается по данным о расходах воды вышележащих участков

$$Q_{t+n} = (k_0 + k_1\overline{Q}_1 + k_2\overline{Q}_2 + \ldots + k_m\overline{Q}_m)t, \tag{1.53}$$

где $k_0, \ldots, k_m$ — численные параметры переменных; $\overline{Q}_1, \ldots, \overline{Q}_m$ — средние расходы воды вышележащих участков.

1.6. Прогноз уменьшения прочности ледяного покрова, начала дрейфа льда и очищения ото льда озер и водохранилищ

Прогнозы уменьшения прочности ледяного покрова озер и водохранилищ по методу Шуляковского — Булатова могут быть использованы при планировании начала работы судов в ледяном покрове. Выполненные расчеты показали, что в первые 3—5 дней после схода снега со льда толщина льда уменьшается незначительно, а прочность льда снижается почти наполовину. Начало навигации во льду на волжских и камских водохранилищах по опытным данным может осуществляться при уменьшении его прочности до 0,5—0,25 от начальной. С этого момента до очищения водохранилищ ото льда проходит 20—30 дней и следовательно на этот период может быть раньше начата навигация.

Начало ветрового дрейфа льда на озерах и водохранилищах рекомендуется устанавливать по уравнению

$$\varphi h_л^{0,5} \leqslant A\omega^2, \qquad (1.54)$$

где ω — скорость ветра; A — постоянный коэффициент, равный для средней полосы Европейской территории СССР 0,018.

Отметим, что начало дрейфа льда устанавливается по наблюдениям на участках водомерных постов и не всегда отражает реальную картину этого процесса для крупного озера (водохранилища).

Расчет (прогноз) толщины и прочности льда на озерах и водохранилищах выполняется также как и для рек по изложенной выше методике.

Прогноз даты освобождения озер (водохранилищ) ото льда основан на расчете количества тепла необходимого для полного стаивания ледяного покрова, состоящего из напластований снега, снежного и кристаллического льда.

$$\Sigma S = 80(\rho_с h_с + \rho_{сл} h_{сл} + \rho_л h_л), \qquad (1.55)$$

где ΣS — количество тепла, необходимого для полного стаивания льда и снега на льду; $h_с\rho_с$, $h_{сл}\rho_{сл}$, $h_л\rho_л$ — толщина и плотность снега, снежного и кристаллического льда.

Определение даты освобождения озер и водохранилищ ото льда производится по данным метеорологического прогноза. Используемые метеорологические данные обычно берутся по измерениям на ближайшей береговой метеостанции. Вследствие различия подстилающей поверхности суши и водных объектов в весенний период, температура, влажность воздуха и скорость ветра в месте измерения и над водным объектом могут существенно отличаться. После схода снега температура воздуха над ледяным покровом водохранилищ и озер ниже, чем над сушей. В связи с этим в данные наблюдений за температурой воздуха на метеостанции вводятся поправки, учитывающие степень изменения температуры воздуха в зависимости от облачности и ширины участка озера, водохранилища. Поправки вводятся с первого дня расчета таяния льда на водоемах.

Влажность воздуха над водными объектами трансформируется в меньшей степени. Изменение влажности учитывается лишь в случае, если абсолютная влажность воздуха на берегу больше 6,1 мбар. Поправки на изменение влажности определяются в зависимости от ширины водоема.

1.7. Прогнозы максимальных заторных уровней воды

На многих реках Советского Союза наблюдаются частые, а иногда и ежегодные заторы льда. Заторы льда вызывают наводнения и причиняют значительный ущерб народному хозяйству. Заторы характерны для рек, где вскрытие происходит сверху вниз

по течению. В основном это реки, текущие с юга на север (Лена, Енисей, Печора, Северная Двина и др.), а также реки, верховья которых расположены в горах, а низовья на равнине (Днестр, Амур и др.). Главной силой, вызывающей вскрытие на этих реках, является динамическое усилие потока. Эта сила связана с расходом воды. При достижении определенных расходов преодолевается сопротивление ледяного покрова, лед дробится на отдельные льдины. Если ниже вскрывшегося участка реки имеется еще прочный ледяной покров, то прибывающие сверху льдины сдавливаются, нагромождаются, захватываются под лед. Лед забивает водное сечение русла, образуется затор. Большие заторы отмечаются в годы, когда прочность ледяного покрова к моменту вскрытия достаточно высокая, а интенсивность нарастания расходов значительная.

Условия заторообразования своеобразны для разных рек. Так, на р. Днестр наблюдающиеся мощные заторы связаны с выпадением в верхней части бассейна обильных дождей, резким возрастанием расходов в условиях еще прочного ледяного покрова. Следует отметить, что зимние оттепели и частичное вскрытие способствуют образованию остаточных заторов льда, которые сохраняются до начала весны. На некоторых реках Сибири, текущих с юга на север, встречаются участки, где заторы наблюдаются ежегодно. Ниже этих участков всегда сохраняется ледяной покров, на вскрывшейся части реки ежегодно отмечается интенсивный ледоход, проходящий в условиях значительных скоростей течения. На участке образования заторов льда обычно происходит значительное уменьшение продольного уклона, что характерно при переходе от переката к плесу. Чаще всего заторы образуются на поворотах, в местах расположения островов, сужений русла. Методика прогноза максимальных заторных уровней находится в стадии разработки. Пока делаются попытки прогнозировать максимальные заторные уровни на участках рек, где заторы возникают ежегодно.

Интересные результаты получены в Государственном гидрологическом институте коллективом авторов под руководством Р. А. Нежиховского.

Для рек Сибири, Дальнего Востока, Европейской территории Союза при прогнозе максимального заторного уровня использовалась зависимость вида

$$H_{\text{макс. зтр.}} = f(Q_{\text{зтр}}), \qquad (1.56)$$

где $Q_{\text{зтр}}$ — средний расход воды у кромки ледяного покрова по пути ее перемещения в пределах ледосборного участка. Протяженность этого участка зависит от поверхностной скорости течения и длительности периода густого ледохода. При отсутствии пункта наблюдений, по которому может быть определен средний расход ($Q_{\text{зтр}}$) последний заменяется косвенными характеристиками.

На р. Обь у г. Камень-на-Оби при прогнозе максимального заторного уровня величина среднего расхода ($Q_{зтр}$) заменена суммарным расходом (ΣQ) рек Оби у Барнаула и Чумыша у Тальменки за второй день ледохода у Барнаула. Эта зависимость показана на рис. 8. Средняя заблаговременность прогноза 3 сут., соотношение $\frac{S}{\sigma_\Delta}$ равно 0,36.

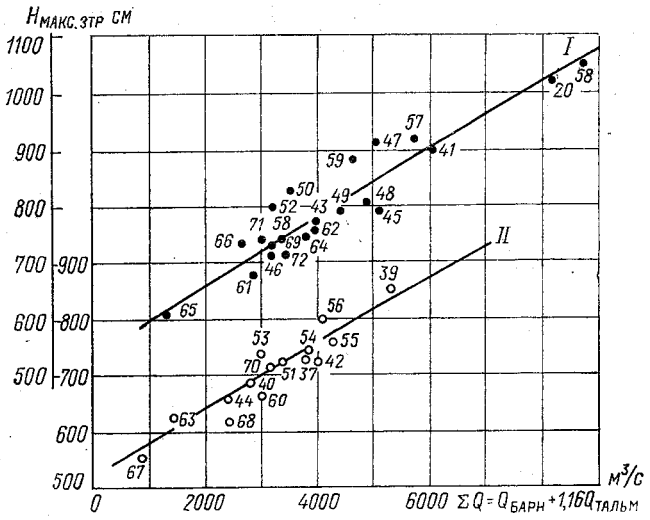

Рис. 8. Зависимость $H_{макс.\ зтр.} = f(\Sigma Q)$ для р. Оби у г. Камень-на-Оби:
I — кромка ледяного покрова в момент выпуска прогноза выше г. Камень-на-Оби; II — ниже г. Камень-на-Оби. Цифры у точек — годы.

Для ряда пунктов Нижнего Енисея (Потапово, Дудинка, Усть-Порт, Караул) дата выпуска прогноза относилась к моменту наступления заторного максимума у г. Игарка. За характеристику среднего расхода у кромки ледяного покрова принимался объем воды (W) в русле Енисея и Нижней Тунгуски на участке, ограниченном створами Верещагино-Большой Порог-Селиваниха. Заблаговременность прогноза определялась приближенно по вычисленному значению W.

Ежегодно наблюдаются заторы р. Неман у г. Бирштонас. Длина ледосборного участка здесь определялась по средней поверхностной скорости течения воды (80 км/сут) и средней продолжительности густого ледохода (2,5 сут) как произведение $80 \times 2{,}5 = 200$ км. На расстоянии 224 км от Бирштонаса имеется пост Гродно. Расход воды у г. Гродно $Q_{гр}$ и расход бокового притока $Q_{макс.бок}$ использовались при построении зависимости

$$H_{макс.\ зтр.} = f[Q_{гр} + Q_{макс.\ бок}] \qquad (1.57)$$

В связи с введением в строй Каунасской ГЭС уровень воды у г. Бирштонас изменился за счет подпора. Учет влияния подпора осуществлялся путем определения уровня воды (H_Q), который имел бы место при расходе $Q = Q_{макс.\,бок} + Q_{гр}$ в случае если бы в последующие дни у плотины поддерживалась неизменная отметка Z. Этот уровень использовался в прогностической зависимости

$$H_{макс.\,зтр} = f(H_Q).$$

Заторы на р. Днестр, как уже отмечалось, наблюдаются при прохождении значительных паводков., Различие во времени между максимумом паводка, наблюденным в верхнем створе реки (г. Галич) и заторными максимумами у пунктов ниже по течению (г. Могилев-Подольский, г. Сороки, с. Грушка, пгт. Каменка) позволило установить следующие зависимости для каждого из 4-х указанных пунктов.

$$H_{макс.\,зтр} = f[Q_{гал} + Q_{бок}]_{макс},$$

здесь $Q_{бок.}$ — боковой приток с частного бассейна между Галичем и Каменкой, определяемый по данным рек-аналогов на день выпуска прогноза.

Сделана попытка разработать метод краткосрочного прогноза максимальных заторных уровней для рек Днестр и Амур, исходя из количественной оценки характеристик процесса вскрытия рек. Предполагается, что вскрытие реки происходит при прохождении расхода воды, который может поднять ледяной покров выше уровня

$$H = H_{л.\,о} + h_л, \qquad (1.58)$$

где $H_{л.\,о}$ — максимальный уровень воды в начале ледостава; $h_л$ — толщина льда.

Кроме того, этот расход способен преодолеть сопротивление ледяного покрова, т. е.

$$Q_в = f(\sigma h_л), \qquad (1.59)$$

где $Q_в$ — расход воды при вскрытии реки; $\sigma h_л$ — прочность ледяного покрова, равная произведению разрушающего напряжения льда (σ) на толщину ледяного покрова ($h_л$).

Для участка реки, где ежегодно возникают заторы, устанавливается связь между прочностью ледяного покрова ($\sigma h_л$) и расходами воды в момент вскрытия ($Q_в$) и в момент прорыва затора льда ($Q_{пр}$) (рис. 9).

В период формирования затора $H_з = f(Q_з)$, где $H_з$ — максимальный заторный уровень воды; $Q_з$ — максимальный расход воды в период заторообразования.

Используя установленные связи (рис. 9), предсказав ход прочности ($\sigma h_л$) и расход воды (Q), можно дать прогноз максимального заторного уровня.

Для реки Днестр у пунктов Могилев-Подольский, Сороки и Каменка выявлена зависимость заторного уровня от бытового

$$\Delta H_з = f(H_{Q_з}), \qquad (1.60)$$

где $\Delta H_з$ — заторный подъем уровня, равный $\Delta H_з = H_з - H_{Q_з}$, где $H_з$ — максимальный заторный уровень; $H_{Q_з}$ — уровень, соответствующий по кривой Q (H) наблюденному расходу $Q_з$.

Бытовой уровень предвычисляется по связи с суммой расходов воды в верхних створах бассейна, а прочность льда по связи

$$(\sigma h_л)_{t+\tau} = f(\sigma h_л)_t,$$

где τ — заблаговременность прогноза, равная 2—3 суткам.

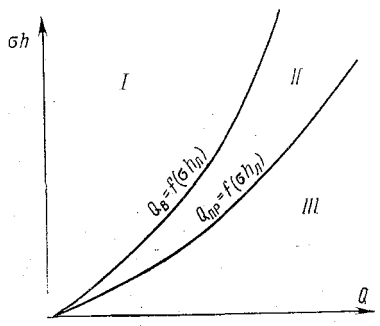

Рис. 9. Схема связи между прочностью ледяного покрова и расходами воды в момент вскрытия и в момент прорыва затора льда:
I — ледостав; II — затор льда; III — ледоход.

Аналогичная зависимость установлена для прогноза заторного подъема уровня на ряде пунктов р. Амура. Для прогноза расходов воды применим метод предвычисления гидрографа стока по данным о распределении воды в русловой сети и последующего притока воды в русловую сеть. Прочность ледяного покрова прогнозируется так же, как и для р. Днестра. Заблаговременность прогноза от 5 до 10 сут.

В методических рекомендациях Государственного гидрологического института [3] обобщены и систематизированы исследования последних лет в области прогнозов максимальных заторных уровней воды для рек, где заторы образуются ежегодно в одних и тех же местах.

На беззажорных участках рек максимальные заторные уровни рекомендуется прогнозировать по зависимости вида (1.56), единственным аргументом которой является расход воды у перемещающейся вниз по течению кромки ледяного покрова (в новом обозначении $Q_{кр}$). Если же в осенний период регулярно наблюдаются зажоры, прогноз осуществляется по связи

$$H_{макс.\ зтр.} = f(Q_{кр}, H_{лдст}), \qquad (1.61)$$

где $H_{лдст}$ — максимальный уровень в начальный период ледостава, характеризующий мощность зажора льда, у верхней границы которого формируется затор.

В отдельных случаях достаточно тесные связи имеют место между $H_{зтр}$ и $H_{лдст}$. Так на р. Ангаре у г. Каменка подобная зависимость позволяет прогнозировать заторный уровень воды с заблаговременностью от 5 до 5,5 месяцев. За дату наступления прогнозируемого заторного уровня принимается средняя многолетняя дата.

На реках, в бассейнах которых зимой имеют место оттепели, влияния зажорных явлений лучше учитывается через предпаводочный уровень воды.

Величина расхода воды $Q_{кр}$ предвычисляется по методу соответственных уровней (расходов)

$$Q_{кр\cdot н}=f(Q_{кр.\,в},\ Q_{пр},\ q,\ Z), \qquad (1.62)$$

где $Q_{кр.\,в}$ — расход воды при вскрытии рек на вышерасположенном посту; $Q_{пр}$ — расход воды значительного притока на дату выпуска прогноза, для которого выполняется соотношение $Q_{пр}/Q>0{,}4$ (приток вскрывается раньше главной реки); q — приток воды с частного бассейна, определяемый по формуле $q=F\left(\frac{\sum_1^m M_i}{m}\right)$, F — площадь частного бассейна; M_i и m — соответственно модули стока и число рек-аналогов; Z — отметка уровня воды в центральной части водохранилища или у плотины.

В зависимости от условий формирования затора учитываются лишь отдельные аргументы.

Дата выпуска прогноза относится к моменту вскрытия реки у верхнего поста или ко дню окончания густого ледохода. Если волна половодья формируется раньше на притоке и является причиной заторообразования, то прогноз выпускается в день вскрытия одного из верхних постов притока.

За показатель водности реки вместо расхода $Q_{кр}$ может приниматься одна из следующих характеристик: интенсивность подъема уровня воды в верхнем створе реки, максимальные снегозапасы в бассейне, характеристика прочности ледяного покрова.

Так, на р. Печоре у с. Усть-Кожва при прогнозе заторного уровня воды учитываются максимальные снегозапасы по метеостанции уроч. Верхний Щугор ($S_{макс.\,в-ш}$). Зависимость имеет вид

$$H_{зтр}=0{,}523\ S_{макс.\,в-ш}+0{,}793\ H_{лдст}+284.$$

Прогноз максимального заторного уровня на р. Амур у с. Покровка осуществляется по уравнению

$$H_{зтр}=55+0{,}564\,H_{Q_{кр}}+1{,}81\,H_{лдст}, \qquad (1.63)$$

где $H_{Q_{кр}}$ — уровень воды у перемещающейся вниз по течению кромки ледяного покрова, предвычисляемый по уровню ($H_{срет}$) и интенсивности подъема уровня воды ($\Delta H_{срет}$) р. Шилка в первый

день ледохода у г. Сретенска, а также уровню р. Аргуни в этот же день у с. Олоча.

Заблаговременность прогноза зависит от величины уровня и изменяется от 1 до 8 сут.

1.8. Оценка точности методов краткосрочных прогнозов ледовых явлений

В Гидрометцентре СССР Е. Г. Антипова и И. В. Балашова [1] обобщили опыт составления краткосрочных оперативных прогнозов ледовых явлений. Анализировались результаты прогнозирования появления льда, начала ледостава, вскрытия рек; начала ледостава и очищения ото льда водохранилищ по данным за 1964—1975 гг. Прогнозы выпускались в основном по участкам рек и отдельным водохранилищам.

Оправдываемость прогнозов в среднем составляет 93—94%. Средняя заблаговременность прогнозов замерзания — 4 дня, вскрытия — 5—6 дней.

Появление льда на реках и водохранилищах прогнозировалось на основе установления величины теплоотдачи потока (суммы отрицательных температур воздуха) необходимой для появления льда. Величина теплоотдачи устанавливалась в зависимости от температуры воды в день (или накануне) устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через 0° С. Дополнительно в отдельных случаях учитывалась глубина реки накануне выпуска прогноза.

Использовался также расчетный метод Л. Г. Шуляковского для прогноза появления льда и начала ледостава на водохранилищах и участках нижних бьефов зарегулированных рек и судоходных каналов.

Заблаговременность прогнозов появления льда определяется заблаговременностью прогноза температуры воздуха. На реках юга Европейской территории СССР в отдельные годы частые похолодания значительно снижают температуру воздуха и заблаговременность прогноза появления льда уменьшается до 2—3 дней.

Прогнозы начала ледостава на водохранилищах составлялись расчетным методом А. Г. Шуляковского. Метод предусматривает использование прогноза температуры и скорости ветра. Из 87 прогнозов начала ледостава лишь 9 не оправдались. Основная причина восьми неоправдавшихся прогнозов заключалась в ошибках прогноза температуры воздуха. Даже незначительное повышение температуры воздуха до небольших отрицательных значений приводит к большим ошибкам дат появления льда или ледостава. В весенний же период подобное понижение температуры почти не отражается на сроках вскрытия рек и водохранилищ.

Прогнозы вскрытия рек средней части Европейской территории СССР выпускались на основе учета толщины льда, притока тепла и изменения водности в начале весны. Оправдываемость прогнозов вскрытия 92% при заблаговременности в 4—5 дней.

На реках юга при прогнозах вскрытия дополнительно учитываются зимние и предвесенние оттепели. Заблаговременность здесь составляет 3—4 дня, оправдываемость — 93%.

На крупных реках, текущих с юга на север, при прогнозе вскрытия учитываются условия формирования волны половодья в верхних частях бассейна. Заблаговременность прогнозов на этих реках составляет 5—8 сут., оправдываемость 82—88%.

Прогнозы очищения водохранилищ ото льда основаны на установлении даты накопления тепла, необходимого для таяния ледяного покрова. Прогноз очищения, основанный на использовании прогностических значений температуры воздуха имеет заблаговременность 3—4 дня, оправдываемость 93%. Недостатком приближенных методов прогноза вскрытия является невозможность предвычисления похолоданий. Прогнозы вскрытия на основе расчетов уменьшения прочности льда широко прменяются в оперативной работе, однако оценить их эффективность можно будет лишь после накопления данных.

Составление прогнозов ледовых явлений производится с использованием сведений об ожидаемой температуре воздуха и скорости ветра. Прогноз этих элементов осуществляется в Гидрометцентре СССР и в ряде бюро погоды УГКС на 5 дней с указанием средней суточной температуры воздуха и скорости ветра на каждый день.

Оправдываемость прогнозов вскрытия рек и водохранилищ выше, чем прогнозов замерзания. Это объясняется более высокой точностью температуры воздуха в весенний период в связи с большей инерцией температур над однородной поверхностью снега и льда. Кроме того сказывается значительная инерция начавшегося в это время подъема уровня воды.

ГЛАВА II. ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА РЕКАХ, ОЗЕРАХ И ВОДОХРАНИЛИЩАХ

2.1. Общие положения

Сроки вскрытия и замерзания рек и водохранилищ подвержены значительной изменчивости. Она может характеризоваться величиной среднего квадратического отклонения σ от средних дат. Значения σ для дат появления льда на реках восточнее Енисея равны 5—6 дням, в западных и юго-западных районах страны они возрастают до 16 дней.

Аналогичный характер отмечается и в распределении изменчивости дат вскрытия рек; средние квадратические отклонения от средних дат равны 4—5 сут. на северо-востоке и 16—18 сут. на западе и юго-западе Европейской территории Союза.

Атмосферные процессы и погодные условия, влияющие на процессы замерзания и вскрытия рек, охватывают значительные тер-

ритории. В связи с этим ледовые явления на реках наступают с почти одинаковыми отклонениями от климатической нормы на площадях до 30 тыс. км². Установлена высокая корреляция между средними для соседних районов отклонениями от нормы дат ледовых явлений. Коэффициенты корреляции, превышающие 0,6, сохраняются при расстояниях между центрами смежных районов до 1000 км.

Это обстоятельство позволяет устанавливать зависимости для прогноза ледовых явлений рек отдельных районов. Следует, однако иметь ввиду, что в пределах этих районов даты наступления ледовых явлений могут зависеть от особенности каждой реки, в частности, ее размеров, условий питания и т. д. Все это указывает на то, что формирование ледовых явлений связано с крупными процессами в атмосфере, развивающимися на громадных пространствах в течение продолжительного времени.

Главной задачей долгосрочных ледовых прогнозов является выявление закономерностей развития атмосферных процессов, характеризующих с определенной заблаговременностью особенности теплообмена между подстилающей поверхностью (вода, снег-лед) и атмосферой. Затем необходимо выразить атмосферные процессы качественными или количественными показателями (индексами) с помощью которых устанавливаются прогностические зависимости вида

$$\Delta T_t = f\ (I_{t-\tau}), \qquad (2.1)$$

где ΔT_t — отклонение от нормы даты наступления ледового явления; $I_{t-\tau}$ — индекс, характеризующий развитие атмосферных процессов в предшествующий период.

Первоначально при разработке долгосрочных прогнозов ледовых явлений использовалась типизация атмосферных процессов Г. Я. Вангенгейма. Эта типизация учитывала особенности синоптических процессов над атлантико-европейским сектором северного полушария. Им было введено понятие об элементарном синоптическом процессе, в течение которого сохраняются распределение знака барического поля и направление переноса воздушных масс. Были выделены три основных типа атмосферной циркуляции: западный W, восточный E и меридиональный C.

Процессы формы W имеют несколько разновидностей. Последние отличаются друг от друга в основном широтой, на которой наблюдаются зональные (с запада на восток) смещения барических образований. При процессах формы W в толще тропосферы наблюдаются волны малой амплитуды, отрицательная аномалия температуры и давления в полярных, а положительная в умеренных и субтропических широтах.

Особенности процессов формы E характеризуются смещением с востока на запад сибирского антициклона и наличием восточного ведущего потока в тропосфере.

Процессы форм *Е* и *С* являются двумя видами меридионального состояния атмосферы, при которых в толще тропосферы наблюдаются стационарные волны большой амплитуды. Различие процессов форм *Е* и *С* связано с локализацией основных гребней и ложбин.

При форме *Е* высотный гребень расположен над Европейской частью СССР, а высотные ложбины — над Западной Европой и Западной Сибирью. Для формы *С* положение полей давления иное; высотные гребни расположены над Западной Европой и Западной Сибирью, а ложбины над Европейской территорией Союза.

Формы *Е* и *С* обуславливают положительную аномалию температуры и давления в гребнях, а отрицательную — в ложбинах. Аномалии осадков наоборот положительны в ложбинах и отрицательны в гребнях. При процессах формы *С* отмечаются более значительные нарушения западной циркуляции, а для формы *Е* характерны более мощные барические образования.

Тип атмосферной циркуляции с числом дней, превышающим норму, считается преобладающим в данном месяце. Если же в течение месяца преобладают два типа циркуляции, то имеет место смешанный тип циркуляции, например $(W+C)$ или $(E+W)$ и т. д.

Типизация Вангенгейма сыграла определенную роль в исследованиях закономерностей атмосферной циркуляции и в дальнейшем была усовершенствована А. А. Гирсом с учетом особенностей макросиноптических процессов в тихоокеанском секторе. По данным Г. Я. Вангенгейма, вследствие инерционности макросиноптических процессов, имеется определенная связь между преобладающими типами атмосферной циркуляции смежных месяцев. Это позволяет по характеристикам воздушных масс предшествующего периода судить о возможных метеорологических условиях последующего периода и, опираясь на эти данные, прогнозировать сроки наступления ледовых явлений.

Первые долгосрочные прогнозы замерзания рек Европейской территории СССР были составлены Г. Р. Брегманом и Г. Я. Вангенгеймом. При разработке методики прогнозирования предполагалось, что начало ледовых явлений определяется атмосферными процессами, охватывающими огромные пространства. На сроки ледовых явлений оказывают влияние интенсивность выноса тепла с запада и приток воздушных масс с севера и северо-востока. В качестве показателей при прогнозировании принималась разность температур воздуха и воды в районе Гольфстрима между 50 и 65° с. ш. в сентябре и температура воды и ледовитость Баренцева моря.

Типизация Вангенгейма позволяла лишь качественно судить об атмосферных процессах, в дальнейшем были установлены количественные характеристики атмосферной циркуляции.

Х. П. Погосян и Е. И. Савченкова предложили для количественной оценки циркуляции атмосферы индекс, который впоследствии был назван индексом меридиональности. Индекс меридиональности

представляет собой разность средних высот изобарической поверхности 500 мбар двух сферических прямоугольников, сторонами которого являются меридианы и параллели. Первый прямоугольник (А) расположен обычно западнее рассматриваемого района (бассейна), второй (Б) включает этот район (бассейн). Величина индекса меридиональности равна $I_m = I_А - I_Б$. При зональном переносе величина индекса близка к нулю. Положительные значения индекса характеризуют поступления воздушных масс с северо-запада и севера, а отрицательные — с юга или юго-запада. Размеры сферических прямоугольников и их положение относительно друг друга устанавливаются с учетом направления воздушных потоков над рассматриваемым районом (бассейном).

Характеристикой (индексом) теплосодержания воздушных масс является сумма положительных и отрицательных температур воздуха, определяемая за определенные периоды. Эти и другие индексы атмосферной циркуляции будут рассмотрены на конкретных примерах долгосрочных прогнозов ледовых явлений.

Дальнейшее развитие долгосрочных прогнозов ледовых явлений связано с установленным положением об однородности атмосферных процессов, преобладающих в течение синоптического сезона (по Б. П. Мультановскому и С. П. Пагава). Синоптический сезон характеризуется преобладанием процессов, сходных по локализации основных барических образований и по направлению перемещения циклонов и антициклонов.

Наиболее благоприятные условия для долгосрочного прогноза ледовых явлений складываются в случае, если они осуществляются в середине или второй половине синоптического сезона. Тогда по характеристике (индексу) атмосферных процессов, происходящих в начале синоптического сезона можно прогнозировать сроки последующего наступления явлений. Сложнее, если прогнозируемое явление отмечается в начале синоптического сезона. В этом случае необходимо учитывать перестройку атмосферных процессов от конца одного сезона к началу другого путем учета дополнительных характеристик. Установлено, что в осенний период над Европейской территорией СССР отмечается меньшая однородность макросиноптических процессов по сравнению с другими сезонами.

2.2. Прогнозы сроков появления льда, начала ледостава, нарастания льда

Прогноз сроков появления льда на реках Сибири осуществляется на основе учета закономерностей формирования и развития Сибирского антициклона. Это связано с тем, что в Сибири наступление холодов в основном определяется сроками формирования области высокого давления.

Первоначально прогнозировались сроки появления льда на р. Лене и ее притоках в зависимости от начала формирования антициклона в районе озера Байкал. За начало формирования

антициклона принималась дата, после которой высокое давление сохраняется не менее десяти дней. Сибирский антициклон начинает формироваться в июле-сентябре, а появление льда на р. Лене отмечается в октябре. Эта закономерность и была использована в долгосрочных прогнозах сроков появления льда. Позднее было установлено, что появление льда в бассейне р. Лены зависит не только от начала формирования Сибирского антициклона, но и от притока холодных воздушных масс, вторгающихся в бассейн с севера и северо-запада. Такие вторжения характеризуются разностью аномалий приземного месячного давления в августе, осредненного по двум сферическим прямоугольникам, ограниченным с юга 40° и с севера 75° с. ш. Западный прямоугольник ограничен 80—110° в. д., восточный — 120—150° в. д. Если в августе в западном прямоугольнике аномалия давления выше, чем в восточном, то холодные вторжения с севера и северо-запада происходят более интенсивно, что способствует ускоренному развитию антициклона и более ранним срокам появления льда. Прогноз выпускался в начале сентября с заблаговременностью 1,5 месяца.

Н. Ф. Виноградова при прогнозе сроков появления льда на Нижнем Енисее и Ангаре в качестве аргументов использовала значения аномалии давления и температуры воздуха в сентябре в области формирования сибирского антициклона и разность средней месячной температуры воздуха между городами Енисейском, Красноярском и Читой. Прогнозы выпускались с заблаговременностью около месяца.

По другой зависимости при прогнозе учитывалась сумма ежедневных похолоданий за определенный период. Эта сумма похолоданий характеризовала вторжения холодных арктических воздушных масс и определялась по разности средних суточных температур воздуха данного дня и нормы для него по станции Игарка за сентябрь.

В бассейне Средней Оби раннее появление льда также связано с формированием в августе-сентябре гребня сибирского антициклона, направленного на нижнее течение Оби и с перемещением антициклона с севера или северо-запада на Западную Сибирь. Между пришедшим антициклоном с севера и отрогом сибирского антициклона образуется полоса высокого давления с низкими температурами воздуха, что способствует быстрому замерзанию рек.

В качестве характеристики развития гребня антициклона была принята разность аномалий давления Δp от августа к сентябрю по станциям, расположенным по направлению оси гребня (Иркутск, Енисейск, Сургут). Учет холодных вторжений с севера и северо-запада осуществлялся с помощью индекса меридиональности (I_m). Индекс меридиональности определялся за сентябрь по разности высот изобарической поверхности 500 мбар двух сферических прямоугольников с координатами, первый 80 и 40° с. ш. и 105 и 60° в. д.; второй — 80—40° с. ш. и 105—180° в. д. Установлена

зависимость сроков появления льда (в отклонениях от нормы ΔT) от величины Δp и I_m.

Одновременно с разработкой способов долгосрочного прогноза замерзания рек развивались методы прогноза замерзания водохранилищ.

Начало ледостава на Волгоградском водохранилище связано с притоком холода в данный район вследствие вхождений антициклонов с севера и северо-востока. Эти вхождения характеризуются индексом меридиональности за сентябрь. Уточнение прогноза начала ледостава производится путем учета интенсивности похолоданий в период вхождения антициклонов. С этой целью подсчитывалась сумма температур воздуха ниже 15° С за октябрь по метеостанции Саратов.

Прогноз замерзания Воткинского водохранилища выпускался на основе учета направления перемещения барических образований в период, предшествующий появлению льда. Перемещение барических образований учитывалось по величине индекса меридиональности за 20 дней октября по двум прямоугольникам, первый из которых ограничен 30 и 55° в. д. и 76—60° с. ш., а второй — 55—80° в. д. и 62—48° с. ш. При прогнозе сроков наступления ледостава принималась во внимание величина сброса воды (рис. 10).

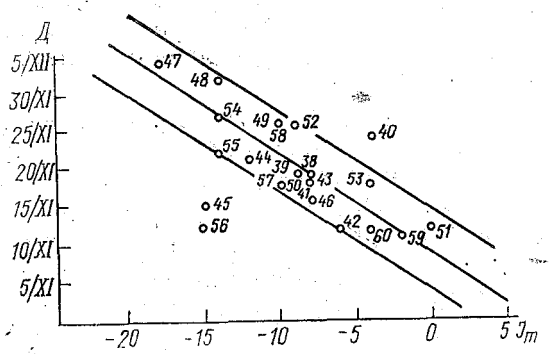

Рис. 10. Зависимость между сроками наступления ледостава на Воткинском водохранилище и индексом атмосферной циркуляции у п. Ножовка при сбросах воды 2200 м³/с.

Начало замерзания волжских водохранилищ зависит от частоты и интенсивности похолоданий вторгающихся воздушных масс за вторую половину октября и первую половину ноября. За характеристику степени похолодания принималась сумма средних суточных температур воздуха за отмеченный период $\left(\sum_{16\,X}^{15\,XI} \Delta t\right)$, подсчитанная за дни, когда температура воздуха была ниже, чем накануне и ниже среднемноголетней для этих дней.

По всем верхневолжским водохранилищам устанавливалась зависимость вида

$$D=f\left(\sum_{16\,X}^{15\,XI}\Delta t\right), \qquad (2.2)$$

где D — дата начала ледостава; $\sum\limits_{16\,X}^{15\,XI}\Delta t$ — индекс похолодания, определяемый по данным метеостанции Казань.

Применение зависимости (2.2) невозможно в годы с ранним ледоставом. В связи с этим индекс похолодания $\sum\limits_{16\,X}^{15\,XI}\Delta t$ оценивался по индексу за вторую декаду сентября, т. е.

$$\sum_{16\,X}^{15\,XI}\Delta t=f\left(\sum_{11\,IX}^{20\,IX}\Delta t\right).$$

Для прогноза отклонения от нормы дат появления льда использовалось уравнение:

$$\Delta T=A\sum_{11\,IX}^{20\,IX}\Delta t+B\,\Delta I_m+C, \qquad (2.3)$$

где ΔI_m — отклонение от нормы индекса меридиональности за вторую декаду сентября. Индекс меридиональности определялся по разности средних высот изобарической поверхности H_{500} в сферических прямоугольниках, первый из которых ограничен 36 и 72° в. д. и 78 и 36° с. ш., а второй соответственно 72—108° в. д. и 78—36° с. ш. A, C — постоянные для каждого участка водохранилища; B — параметр, призванный учесть возможность нарушения связи (2.3) из-за перестройки атмосферных процессов при большом контрасте температур 5-ти километрового слоя тропосферы. Индекс контрастности (ΔH) определяется по величине средней разности относительных геопотенциалов

$$\Delta H=\frac{(H_1-H_3)+(H_2-H_4)}{2}. \qquad (2.4)$$

При определении параметров формулы (2.4) устанавливалось направление ведущего потока относительно пункта Казань. Перпендикулярно этому направлению от Казани и от пункта отстоящего на 1500 км против ведущего потока откладываются отрезки, длиной 1500 км, в концевых точках которых справа от потока определялись величины относительных геопотенциалов H_1 и H_2, слева — H_3 и H_4. Величина параметра B принимается в зависимости от отклонения величины индекса контрастности во второй декаде сентября от его нормы, при $\Delta H-\Delta\overline{H}<4$ дана она равна нулю, а при $\Delta H-\Delta\overline{H}\geqslant 4$ дана, равна двум.

Прогноз нарастания льда в начальный период ледостава позволяет продлить навигацию на водохранилищах. Для Куйбышевского водохранилища сроки нарастания льда до толщины 10, 15 и 20 см хорошо коррелируются с датами начала ледостава. Все эти даты определяются одними и теми же атмосферными процессами сезона предзимья, наблюдающегося с середины октября до середины декабря. Вот почему прогноз сроков нарастания льда до определенной толщины было предложено осуществлять по рассмотренному выше выражению (2.3), имеющему вид:

$$\Delta D = a \sum_{11\,IX}^{20\,IX} \Delta t + bk \Delta I_m + 10_m + c, \qquad (2.5)$$

где ΔD — отклонение от нормы даты нарастания льда до заданной толщины; $\sum_{11\,IX}^{20\,IX} \Delta t$ — индекс похолодания за вторую декаду сентября по станции Казань; ΔI_m — отклонение от нормы индекса меридиональности за этот же период; m — коэффициент равный нулю при дружном замерзании водохранилищ и единице в других условиях; k — коэффициент, зависящий от отклонения величины индекса контрастности во второй декаде сентября от его нормы; a, b, c — параметры уравнений. Результаты проверки свидетельствуют о вполне удовлетворительных прогнозах дат нарастания льда до толщины 10, 15 см. Прогнозы сроков нарастания льда до толщины 20 см в условиях длительных задержек нарастания льда имеют значительные погрешности. Были рассмотрены случаи нарушения однородности синоптического сезона предзимья — случаи ослабления похолоданий при дружном замерзании. При этих условиях индекс похолодания во второй декаде ноября сильно отличается от среднего за три предыдущие декады, и разность их значений $\left(\delta \Sigma \Delta t = \sum_{11\,XI}^{20\,XI} \Delta t - \frac{1}{3} \sum_{11\,X}^{10\,XI} \Delta t\right)$ дает возможность уточнять прогнозы.

Уточнение прогноза осуществляется по выражению

$$\delta D = 1{,}74\, \delta \Sigma \Delta t, \qquad (2.6)$$

где δD — длительность задержки сроков нарастания толщины льда до 20 см по сравнению с ожидаемыми сроками прогноза по уравнению (2.5); $\delta \Sigma \Delta t$ — характеристика ослабления похолоданий. Прогноз уточняется после 20 ноября.

Прогноз толщины ледяного покрова на нижнем Енисее (рис. 11) осуществляется по зависимостям

$$h_л = f(D_{лдст}), \qquad (2.7)$$

где $h_л$ — ожидаемая толщина льда на соответствующих участках рек на 31/X, 30/XI, 31/XII, $D_{лдст}$ — даты начала ледостава на р. Енисее у пунктов Дудинка, Верхнеимбатское, Назимово. Средняя заблаговременность прогноза на разных участках изменяется от 5—10 дней до 4 месяцев. Учитывается последовательность сроков начала ледостава и условий нарастания толщины льда на нижнем Енисее.

Прогнозы толщины льда с заблаговременностью 1—4 месяца на участке от впадения Ангары до Игарки осуществляется по единой зависимости толщины льда на 31/XII, 31/I, 28/II и 31/III от толщины ледяного покрова в последние числа предшествующих месяцев.

На участке Енисея ниже с. Селиваниха прогноз толщины льда с заблаговременностью до 4 месяцев рекомендуется выпускать по данным о толщине льда на 30 ноября. Эффективность предлагаемого способа прогноза подтверждается величиной отношения $\frac{S}{\sigma}=0{,}50$. Долгосрочные прогнозы толщины ледяного покрова на р. Енисей имеют огромное значение, поскольку перевооружение флота, поступление речных ледоколов позволяют продлить навигацию.

Рис. 11. Карта-схема р. Енисей с выделенными участками.

2.3. Прогноз сроков вскрытия рек, озер и водохранилищ

В Западной Сибири весеннее потепление чаще всего отмечается при юго-западном типе атмосферной циркуляции и связано с выходами циклонов с юго-запада. Одновременно с повышением температуры воздуха над Западной Сибирью происходит понижение температуры воздуха в северо-западном и центральном районах ЕТС.

Потепление в марте над Западной Сибирью предопределяет будущие сроки вскрытия рек Оби и Иртыша. В этом районе синоптический сезон весны, характеризующийся сравнительной однородностью атмосферных процессов, обычно приходится на вторую декаду марта — первую половину мая. Это и позволяет по характеристикам атмосферных процессов в марте судить о возможных сроках вскрытия рек в апреле-мае. За характеристику потепления принималась сумма температур воздуха по станциям Барнаул, Тайга, Сургут в марте за дни, когда она превышала — 15° С ($\Sigma \Delta t$) при условии, что в эти же дни температура воздуха на станциях Москва, Ленинград понижалась. Дополнительно учитывалась высота снежного покрова на пути движения воздушных масс (Северный Казахстан, юг Западной Сибири). Наличие снега способствует выхолаживанию воздуха, при малых высотах снежного покрова быстро появляются проталины и отмечается более интенсивное прогревание воздуха (рис. 12).

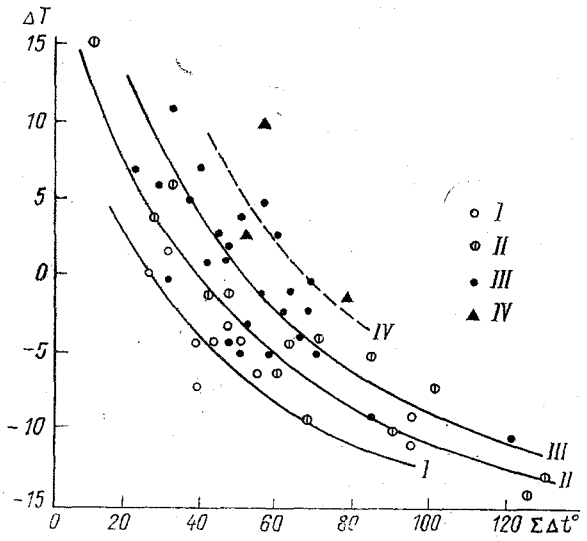

Рис. 12. Зависимость отклонения от нормы (ΔT) сроков вскрытия рек бассейна Верхней Оби от характеристики потеплений в марте ($\Sigma \Delta t°$) и высоты снежного покрова.
Средняя высота снежного покрова в Северном Казахстане и на Алтае на 10 см и более ниже нормы (I) на 3—9 см ниже нормы (II), близка к норме (III) и выше нормы (IV).

Подобные зависимости, основанные на учете интенсивности потеплений ($\Sigma \Delta t$) в начале синоптического сезона весны, были установлены при прогнозе вскрытия рек бассейнов Верхней Волги, Камы, Тобола, Северной Двины. По некоторым рекам устанавли-

вались зависимости сроков вскрытия от индекса меридиональности (I_m).

Как уже отмечалось ранее, более сложные условия прогнозирования имеют место в случае, когда сроки вскрытия отмечаются в разные синоптические сезоны. При этом возникает необходимость учета перестройки преобладающих атмосферных процессов от одного сезона к другому. Например, в бассейне Дона вскрытие может отмечаться в конце зимнего синоптического сезона и в начале синоптического сезона весны. Изменение характера атмосферных процессов учитывалось по данным контраста температур пятикилометрового слоя воздуха с помощью карт величины H_{1000}^{500}. Было установлено, что зимой имеет место перенос воздушных масс с юго-запада на южные и центральные районы ЕТС с горизонтальным градиентом величин H_{1000}^{500}. Возрастание этого градиента от ноября к первой половине зимы $\Delta\Gamma_1 = \frac{\Gamma_{XII} + \Gamma_1}{2} - \Gamma_{XI} > 0$ обуславливает вынос тепла и раннее вскрытие рек. Прогноз составляется в феврале по уравнению

$$\Delta T = 0{,}033/\sum_{з} t -/ - 1{,}25\,\Delta\Gamma_1 - 16{,}4, \qquad (2.8)$$

где ΔT — отклонение от нормы даты вскрытия; $\sum_{з} t$ — сумма (абсолютная) отрицательных температур воздуха за период от момента появления льда до даты выпуска прогноза, косвенно характеризует толщину ледяного покрова рек.

При средних и поздних сроках вскрытия рек прогноз выпускается в начале марта с учетом изменения градиента $\Delta\Gamma_2$ от первой ко второй половине зимы $\Delta\Gamma_2 = \Gamma_{II} - \frac{\Gamma_{XII} + \Gamma_1}{2}$ и условий нарастания льда в феврале $\frac{\sum_{II} t -}{\sum_{з} t -}$

$$\Delta T = 0{,}033/\sum_{з} t -/ + 14{,}4\,\frac{\sum_{II} t -}{\sum_{з} t -} - 1{,}25\,\Delta\Gamma_1 - 0{,}8\,\Delta\Gamma_2 - 25{,}2. \qquad (2.9)$$

На реках западных районов СССР (Белоруссия, Прибалтика) сроки вскрытия зависят от интенсивности развития процессов западной циркуляции атмосферы и от теплосодержания воздушных масс. Развитие или ослабление западного переноса связано с наличием очага тепла или холода в тропосфере над северо-восточной Атлантикой и западной Арктикой. За характеристику теплового содержания нижнего слоя тропосферы принималась сумма отклонений от нормы разности высот изобарической поверхностей 500—1000 мбар над определенными районами ($\Sigma\Delta H_{1000}^{500}$) за январь или февраль.

2.4. Долгосрочный прогноз сроков замерзания и вскрытия рек, озер и водохранилищ на основе использования данных наблюдений за многомерными метеорологическими полями.

Опыт составления долгосрочных прогнозов замерзания и вскрытия рек на основе учета развития атмосферных процессов на территориях, примыкающих к рассматриваемым речным бассейнам, в периоды, предшествующие этим явлениям, показал на их достаточно высокую оправдываемость, которая составила около 80% и на 18% превысила природную обеспеченность. Вместе с тем, по отдельным бассейнам долгосрочные прогнозы ледовых явлений оказались неэффективными. Основной недостаток ранее применяемых методов, как было установлено, заключался в использовании характеристик (индексов) развития атмосферных процессов над ограниченной территорией. Дальнейшие исследования по общей циркуляции атмосферы показали на необходимость учета при прогнозах ледовых явлений атмосферных процессов над большими районами северного полушария. Такой учет стал возможным при использовании статистических методов представления метеорологических полей с помощью разложения их по естественным ортогональным функциям. Подобные методы позволяют перейти от использования наблюдений за многомерными полями к небольшому числу укрупненных признаков, отражающих наиболее существенную информацию исходных полей.

При разработке метода прогноза сроков появления льда на крупных реках предварительно проводился анализ синоптических процессов над северным полушарием за три месяца, предшествующих началу ледообразования. Были выявлены синоптические процессы, обуславливающие ранние и поздние сроки замерзания рек. В результате анализа карт средних месячных значений аномалий давления и температуры воздуха для каждого бассейна определяется характерный (значимый) район, в котором в годы с ранними или поздними сроками замерзания рек барические или термические поля на большом пространстве северного полушария имеют разные знаки. Предполагается, что развитие синоптических процессов связано с расположением и интенсивностью полей аномалии давления и температуры воздуха.

Исследования, выполненные в Гидрометцентре СССР, показали, например, что характерные районы расположены: для Северной Двины между 30—110° в. д., для Печоры — 130—50° з. д., для Оби и Иртыша — 50° з. д. — 10° в. д. С севера и юга указанные районы ограничены 75—40° с. ш.

В каждом характерном районе на пересечении меридианов и параллелей назначается опорная сеть точек, для которых снимаются аномалии давления или температуры воздуха за многолетний период. Далее производится разложение метеорологических полей по естественным ортогональным составляющим.

Каждое поле, например, давления (P), представляется в виде функции $P(x)$, где $x(x_1, x_2, \ldots, x_m)$ — пространственные координаты, а совокупность полей — $P(x, t)$, где $t(t_1, t_2, \ldots, t_n)$ время, фиксированное для каждого индивидуального поля (года). Совокупность метеорологических полей обычно задается в виде таблицы чисел:

$$\begin{matrix} P_{11} & P_{12} & P_{13} & \ldots & P_{1m} \\ P_{21} & P_{22} & P_{23} & \ldots & P_{2m} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ P_{n1} & P_{n2} & P_{n3} & \ldots & P_{nm}, \end{matrix} \qquad (2.10)$$

Система первичных переменных (2.10) может быть представлена в виде вторичных переменных:

$$P(t, x) = \sum_i B_i(t) X_i(x), \qquad (2.11)$$

где $B_i(t)$ — коэффициенты разложения, изменяющиеся от года к году; $X_i(x)$ — значения естественных составляющих, фиксируемых в точках.

Элементы разложения (2.11) используются в качестве аргументов в долгосрочных прогнозах. Важно то, что небольшое число коэффициентов разложения этих полей по естественным составляющим отражают наиболее существенные особенности всего поля. В основу определения естественных ортогональных составляющих или функций (ЕОФ) положен принцип наименьших квадратов, заключающийся в условии, что сумма квадратов ошибок разложения по всем точкам совокупности полей во времени должна при данном ограниченном и фиксированном i достигать минимума. Самые значимые естественные составляющие имеют наибольшие значения собственных чисел λ и оказывают наиболее существенное влияние на сроки замерзания рек.

При установлении прогностической зависимости коэффициенты разложения метеорологических полей коррелируются, например, с отклонениями дат появления льда на реках или начала ледостава на водохранилищах. Методом просеивания отбираются наиболее значимые коэффициенты. Затем определяется оптимальное прогностическое уравнение методом множественной корреляции. Уравнения обычно имеют не более 6 коэффициентов разложения поля аномалии давления или температуры воздуха.

При разработке долгосрочного прогноза сроков появления льда на Оби ниже Молчанова и Иртыше ниже Павлодара, учитывалось, что на рассматриваемых участках ранние сроки появления льда приходятся на октябрь. Поэтому анализ атмосферных процессов выполнялся за июль, август, сентябрь. В результате анализа было установлено, что в районе ограниченной 50° з. д. — 10° в. д.; 75—40° с. ш. термические и барические поля в годы ранних и поздних сроков появления льда имели противоположные знаки.

Прогностическое уравнение имеет вид

$$\Delta D = C_0 + C_1 B_{2p} + C_2 B_{5p} + C_3 B_{6p} + C_4 B_{7p} + C_5 B_{8p}, \qquad (2.12)$$

где ΔD — отклонение от нормы сроков появления льда; $C_0 - C_5$ — коэффициенты уравнений постоянные для каждого пункта реки; B — коэффициенты разложения поля аномалии давления за июль в выбранном районе.

При разработке методики прогноза сроков появления льда на Печоре анализировались синоптические процессы, определяющие ранние сроки появления льда. Наиболее часто это связано с проникновением холодных масс воздуха в результате перемещения циклонов по «ныряющим» траекториям при наличии области высокого давления над северной частью Атлантики и области низкого давления над ЕТС. Так же раннее появление льда наблюдается при вторжении воздушных масс с Баренцева или Карского морей на восточные районы ЕТС. Основными аргументами при прогнозе начала образования льда являлись коэффициенты разложения поля температуры воздуха за июль в районе 130—50° з. д., 75—50° с. ш.

$$\Delta D = C_0 + C_1 B_{2t} + C_2 B_{5t} + C_3 B_{6t}.$$

Коэффициенты уравнения для ряда пунктов реки Печоры приведены в таблице.

Таблица

Коэффициенты уравнений для прогноза сроков появления льда на Печоре

Пункт	C_0	C_1	C_2	C_3
Якша	—2,2	1,5	4,5	—1,7
Троицко-Печорск	—2,3	1,5	4,8	—1,9
Усть-Щугор	—[illegible],7	1,3	5,1	—1,5
Усть-Кожва	—1,4	1,4	4,8	—1,3
Усть-Уса	—2,7	1,7	4,7	—1,6
Усть-Цильма	—1,8	1,4	4,6	—1,4

Для прогнозов сроков появления льда на реках западной части трассы БАМ в Гидрометцентре СССР [4] были установлены прогностические уравнения с использованием коэффициентов разложения поля аномалии температуры воздуха за июль и за август в районе 80 и 140° в. д., 75—40° с. ш. По данным за июль прогнозы выпускались в середине августа. Уточнение прогнозов осуществлялось по данным за август и существенно повысило точность прогнозирования.

При разработке метода долгосрочного прогноза начала ледостава на днепровских водохранилищах (Киевское, Кременчугское, озеро им. Ленина) был также использован изложенный способ выражения атмосферной циркуляции через коэффициенты разложения поля аномалии давления по естественным составляющим.

Следует иметь в виду, что рассмотренный метод долгосрочного прогноза ледовых явлений дает лучшие результаты для больших рек. На малых реках сказывается влияние отдельных волн холода, тепла, и прогнозы имеют более низкую оправдываемость. Другим недостатком метода является отсутствие объективных критериев выбора предикторов. Нет уверенности в том, что наиболее крупные составляющие полей правильнее всего характеризуют закономерности будущего процесса и являются наиболее значимыми.

Широкое применение в области метеорологических и гидрологических прогнозов получили методы, в основе которых используется разложение метеорологических полей по полиномам Чебышева. При разложении по полиномам Чебышева кривая или поле исследуемого гидрометеорологического элемента представляются в виде ряда, состоящего из суммы произведений числовых коэффициентов на определенные функции.

Разложение функции от одной переменной в ряд по полиномам Чебышева имеет вид

$$f(x) = A_0 \varphi_0(x) + A_1 \varphi_1(x) + A_2 \varphi_2(x) + \ldots + A_i \varphi_i(x), \qquad (2.13)$$

где A_i — коэффициенты разложения; φ_i — полиномы Чебышева, представляющие собой параболы i-го порядка ($i = 1, 2, \ldots, n$),

$$\varphi_0 = 1$$

$$\varphi_1(x) = x - \frac{n+1}{2}, \qquad (2.14)$$

$$\varphi_2(x) = \varphi_1^2 - \frac{n^2-1}{12},$$

$$\ldots\ldots\ldots\ldots$$

здесь n — число точек, в которых задана кривая.

Разложение функции от двух переменных используется на практике чаще и осуществляется по формуле

$$F(x, y) = A_{00} \varphi_0(x) \psi_0(y) + A_{10} \varphi_1(x) \psi_0(y) + \ldots + \\ + A_{ij} \varphi_i(x) \psi_j(y), \qquad (2.15)$$

где $A_{i,j}$ — коэффициенты разложения;

φ_i, ψ_j — полиномы Чебышева.

Значения коэффициентов разложения вычисляются по формуле

$$A_{i,j}=\frac{\sum_{m=1}^{k}\sum_{n=1}^{l}F(x_m, y_n)\,\varphi_i(x_m)\,\psi_j(y_n)}{\sum_{m=1}^{k}\varphi_i^2(x_m)\sum_{n=1}^{l}\psi_j^2(y_n)}, \qquad (2.16)$$

где k — число узлов, в которых задается функция в направлении оси x; l — в направлении оси y.

Первые члены ряда Чебышева соответствуют элементарным полям и имеют определенный физический смысл. При представлении поля атмосферного давления в виде ряда Чебышева первый член $A_{00}\varphi_0\psi_0$ соответствует среднему по площади значению давления, члены ряда $A_{10}\varphi_1\psi_0$ и $A_{01}\varphi_0\psi_1$ отражают меридиональный и широтный переносы воздуха при совпадении осей x и y с параллелями и меридианами. Знак перед коэффициентом разложения характеризует направление переноса воздушных масс, а абсолютные значения коэффициентов отражают удельный вес элементарного поля в исходном поле.

Основные черты исследуемого поля достаточно близко отражает небольшое число членов разложения.

Более подробно примеры разложения метеорологических полей по естественным ортогональным функциям и по полиномам Чебышева в целях долгосрочных ледовых прогнозов рассмотрены в работе [2].

Анализ синоптических условий, обусловливающих сроки вскрытия р. Лены выше Витима показал, что они тесно связаны с положением барических образований в марте над Восточной Сибирью. В годы раннего вскрытия в это время происходит перестройка меридиональной циркуляции на широтную. При позднем вскрытии над всей Сибирью расположен антициклон с отрогом, направленным над Якутией на северо-восток. В качестве характеристики атмосферных процессов принималась аномалия давления за март. Границы барического поля устанавливались рядом проб. Наивысшие коэффициенты корреляции между датами вскрытия и коэффициентами разложения были получены для поля ограниченного 50 и 65° с. ш. и 90 и 120° в. д.

Прогноз вскрытия по ряду пунктов Верхней Лены выпускался по уравнению

$$\Delta T=c+aA_{01}-bA_{21}-\gamma\Delta\Theta, \qquad (2.17)$$

где ΔT — отклонение от нормы даты вскрытия; A_{01}, A_{21} — третий и седьмой коэффициенты разложения поля среднего давления за март; $\Delta\Theta$ — отклонение от нормы температуры воздуха за март по станции Киренск; c, a, b, γ — численные коэффициенты для пунктов на реке.

Аномалия температуры воздуха за март по станции Киренск характеризовала степень разрушения Сибирского антициклона. Средняя заблаговременность прогноза 30—40 дней, точность зависимостей характеризуется отношением $\frac{S}{\sigma}$ от 0,48 до 0,63. Разложение полей в ряд по полиномам Чебышева простой, но формальный способ, так как получаемым слагаемым ряда не всегда можно дать физическую интерпретацию.

Оригинальный подход к решению задачи долгосрочного прогноза вскрытия рек бассейна Амура использовала З. П. Лобовикова. С целью установления закономерностей распределения сроков вскрытия по территории бассейна ею были разложены по естественным ортогональным функциям поля аномалий дат вскрытия за период с 1935 по 1970 год. В дальнейшем анализировались предшествующие метеорологические поля применительно к прогнозу определения основных коэффициентов разложения, поскольку первые четыре члена содержат 94,5% исходной информации. Основные черты поля сроков вскрытия хорошо определяют коэффициенты разложения термобарических полей. Прогностические уравнения, полученные для разных районов бассейна Амура, позволяют составлять прогнозы с заблаговременностью около двух месяцев.

Проблема выбора информативного материала из обширного массива исходных данных, представленных в виде метеорологических полей, решается также с помощью дискриминантного анализа. Преимуществом этого метода является возможность выделения из рассматриваемых данных только той части, которая связана с ходом исследуемого процесса. Из имеющегося длительного ряда, например, сроков замерзания рек выделяются группы лет с ранними (А) и поздними (Б) сроками появления льда.

Исходные метеорологические поля, чаще всего поля месячных аномалий давления (P) или температуры воздуха (T) у поверхности земли, тоже разделяются на две группы. Для каждой группы определяется поле давления (температуры), а затем для каждого узла сетки вычисляется разность средних значений, которые отражают различия между выделенными группами. Экстремальные значения разности давления ΔP являются оптимальными предсказателями прогнозируемого явления.

Другой прием выделения оптимальных районов и предсказателей основан на вычислении для каждой i-ой точки величины

$$d_i^2 = \overline{P}_i^2(A) + \overline{P}_i^2(Б) - 2\,\overline{P}_i(A)\,\overline{P}_i(Б), \qquad (2.18)$$

где d_i^2 — средний квадрат расстояния между классами в i-м узле.

Наиболее информативные узлы сеточной области устанавливаются по максимальным значениям величин d. Затем в выявленном районе с помощью рассмотренного метода выделяются опти-

мальные предсказатели — коэффициенты разложения λ по полю давления, которые и коррелируются со сроками замерзания рек.

В Государственном гидрологическом институте С. В. Шаночкин использовал дискриминантный анализ при разработке методики долгосрочного прогноза начала ледообразования на реках севера ЕТС. Получено следующее уравнение для предсказания сроков появления льда на реках Онеге, Северной Двине, Сухоне и Вычегде.

$$\Delta D = A_1 P^{V} + A_2 P^{VI} + A_3 P^{VII} + A_4 t^{III} + A_5 t^{VII} + A_0, \quad (2.19)$$

где ΔD — отклонение от нормы даты появления льда; $A_1 - A_5$ коэффициенты уравнения регрессии; A_0 — свободный член; P^{V}, P^{VI}, P^{VII} — предсказатели по полям давления за май, июнь, июль; t^{III}, t^{VII} — предсказатели по полям температуры за март и июль. Заблаговременность прогноза более 2,5 месяца, отношение $\frac{S}{\sigma}$ изменяется для разных бассейнов от 0,60 до 0,42.

Г. Е. Усанкина при прогнозе сроков появления льда в низовьях и устьях рек бассейна Карского моря использовала в качестве предсказателей параметры разложения полей температуры воздуха за февраль и июль и полей давления воздуха за май, июнь, июль. Прогноз выпускался для района по уравнению

$$\Delta D = A_1 t^{II} + A_2 t^{VII} + A_3 P^{V} + A_4 P^{VI} + A_5 P^{VII} + A_0. \quad (2.20)$$

Здесь обозначения прежние.

Следует отметить, что, несмотря на объективный способ выявления предсказателей с помощью дискриминантного анализа, получаемые прогностические уравнения не поддаются физическому истолкованию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипова Е. Г., Балашова И. В. Анализ и обобщение опыта составления краткосрочных прогнозов сроков ледовых явлений. — Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 186, с. 103—119.

2. Бефани Н. Ф., Калинин Г. П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. — Л.: Гидрометеоиздат, 1983. — 390 с.

3. Временные методические рекомендации по прогнозу максимальных заторных уровней воды. — Л., изд. ГГИ, 1983. — 22 с.

4. Ефремова Н. Д., Савченкова Е. И. Методическое письмо. Прогнозы ледовых явлений на крупных реках, пересекаемых Байкало-Амурской магистралью. — М.; изд. Гидрометцентр СССР, 1979. — 33 с.

5. Марголин Л. М., Силантьева Т. П. Методическое пособие. Общая схема расчета и прогноза вскрытия рек малой и средней (10—15 дней) заблаговременности. / Под ред. Н. Д. Ефремовой. — М.; изд. Гидрометцентр СССР, 1981. — 28 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Глава I. Краткосрочные прогнозы ледовых явлений на реках, озерах и водохранилищах . . . . . .

1.1. Прогноз сроков появления льда 4
1.2. Расчет и прогноз стока шуги и льда 9
1.3. Прогноз сроков начала ледостава 10
1.4. Прогноз нарастания толщины ледяного покрова 13
1.5. Прогноз сроков вскрытия рек, озер и водохранилищ . . . 15
1.6. Прогноз уменьшения прочности ледяного покрова, начала дрейфа льда и очищения ото льда озер и водохранилищ 23
1.7. Прогнозы максимальных заторных уровней воды 24
1.8. Оценка точности методов краткосрочных прогнозов ледовых явлений 30

Глава II. Долгосрочные прогнозы ледовых явлений на реках, озерах и водохранилищах 81

2.1. Общие положения 81
2.2. Прогнозы сроков появления льда, начала ледостава, нарастания льда 34
2.3. Прогноз сроков вскрытия рек, озер и водохранилищ . . . 39
2.4. Долгосрочный прогноз сроков замерзания и вскрытия рек, озер и водохранилищ на основе использования данных наблюдений за многомерными метеорологическими полями 42

Литература 48

ЮРИЙ МИХАЙЛОВИЧ ГЕОРГИЕВСКИЙ

Краткосрочные и долгосрочные прогнозы ледовых явлений на реках, озерах и водохранилищах

Учебное пособие

Редакторы: *З. Б. Ваксенбург, Н. С. Рязанцева*

Корректор *Л. В. Ломакина*

Сдано в набор 14.03.86. Подписано в печать 4.12.86. М-15323.
Формат 60×90. Бумага тип. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 3.1. Уч.-изд. л. 3,5.
Тираж 700 экз. Темплан 1986, поз. 256. Зак. 183. Цена 15 коп.
ЛПИ имени М. И. Калинина. 195251, Ленинград, Политехническая, ул., 29.

Типография ВСОК ВМФ