

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное агентство по образованию

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

В.А. Бузин

ОПАСНЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

*Рекомендовано Учебно-методическим объединением
по образованию в области гидрометеорологии
в качестве учебного пособия
для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по специальности «Гидрология»
направления подготовки «Гидрометеорология»*



Санкт-Петербург
2008

УДК 556.02

Бужин В.А. Опасные гидрологические явления. Учебное пособие. – СПб.: изд. РГГМУ, 2008. – 228 с.

ISBN 978-5-86813-220-9

Рассматриваются гидрологические явления, относящиеся к категории опасных, такие, как наводнения, зажоры и заторы льда, наледи, сели, снежные заносы и лавины, обрушения берегов. Обсуждаются закономерности их формирования и динамики, времени и места наступления, а также возможные последствия. Излагаются методы наблюдений, расчета и прогноза опасных гидрологических явлений, а также способы борьбы с ними.

Предназначено для студентов гидрологического факультета, обучающихся по специальности «Гидрология», аспирантов и научных сотрудников.

Рецензент: С.А. Лавров, д-р техн. наук (Государственный гидрологический институт)

Buzin V.A. Dangerous the hydrological phenomena. St.Petersburg. RGGMU, 2008. – 228 p.

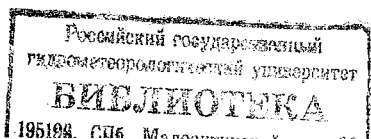
The reviewer: S.A. Lavrov. Dr.Sci.Tech. (The State hydrological institute)

The hydrological phenomena are examined which interfere with economic activities, cause material damage and even threaten human life, such as floods, hanging ice dams and ice jams, aufeis, mudflows, snow drifting and avalanches, bank caving. The regularities of their formation and dynamics, timing and location of these phenomena are discussed, as well as their possible consequences. The methods of observations, calculations and forecasts of the dangerous hydrological phenomena are presented, as well as the ways to control them. The manual is intended for undergraduate students specializing in Hydrology, PhD students and researchers.

ISBN 978-5-86813-220-9

© Бужин В.А., 2008

© Российский государственный гидрометеорологический университет (РГГМУ), 2008



42.4.1388

ВВЕДЕНИЕ

К опасным явлениям относятся явления природы, мешающие хозяйственной деятельности человека, наносящие ему материальный ущерб и даже угрожающие его жизни. Явления считаются стихийными или особо опасными, если из-за своей интенсивности, района распространения и продолжительности они наносят особо значительный ущерб.

Среди гидрологических явлений к опасным следует отнести [20]:

- *высокие уровни воды* (при половодьях, дождевых паводках, заторах льда, зажорах, ветровых нагонах) – уровни, при которых возможно затопление пониженных частей городов, населенных пунктов, посевов сельскохозяйственных культур, автомобильных дорог или повреждение крупных промышленных и транспортных объектов;

- *раннее замерзание и позднее вскрытие* судоходной реки, водохранилища или озера, повторяющееся не чаще чем 1 раз в 10 лет; *появление льда*, непроходимого судами и ледоколами в период навигации на судовых трассах; *интенсивный ледоход*, угрожающий напором льда на речные гидротехнические сооружения и их разрушением; *внутриводный лед*, забивающий водозаборные сооружения;

- *наледь*, слоистые ледяные массивы, приводящие к подпору воды в реках и затоплению прилегающей территории холодной водой, а также разрушающие различного рода сооружения путем статического и динамического давления наледного льда на них;

- *сели* – *водогазикаменные потоки в горах*, вызванные, сильными осадками, прорывами завальных и моренных озер, угрожающие населенным пунктам, спортивным и санаторно-курортным комплексам, объектам горнодобывающей промышленности, железным и автомобильным дорогам, оросительным системам и другим хозяйственным объектам;

- *снежные заносы и лавины*, также угрожающие населенным пунктам, железным и автомобильным дорогам, линиям электропередачи и другим хозяйственным объектам;

– *оползни и разрушение берегов*, наиболее ярко проявляющееся на вновь созданных водохранилищах, которые угрожают различного рода сооружениям на берегах, в том числе жилым постройкам.

Одной из важнейших проблем социальной и экономической стабильности любого государства является готовность его структур противостоять опасным природным явлениям. При этом существенное значение имеет мониторинг перечисленных выше явлений, то есть наблюдения за ними, их контроль и своевременный прогноз, а также меры, принимаемые для их предотвращения.

Главнейшей задачей учреждений и организаций Росгидромета, осуществляющих оперативное гидрометеорологическое обеспечение хозяйства страны, является составление и доведение до административных органов с максимально возможной заблаговременностью прогнозов (предупреждений) о возникновении стихийных (особо опасных) гидрометеорологических явлений.

Прогнозы и предупреждения о возникновении опасных гидрологических явлений выпускаются по районам своей ответственности Гидрометцентром РФ, гидрометцентрами территориальных управлений по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, гидрометобсерваториями и гидрометбюро. Они составляются по информации, получаемой с гидрометстанций и гидрологических постов, а также по данным метеорологических спутников, в соответствии с действующими наставлениями по службе прогнозов (раздел 3, часть 1) и руководством по гидрологическим прогнозам (выпуски 1–3). При необходимости уточнения времени возникновения, интенсивности или распространения по территории опасного явления составляется уточнение к прогнозу или предупреждению. Когда явление не было предусмотрено ни в прогнозе, ни в предупреждении, а оно уже возникло, составляется оповещение, в котором указывается время начала явления и его интенсивность. При необходимости составляется предупреждение о возможности распространения явления на соседние районы.

В случаях угрозы возникновения опасного явления прогностический орган обязан довести предупреждение письменно, по телефону, телеграфу, факсом или по электронной почте о возможности возникновения явления до административных органов, органов Министерства по ГО и ЧС, а также заинтересованных организаций и учреждений.

По окончании явления проводится совместно с представителями администрации и МЧС обследования (маршрутные, авиационные) района распространения явления и последствий его воздействия на хозяйственную деятельность, состояние сооружений.

Учеными-гидрологами много сделано для познания опасных гидрологических явлений. Так, созданы методы инженерных расчетов их характеристик редкой повторяемости. В стране, как уже отмечено выше, функционирует служба информации и прогнозов, накоплен большой практический опыт расчетов и прогнозов. Однако приходится считаться с тем, что изучение опасных гидрологических явлений сопряжено с немалыми трудностями. Ведь они случаются весьма редко и уже только поэтому трудно поддаются детальному изучению в природных условиях. Эти явления, как правило, многофакторные, и роль отдельных факторов в каждом отдельном случае неодинакова. Существующая сеть гидрологических постов, предназначенная в основном для режимного учета стока воды, к сожалению, не решает задачу мониторинга большинства опасных гидрологических явлений. Изучаемые события порой разыгрываются на огромных пространствах, поэтому наблюдения в отдельных точках не всегда показательны. Наконец, для большинства опасных гидрологических явлений характерна чрезвычайная динамичность процессов, неопределенность времени и места наступления, а также неоднозначность последствий. Зачастую не спасает положение и данные наблюдений с искусственных спутников Земли. Поэтому многие гидрологические явления имеют неожиданный характер, что обуславливает большие материальные потери и нередко человеческие жертвы.

В настоящем учебном пособии обобщены, систематизированы и в простой форме изложены современные представления о географии, физике, методах расчета и прогноза опасных гидрологических явлений. Назначение его – заполнить те ниши в знаниях студентов об этих явлениях, которые остались после курсов лекций по общей гидрологии, гидрофизике и гидропрогнозам.

1. НАВОДНЕНИЯ

1.1. Основные понятия о наводнениях, их опасности и риске

В гидрологическом словаре А.И. Чеботарева [27] дается следующее определение: наводнение – это «затопление водой местности в пределах речной долины и населенных пунктов, расположенных выше ежегодно затопляемой поймы, вследствие обильного и сосредоточенного притока воды в результате снеготаяния или дождей или вследствие загромождения русла льдом (весной) или шугой (осенью). К особому типу наводнений относятся наводнения, вызываемые ветровым нагоном воды в устьях рек». Из всех видов стихийных бедствий наводнения на реках занимают первое место по суммарному среднегодовому ущербу. В России угроза наводнений висит над 400 городами и тысячами поселков и сельских населенных пунктов.

Речные долины и поймы рек предназначены природой для пропуска так называемой большой воды. Однако человек всегда селился на речных берегах, так как река служила и служит ему средством сообщения, источником водоснабжения, энергии, орошения, а также местом отдыха. Преимущество расположения городских и сельских построек, а также промышленных площадок на более низких отметках бесспорно и очевидно. В этом случае сокращаются капиталовложения на строительство гидротехнических сооружений, уменьшаются напоры при водоснабжении предприятий и жилых зданий, сокращаются расходы на организацию хозяйства пристаней судов и т. д. Поэтому многие поймы, несмотря на угрозу затопления, все же застроены. Тем самым, человек подвергал и подвергает свои строения и себя риску оказаться рано или поздно в воде. Таким образом, наводнение является, прежде всего, результатом конфликта человека с природой на урезе воды, т.е. это явление не только гидрологическое, обусловленное водным режимом реки, но и социально-экономическое.

Различают потенциальную опасность наводнений по гидрологическим причинам и риск наводнений или потенциальную опасность (угрозу) для освоенной человеком территории. Есть еще понятие «уязвимость общества от наводнения».

Потенциальная опасность наводнений по гидрологическим причинам, т.е. без учета социально-экономического фактора, определяется степенью неожиданности и высотой затопления водой местности. Чем реже наводнение, тем больше его опасность. Вероятность наводнений зависит от высоты поймы и наивысшего уровня воды. При низкой пойме наводнения могут быть почти ежегодно. В этом случае даже при высоких исторических уровнях воды опасность наводнений, как правило, невелика, поскольку они ожидаются.

Количественной мерой потенциальной опасности наводнений по гидрологическим причинам является величина D , определяемая по выражению

$$D = (H_{\text{макс}, 1\%} - H_{\text{п}}) (1 - p_{\text{з.п}}), \quad (1.1)$$

где $H_{\text{макс}, 1\%}$ – максимальный уровень воды 1%-ной вероятности превышения; $H_{\text{п}}$ – отметка начала затопления поймы; $p_{\text{з.п.}}$ – вероятность затопления поймы в долях единицы.

Риск – это математическое ожидание потерь [3]. Он может быть определен как произведение вероятности наступления нежелательного события, в частности, наводнения (p) на меру ожидаемого ущерба или людских потерь (M), т.е.

$$R = p M. \quad (1.2)$$

Общий ущерб от наводнений складывается из затрат на предупредительные меры (C) и не предотвращенные потери (n), которые могут быть аппроксимированы функцией от уровня воды или глубины затопления поймы. Еще одним ее аргументом является повторяемость наводнений ($p_{\text{з.п.}}$), определяющая степень неожиданности явления. Размеры ущерба при наводнениях зависят еще от продолжительности стояния опасных уровней, площади затопления, времени затопления (весной, летом, зимой), своевременности прогноза, организованности населения. Однако, несомненно, что чем более освоена человеком территория, тем больше материальный ущерб в пересчете на один гектар затопленной площади. В особенности это относится к старым многоэтажным городским застройкам.

Не предотвращенные потери от наводнений различают прямые и косвенные. Виды прямого ущерба:

– повреждение и разрушение жилых и производственных зданий, железных и автомобильных дорог, линий электропередачи и связи, мелиоративных систем и пр.;

– уничтожение и порча сырья, топлива, продуктов питания, кормов, удобрений и пр.;

– затраты на временную эвакуацию населения и перевозку материальных ценностей в незатопляемые места;

– гибель скота и урожая сельскохозяйственных культур;

– смыв плодородного слоя почвы и занесение почвы песком.

Виды косвенного ущерба:

– затраты на приобретение и доставку в пострадавшие районы продуктов питания, питьевой воды при изобилии загрязненной воды, строительных материалов, кормов для скота и пр.;

– сокращение выработки продукции;

– ухудшение условий жизни населения;

– невозможность рационального использования территории;

– увеличение амортизационных расходов по содержанию зданий в нормальном состоянии.

Прямой и косвенный ущерб обычно находятся в соотношении 70 и 30%.

Все перечисленные виды ущерба от наводнений достаточно хорошо известны. Менее известно, что наводнение порой сопровождается пожарами: в прошлом из-за топившихся печей, в настоящее время – вследствие обрывов и короткого замыкания электрических кабелей и проводов. Мало известно и то, что здания, периодически попадающие в зону затопления, теряют капитальность, повреждаются гнилью дерево, отваливается штукатурка, выпадают кирпичи, подвергаются коррозии металлические конструкции и пр., а главное – из-за разжижения и размыва грунта под фундаментом происходит неравномерная осадка зданий и, как следствие, появляются трещины. Из-за неравномерной осадки грунта происходят частые разрывы канализационных и водопроводных труб, электрических, телевизионных и прочих кабелей. При сравнительно частых затоплениях (1 раз в 3–4 года) срок межкапитального ремонта кирпичного здания уменьшается на 15 лет, а стоимость ремонта обходится в три раза дороже. После каждого значительного затопления балансовая стоимость деревянного здания падает на 5–10 %, а шоссе и железной дорог – на 8–12 %. Современный город с асфальтированными

ми улицами, зданиями из кирпича и железобетона более чувствителен к наводнению, чем старый город с почти сплошь деревянными строениями. В крупных городах удельный материальный ущерб от наводнения на один гектар затопленной площади больше в 5 раз и более, чем в небольших населенных пунктах.

Если материальный ущерб от наводнений в городе связан главным образом с площадью, глубиной и, отчасти, продолжительностью затопления, то для сельского хозяйства решающее значение имеют время (сезон) и продолжительность затопления. Всякое затопление сельскохозяйственных культур приводит к вытеснению воздуха из почвы. Поскольку в этом случае в почве прекращается газообмен и в воду поступает углекислота от корней растений, они отравляются собственными выделениями. Это и служит главной причиной падения урожайности и даже гибели растений в результате наводнения.

Весеннее затопление речных пойм в целом благоприятно для растительного мира. Однако применительно к сельскохозяйственному производству здесь есть свои пределы. Чрезмерно длительное стояние полной воды (10–30 суток) приводит к трансформации лугов в сторону болотного типа с низкой кормовой и хозяйственной ценностью трав.

Высушенное сено с участков, где затопление было длительным, скот вообще не ест, так как после 10–12 дней затопления резко увеличивается процент жестких трав.

Помимо главной причины – длительности затопления, имеют значение высота слоя воды, ее мутность, температура, скорость течения, наконец, вид и фазы жизнедеятельности растений. Так, ущерб резко возрастает при глубине затопления свыше 0,4–0,5 м. В пору цветения ущерб намного больше, чем в пору созревания.

Все культурные растения, за исключением риса, обладают большей чувствительностью к летнему затоплению, чем к весеннему. Так, в случае затопления теплой водой, люцерна погибает через 2–3 дня, а весной при затоплении холодной водой выдерживает 10–15 дней. Ущерб от летних затоплений варьирует в чрезвычайно широких пределах.

Растительные сообщества на высоких отметках более чувствительны к длительному затоплению, чем на низких отметках.

Кратковременное затопление не вредит лесу. Деревья, которые затапливались с молодого возраста, намного устойчивее, чем изредка затапливаемые взрослые деревья. В целом с повышением температуры воды устойчивость деревьев к затоплению падает. Деревья чувствуют себя в стоячей воде хуже, чем в проточной. Особенно долго могут стоять в воде (до 3–5 месяцев) ольха, береза и ива.

При наводнениях редкой повторяемости происходят мощные русловые переформирования. Появляются новые рукава и углубляются существующие. Частично, а иногда и полностью смывается верхний слой почвы на распаханых участках поймы там, где русловый и пойменный потоки пересекаются под острым углом. Русло заносится илом и песком.

Установив потери « n » при наивысшем уровне воды, можно рассчитать максимально возможный риск:

$$R_{\text{макс}} = p (n S + C)_{\text{макс}}, \quad (1.3)$$

где p – вероятность превышения максимального уровня воды H_p , в долях 1; S – площадь затопления застроенной территории при уровне H_p , км²; $C = 0$, если противопаводковые мероприятия не проводятся.

Для количественной оценки угрозы наводнения (опасности наводнения на конкретном речном участке с учетом социально-экономического фактора) необходимо рассчитанное значение риска сравнить с критериальным значением $R_{\text{кр}}$, превышение которого приводит явление в разряд опасного. Если $R_{\text{макс}} > R_{\text{кр}}$, то риск недопустимый, а если $R_{\text{макс}} \leq R_{\text{кр}}$ – приемлемый. Значения $R_{\text{кр}}$ различны для конкретных географических и хозяйственных объектов. Вопрос об определении и обосновании опасного уровня воздействия относится не к научным вопросам, а к проблемам лиц, принимающих решения, и общества в целом.

Для каждого города в соответствующем территориальном управлении по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды или в подчиненной ему гидрометеорологической обсерватории известны так называемые критические уровни воды. Критический уровень – это уровень по ближайшему гидрологическому посту, с превышением которого начинается затопление данного города. Могут быть несколько значений критического уровня, характеризующих последовательность затопления города по мере повышения уровня воды в реке.

Для нескольких десятков городов в органах МЧС имеются также карты затопления при двух-трех значениях уровня. Такие карты вычерчиваются по данным аэрофотосъемок разливов или путем отбивки соответствующих высотных зон по крупномасштабным топографическим картам. Карты затопления служат основой для построения кривой площадей, т. е. для связи между уровнем воды в реке и площадью затопления города.

Представление о том, что следует считать наводнением, меняется со временем. Поясним это на примере Петербурга. В первые годы существования города (1703–1720 гг.) подъем воды в устье р. Нева всего на 130–150 см над ординаром уже представлял опасность. В конце XVIII – начале XIX в. угроза возникала только при подъеме воды на 150–170 см; в настоящее время такие подъемы проходят незамеченными, так как город поднялся благодаря подсыпке территории земель, вынутой при рытье каналов и углублений рек, выгрузке балласта с кораблей, прибывающих в порт, мощению улиц и площадей, а затем их асфальтированию. Затопление окраинных парков и садов, пустырей и других понижений начинается сейчас лишь при подъеме воды на 180–200 см, а некоторых жилых кварталов – на 200–210 см.

Для городов необходимо различать понятия «подтопление» и «затопление». В первом случае вода проникает в подвальные помещения из-за подпора грунтовых вод по разного рода засыпанным канавам и траншеям, в которых заложены тепловые, водопроводные и иные сети, имеющие выходы в реку в пределах города. Во втором случае местность покрывается слоем воды той или иной высоты.

Последовательность затопления отдельных частей города определяется их высотным положением относительно реки. Типичная картина такова: сначала заливаются подвальные помещения; потом затопливаются дворы, которые почти всегда ниже, чем улицы и площади; далее заливаются мостовые, тротуары и первые этажи зданий.

Применительно к нуждам сельского хозяйства детализация критических уровней производится в соответствии с общей для всех речных пойм последовательностью затопления. При этом достаточно выделить три критических уровня: 1) уровень начала выхода воды через прорывы в низины поймы, 2) средний уровень центральной части поймы и 3) уровень полного затопления поймы (принимается

равным отметке прируслового вала). На подавляющем большинстве равнинных рек наиболее ценные в сельскохозяйственном отношении центральные части пойм чаще всего полностью заливаются при уровне более низком, чем средний многолетний максимальный уровень.

Многолетний опыт свидетельствует о том, что материальный ущерб от наводнений существенно уменьшается при наличии заблаговременного гидрологического прогноза, хорошо налаженной службы информации, высокой организованности населения.

При систематическом использовании прогнозов наводнений и применении мер защиты стоимостью «С» остаточные не предотвращенные потери рассчитываются по формуле:

$$N = \varepsilon (n S + C), \quad (1.4)$$

где ε – коэффициент потерь, изменяющийся от 0 (когда все потери предотвращены) до 1 (когда потери максимальны). Он зависит от точности прогноза максимального уровня, выражаемой отношением фактической погрешности предсказания (δ) к допустимой ($\delta_{\text{доп}}$). Если $\delta/\delta_{\text{доп}} < 0$, то значение ε находится в пределах от 1 до 0, а если $0 < \delta/\delta_{\text{доп}}$, то оно близко к 0, из чего следует, что потери в случае превышения ожидаемого уровня всегда меньше, чем при занижении. В первом случае они сводятся только к издержкам на противопаводковые мероприятия и мероприятия по адаптации к ожидаемым неблагоприятным условиям. Во втором случае материальный ущерб может достичь максимума.

От противопаводковых мероприятий можно полностью отказаться, когда

$$H_{\text{макс, прогноз}} + 2 s < H_{\text{кр}}, \quad (1.5)$$

где s – средняя квадратическая погрешность прогноза, см; $H_{\text{макс, прогноз}}$ – спрогнозированный максимальный уровень воды, см; $H_{\text{кр}}$ – отметка начала затопления защищаемой территории, см.

При оценивании риска наводнения, наряду с экономическими факторами, важную роль играют социальный и экологический аспекты. С социальным аспектом восприятия последствий наводнений связан термин «уязвимость» – возможность и способность общества противостоять риску наводнений: способно ли данное общество самостоятельно справиться с последствиями наводнения,

или требуется помощь на муниципальном, федеральном или международном уровне. Так, к примеру, ущерб от конкретного наводнения в 1 млн долл. не представляет проблемы для богатой страны или богатого сообщества, готового к риску наводнения, тогда как может лишить всяких перспектив развития или даже существования сообщество, пострадавшее от наводнения в бедной стране, где население не получает компенсации от государства. Поэтому понятие «уязвимости» общества к наводнениям наряду с понятиями «опасность» и «риск» играет существенную роль для принятия решений в мероприятиях по борьбе с наводнениями и смягчению их последствий, т.е. снижению риска до приемлемого уровня (управление риском).

1.2. Классификация наводнений и их распространение на реках России

По причинам и механизму формирования различают пять видов наводнений:

1. *Наводнения, связанные с прохождением очень большого для данной реки расхода воды.* Такие наводнения случаются в период весеннего снеготаяния, при выпадении обильных ливневых и дождевых осадков, в случае крушения плотин и при прорывах завальных озер.

2. *Наводнения, вызванные в основном большим сопротивлением, которое водный поток встречает в реке.* Это обычно происходит в начале и в конце зимы при зажогах и заторах льда.

3. *Наводнения, обусловленные как прохождением больших расходов воды, так и значительным сопротивлением водному потоку.* К ним относятся селевые потоки на горных реках и водно-снеговые потоки в балках, оврагах и ложбинах.

4. *Наводнения, создаваемые ветровыми нагонами воды на крупных озерах и водохранилищах, а также в морских устьях рек.*

5. *Наводнения, вызванные переполнением котловин озер и внутренних морей.*

В пределах России преобладают наводнения первой группы (около 80% всех случаев). Они встречаются на равнинных и горных реках, в северных и южных районах. Остальные виды наводнений имеют локальное распространение. Из них наиболее часто наблю-

даются наводнения, обусловленные заторами льда, которые фиксируются на 50% гидрологических постов.

По размерам наводнений и наносимому ими суммарному ущербу Р.А. Нежиховский выделил небольшие, большие, выдающиеся и катастрофические наводнения [16].

Небольшое наводнение приносит незначительный материальный ущерб. Оно почти не нарушает нормального течения жизни людей. Повторяемость примерно 1 раз в 5–8 лет.

Большое наводнение уже сопровождается значительным материальным ущербом. Наносит моральный урон населению. Приходится эвакуировать часть населения. Повторяемость примерно 1 раз в 10–25 лет.

Выдающееся наводнение охватывает крупную речную систему. Почти полностью парализует хозяйственную деятельность человека. Наносит большой материальный урон. Возникает необходимость массовой эвакуации населения. Повторяемость 1 раз в 50–100 лет.

Катастрофическое наводнение распространяется на несколько крупных речных бассейнов. Надолго парализует хозяйственную деятельность человека, сопровождается человеческими жертвами. Повторяемость 1 раз в 100 лет и реже.

Наводнения наблюдаются на большинстве рек России [16]. При этом каждому географическому району страны свойственны определенные типы наводнений, обусловленные тем или иным сочетанием различных факторов.

Наибольшее число наводнений в России отмечается на ее европейской территории, Дальнем Востоке и северо-востоке страны. Объясняется это главным образом более интенсивными атмосферными процессами на окраинах Евразии. При меньшем числе наводнений в Западной и Восточной Сибири по сравнению с ЕТР площади речных бассейнов, на которых они наблюдаются, значительно больше. В среднем за год в результате наводнений затопляется площадь: на ЕТР – 135, в Западной Сибири – 220, в Восточной Сибири – 585 и на Дальнем Востоке – 210 в тыс. км².

На севере ЕТР реки протекают с юга на север, и основной причиной наводнений на них являются ледовые затруднения, наблюдающиеся во время замерзания и весеннего вскрытия. Северная Двина известна мощными заторами в районе дельты: повторяемость наводнения в Архангельске один раз в 3–4 года. В 1961 г. от мощ-

ного затора льда было затоплено около половины города. В 1966 г. за счет образования мощных заторов на Печоре был частично подтоплен Нарьян-Мар.

Наводнения на р. Волхов и весенние подъемы уровня оз. Ильмень периодически затопливают Новгород, Старую Руссу и много мелких населенных пунктов. В паводок 1966 г. площадь оз. Ильмень увеличилась в 2 раза; высокий уровень воды удерживался в течение двух месяцев.

Поймы рек Центрально-Черноземного экономического района густо заселены и насыщены хозяйственными объектами, поэтому ущерб от наводнений в этих районах особенно велик. Наводнения здесь определяются большим снегонакоплением в бассейнах, дружным таянием его и высокими дождевыми пиками.

Наводнениям подвержен участок Дона от Цимлянского водохранилища до устья. Причинами их являются весенние половодья (подъем уровня на 2–5 м) и сгонно-нагонные явления (подъем уровня на 1–1,5 м).

Почти ежегодным затоплениям подвергаются населенные пункты, расположенные по берегам Северского Донца. Здесь берега распаханы почти до уреза воды, пойма реки стеснена различными постройками и сооружениями. Поэтому даже сравнительно не очень высокие подъемы уровня и во время весенних половодий несут угрозу затопления.

Сооружение ряда гидроузлов на Волге, Каме, Доне и некоторых других реках почти полностью ликвидировало опасность значительного затопления территорий в бассейнах этих рек в результате разлива вод в период весеннего половодья, однако теперь в нижних бьефах ГЭС формируются мощные зажоры льда, а в устьях рек, впадающих в водохранилища — заторы.

В бассейнах рек Северного Кавказа отмечаются высокие летние паводки дождевого происхождения, сочетающиеся с интенсивным таянием снега в горах и ледников. На Кубани помимо наводнений по указанным выше причинам известны наводнения, возникающие зимой при стеснении русла реки ледяным покровом. Низовья Кубани подвержены наводнениям, которые чаще всего бывают на участке от Тиховского гидроузла до устья, а также в низовьях рек Лабы и Белой.

Терек и его притоки известны бурными паводками в июле–августе и зимними наводнениями из-за зажоров льда, местных ле-

доставов и других ледовых затруднений. Особенно страдает от наводнений нижнее течение Терека от впадения р. Сунжи до устья, где дно поднялось выше окружающей территории.

На р. Урал бурные половодья обусловлены совпадением времени прохождения пиков половодья самого Урала и впадающих в него притоков – Кумак и Орь. Города Орск и Ново-Троицк, расположенные у впадения этих рек в Урал, страдают от частых наводнений.

В Западной и Восточной Сибири (бассейн Оби, Енисея, Лены) катастрофические наводнения бывают в основном в период весеннего половодья при сочетании больших расходов воды с образованием мощных заторов льда. Вскрытие на этих реках происходит сверху вниз при наличии мощного и еще прочного льда на нижних участках рек и в условиях характерного для Сибири резкого перехода от зимы к весне. Заторные явления на реках Сибири отличаются большой динамичностью. Особенно бурно ледовые процессы проходят в период формирования затора на участке реки перед его очагом. В этой активной зоне имеют место случаи раздавливания льдом речных судов, разрушения и повреждения причалов.

Процессы вскрытия ледяного покрова на Оби и Иртыше отличаются от аналогичных процессов на других крупных сибирских реках, таких, как Енисей и Лена, на которых главную роль в разрушении ледяного покрова играет взлом льда под влиянием паводочной волны, опережающей развитие климатических процессов. На Иртыше и Оби (ниже Новосибирска) наблюдается запаздывание вскрытия по сравнению с притоками, текущими с юга. При поступлении паводочных вод из боковых бассейнов в главных реках уровни бывают уже повышенными из-за вод, приходящих с юга, что создает подпор в устьевых зонах притоков. Обь и Иртыш не только задерживают сброс паводочных вод из притоков: на разных фазах половодья в многоводные годы притоки заполняются водами основной реки. Это приводит к катастрофическим наводнениям в бассейнах притоков. Длительное стояние паводочных вод на притоках вызывает в свою очередь задержку стока из притоков следующего порядка.

Катастрофически высокие уровни в реках бассейна Енисея обусловлены большими снегозапасами в горной части бассейнов рек Абакан и Чулым, дружным таянием, интенсивной заторообразующей деятельностью и дождевыми паводками.

Для рек Забайкалья и, особенно для бассейна р. Селенги, характерны ежегодные заторы льда, что связано с большой протяженностью, извилистостью и резко меняющейся шириной русла. Наивысшие заторные уровни не уступают по величине уровням во время весенних половодий и дождевых паводков. В Улан-Удэ угрожающие подъемы уровня во время ледохода имеют повторяемость, равную 30%. Существенное влияние на характер вскрытия рек Забайкалья оказывает метеорологическая обстановка – частое чередование волн холода и тепла, определяющее затяжной характер весны. Летом реки Читинской области почти ежегодно имеют высокие уровни за счет дождевых паводков, связанных с развитием циклонической деятельности.

42.4. 1388
Основная река Якутии – Лена славится своими заторами, сопровождающимися разливами рек, затоплением прибрежных районов и населенных пунктов. На Лене ущерб наносится также механическим воздействием льда на берега и расположенные на них сооружения. Вскрытие Лены представляет собой почти ежегодно передвижение вниз серии заторов льда. Этот процесс проходит очень бурно и часто сопровождается катастрофическими подъемами уровней воды с нагромождением по берегам масс льда, достигающих в высоту нескольких метров. Наиболее часто заторы образуются у городов Киренск, Ленск, Олекминск и Якутск. У Якутска река разбивается многочисленными островами на протоки, затрудняющие пропуск льда.

Весьма большой ущерб приносят наводнения в бассейне р. Амур и в Приморском крае; эти наводнения вызываются преимущественно летне-осенними дождями, связанными с выходом на Японское море циклонов. В отдельные годы наблюдаются смешанные снего-дождевые половодья. У ряда населенных пунктов они проходят во время весеннего ледохода, при заторах льда. Средняя повторяемость обычных наводнений в этом районе – раз в два года. Большинство наводнений наблюдается в августе – начале сентября, реже во второй половине июля. Размеры наводнений и их последствия определяются наличием широких речных долин с пойменными террасами, незначительно возвышающимися над меженным уровнем воды. Наводнения в бассейне Амура особенно опасны из-за своей внезапности и почти не поддаются долгосрочным прогнозам. Они наблюдаются ежегодно, иногда ~~не два раза в год~~ в бассейнах

рек Уссури и оз. Ханка в среднем ежегодно бывает 1 катастрофическое наводнение, 2 больших и 5 малых наводнений. Наиболее длительные наводнения бывают в низовьях правобережных притоков Уссури и рек, впадающих в оз. Ханка. В отдельные годы под влиянием продолжительных ливней, охватывающих одновременно огромные территории, расходы в 10–12 раз превышают средние, а уровни поднимаются на 10–12 м выше меженных.

На п-ве Камчатка высокие уровни рек чаще всего обусловлены большими снегозапасами и интенсивным таянием снега, а на о-ве Сахалин катастрофические наводнения имеют место в годы, когда на волну весеннего половодья накладывается дождевой паводок.

На реках нашей страны зарегистрировано немало выдающихся и даже катастрофических наводнений. Тем не менее, они не достигали столь грандиозных размеров, как на реках: По и Арно в Италии, Янцзы и Хуанхэ в Китае, Ганге и Брахмапутре в Индии, Миссури и Миссисипи в США, Амазонке в Бразилии. Главная причина такого различия заключается в особенностях климата. На большей части нашей страны наводнения приурочены к весеннему половодью, а на Дальнем Востоке – к периоду летних муссонных дождей. Иными словами, наши наводнения повторяются в один и тот же сезон года, о них знают, их ждут. На всех же названных зарубежных реках наводнения, вызывающие бедствия, обусловлены обильными дождевыми и ливневыми осадками, место и время выпадения которых заранее неизвестно. Имеет значение и меньшая хозяйственная освоенность пойм в России (кроме южных районов нашей страны) по сравнению с зарубежными странами.

1.3. Теория наводнений

Наводнения в большинстве своем являются результатом образования и прохождения в водоеме или водотоке волны. Для предупреждения населения об опасности наводнения нужно знать момент прихода и высоту волны, обуславливающую наводнение. Теория дает возможность предвычислить эти важные характеристики наводнения.

Как правило, волнообразное движение вод при наводнениях описывается теорией длинных гравитационных поверхностных волн. Они называются гравитационными по преобладающему зна-

чению силы тяжести в противоположность упругим волнам, для которых тяготение не играет никакой роли. Поверхностными их называют в отличие от внутренних волн – колебаний горизонтальных слоев воды разной плотности. Основу теории длинных гравитационных поверхностных волн для мелкой воды, т. е. когда изменением скорости по глубине пренебрегают, составляют, согласно Пясковскому Р.В. и Померанцу К.С. [21], следующие уравнения:

$$\frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\partial(vh)}{\partial x} + \frac{\partial(uh)}{\partial y} = q, \quad (1.6)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} + u \frac{\partial v}{\partial y} + g \frac{\partial Z}{\partial x} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p_o}{\partial x} + \frac{\tau_{xz} - \tau_{xo}}{h}, \quad (1.7)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + v \frac{\partial u}{\partial x} + u \frac{\partial u}{\partial y} + g \frac{\partial Z}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p_o}{\partial y} + \frac{\tau_{yz} - \tau_{yo}}{h}, \quad (1.8)$$

где Z – высота уровня воды над условной отметкой (как правило, в м БС); t – время (с); v и u – составляющие скорости течения по оси продольной оси x и поперечной оси y (м/с); g – ускорение свободного падения (м/с²); ρ – плотность воды (кг/м³); p_o – атмосферное давление (Н/м²); τ_{xz} , τ_{yz} , τ_{xo} и τ_{yo} – касательные напряжения на свободной поверхности и на дне (Н/м²), т.е. влекущая сила ветра и сопротивление от трения водного потока о дно, отнесенные к единице площади; $q(x, t)$ – суммарный сток воды притоков распределенного бокового стока с берегов, а также стока грунтовых вод.

Уравнение (1.6) носит название уравнения неразрывности, а уравнения (1.7) и (1.8) называются уравнениями динамического равновесия. Они описывают движение и изменение волн под действием изменяющихся условий – внешних вынуждающих воздействий: ветра, притока воды в русла рек и рельефа дна. Самая общая задача для уравнений (1.6)–(1.8) отвечает условиям ветрового нагона. Для волн в речном потоке оказывается несущественным воздействие атмосферы в виде градиентов атмосферного давления и касательного напряжения ветра. Движения длинных волн в реке можно рассматривать как свободные, за исключением только тормозящего влияния вязкости. Волны прорыва представляет собою трансформацию некоторого начального импульса. Определение его характе-

ристик является самой сложной, и самой важной проблемой изучения и моделирования волн.

Чтобы рассчитать уровень и расход воды за определенный период времени, нужно сформулировать соответствующую краевую задачу, задать начальные условия, запрограммировать все алгоритмы. Так строится математическая модель волны, которая по заданным морфометрическим характеристикам водного объекта и действующим факторам (причинам) может более или менее точно воспроизвести наблюдавшийся или предсказать ожидаемый разлив воды.

Краевые условия определяются типом движения на водном объекте. Берега представляют практически непроницаемую преграду для воды. Здесь полагают условие, что нормальная к берегу компонента скорости равна нулю. На открытых границах водоема (например, в проливах) для ветрового нагона требуется задать значение этой нормальной компоненты во все моменты времени решения. Для речного потока можно ограничиться заданием высоты уровня во входном створе.

Для естественных водоемов обычно неизвестно распределение уровня и скоростей течений в начальный момент. Поэтому при расчете ветровых нагонов приходится использовать однородные начальные условия: $v = u = Z = 0$. Часто можно подобрать начальный момент решения так, чтобы эти условия не слишком противоречили действительности. В реке, где течение воды всегда есть, начальные условия устанавливают обычно либо по данным измерений, либо решая вспомогательную задачу, предполагая поток стационарным.

Для речного паводка, а в некоторых специальных случаях и для других движений воды можно использовать уравнения только с одним продольным пространственным измерением. Одномерное приближение для реки, ширина которой обычно в сотни и тысячи раз меньше длины, вполне достаточно. Те особенности речного потока, которые не укладываются в рамки одномерной динамики (кривизна потока и поперечные циркуляции в нем), а также проблемы, связанные с извилистостью естественных русел не очень сильно влияют на результаты расчета паводков.

Уравнения для реки легко получить из полной системы уравнений длинных гравитационных поверхностных волн для мелкой воды (1.6)–(1.8). Требуются лишь два дополнительных предположения: во-первых, о том, что поперечная скорость, а значит, и расход

u и h равны нулю и, во-вторых, о том, что продольная скорость не изменяется в плоскости каждого живого сечения. Первое требование устраняет двухмерность течения и все эффекты, связанные с поперечной циркуляцией. Второе, по существу, лишь незначительно расширяет основное свойство теории мелкой воды – постоянство скорости вдоль вертикали.

Предположения исключают второе уравнение динамики для компоненты скорости u , а также соответствующий член в уравнении неразрывности (1.6). Постоянство скорости по вертикали позволяет точно проинтегрировать оставшиеся два уравнения по площади живого сечения ω , что приводит при $L \geq B$ к уравнениям следующего вида:

$$B \frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q, \quad (1.9)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \frac{Q^2}{\omega} + g\omega \frac{\partial Z}{\partial x} = -B\lambda \frac{Q|Q|}{\omega^2}. \quad (1.10)$$

Здесь расход воды $Q = \int_0^{\omega} v d\omega$, м³/с; B – ширина свободной поверхности воды, м; ω – площадь живого сечения, м²; λ – безразмерный коэффициент сопротивления.

Уравнения (1.9)–(1.10) впервые были сформулированы почти одновременно Буссинеском и Сен-Венаном (опубликованы тем и другим в 1871 г.) и с тех пор в разных модификациях носят имя этих исследователей. Буссинеск получил их из уравнений гидродинамики, а Сен-Венан составил непосредственно для элемента русла.

В уравнении неразрывности (1.9) первый член – скорость изменения площади живого сечения, второй – характеристика горизонтальной неравномерности потока. В реке изменения уровня воды происходят, прежде всего, при увеличении стока воды с водосбора. В результате изменяется объем воды в русле. Уравнение неразрывности для течения со свободной поверхностью выражает связь скорости изменения высоты этой поверхности, т. е. уровня воды в реке, с изменением расхода воды вдоль русла. Например, если выше по течению расход больше, чем в расчетном створе, то площадь водного сечения в створе должна увеличиться, чтобы пропустить возрас-

тающий объем воды, а увеличение площади сечения может произойти только за счет повышения уровня (если, конечно, не считать русловые деформации, которые в большинстве случаев происходят намного медленнее движений свободной поверхности). При уменьшении расхода выше по течению картина будет обратной.

Уравнение (1.10) представляет баланс интегральных ускорений, что видно по размерности. Эти ускорения соответствуют главным силам, действующим на элемент руслового потока. Первые два члена в уравнении выражают силу инерции элементарного объема жидкости, третий член — составляющую силы тяжести, касательную к свободной поверхности, проинтегрированную по площади сечения ω . В правой части стоит выражение, отражающее интегральную силу сопротивления.

Уравнение неразрывности, т.е. сохранения объема, и уравнение, выражающее динамическое равновесие, и составляют систему для определения двух неизвестных функций: расхода и высоты свободной поверхности по всей длине исследуемого участка реки и во все моменты нужного промежутка времени.

Уровень в реке может колебаться в пределах, не превышающих 20 м. Ширина реки изменяется при этом в десятки раз и, соответственно, меняется площадь живого сечения. Поэтому площадь живого сечения (ω) и, особенно, ширина свободной поверхности воды — суть функции высоты уровня Z : $\omega = \omega(Z)$ и $B = B(Z)$. Форма этой площади довольно сложна, так что лишь в исключительных случаях функции $\omega(Z)$ и $B(Z)$ удастся выразить аналитически.

В устьевой области реки или водохранилище часто вообще можно пренебречь изменением объема элементарного столбика воды за счет изменения высоты уровня, т.е. считать ширину не меняющейся со временем. По крайней мере, можно пренебречь тем объемом воды, который заливает прибрежную сушу при наводнении, т.е. считать берега вертикальными стенками. Действительно, даже в мелководной Невской губе при довольно большом подъеме уровня объем разливающейся воды составляет несколько процентов от объема в вертикальных стенках. Поэтому в одномерной модели губы можно просто положить

$$\omega = \omega_0 + B\Delta Z,$$

где $B = \text{const}$ (в смысле независимости от Z , но не от x).

1.4. Расчет и прогноз движения и трансформации волн перемещения

Для расчета нужно прежде всего исследуемый участок русла реки соотнести с некоторой пространственно-временной областью в плоскости xOt . Пусть это участок длиной L . Верхний по течению конец его совместим с началом координат $x = 0$. Это сечение называется входным створом, а сечение при $x = L$ – замыкающим створом. Между этими границами следует установить путем промеров достаточное количество значений функций $B(Z)$ и $\omega(Z)$, чтобы их координаты можно было определить в любой расчетной точке x_i и при любой высоте уровня $Z(x_i, t)$.

Известно, как резко меняется глубина от плесов к перекатам. Поэтому морфометрические данные предварительно сглаживают на однородных участках.

После того как найдены функции ω и B в задаче расчета половодья и паводка, нужно определить коэффициент сопротивления λ (коэффициент Дарси). В естественном водотоке коэффициент сопротивления зависит от высоты уровня в реке. При его повышении увеличивается смоченный периметр, происходит заливание поймы, и ложем потока становятся прежде сухие берега с наземной растительностью. При этих условиях подбор коэффициента сопротивления осуществляется по тем же уравнениям, которые образуют модель речного потока. Если в уравнении (1.10) опустить член $\frac{\partial Q}{\partial t}$,

т.е. считать течение установившимся, расход водного потока неизменным со временем в каждом сечении, то можно уравнение динамического равновесия разрешить относительно функции $\lambda(x, Z)$:

$$\lambda(x, Z) = -\frac{\omega^2}{Q|Q|B} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{\omega} \right) + g\omega \frac{\partial Z}{\partial x} \right]. \quad (1.11)$$

И тогда, если для стационарного режима течения известны расход $Q(x)$ и продольный профиль уровня $Z(x)$ в реке, то может быть найдено и продольное распределение $\lambda(x)$.

Если располагать достаточным объемом данных об измеренных в реке расходах воды в ряде створов при разных уровнях в стационарных ситуациях, то можно получить эмпирическую функцию

$\lambda(x, Z)$, вполне характеризующую русло в отношении силы сопротивления.

В случае, когда наряду с расходами воды в ряде створов измерялся уклон водной поверхности, то, пренебрегая первым членом суммы правой части уравнения (1.11), т. е. переходя к уравнению Шези, можно обойтись для построения функций $\lambda(x, Z)$ без дифференциального уравнения. Тогда, как делают обычно, рассчитывают

модуль расхода $K = \frac{Q}{\sqrt{I}}$ в зависимости от высоты уровня. Наконец, в самом грубом приближении уклон свободной поверхности заменяют уклоном дна.

Когда функции, определяющие морфометрию и сопротивление русла, установлены, остается назначить начальные условия. Поскольку интерес представляет развитие паводка от самой начальной фазы, решение начинают от состояния стационарного течения в реке, при котором расход постоянен вдоль русла (точнее, он изменяется лишь на величину боковой приточности). Для его определения можно воспользоваться немногими измерениями расходов или найти Q по кривым расходов по измеренному уровню. Но обычно гидрологические посты, где измеряются расходы воды, находятся друг от друга на больших расстояниях, поэтому при интерполяции могут возникнуть большие ошибки в уклонах. Исходя из этого, более точный результат можно получить с помощью все того же уравнения движения, переписав его так:

$$g\omega \frac{\partial Z}{\partial x} = -\frac{\lambda B Q |Q|}{\omega^2} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{\omega} \right), \quad (1.12)$$

Отсюда легко получить:

$$Z_0(x) = Z_0(x_0) - \int_{x_0}^x \frac{1}{g\omega} \left[\frac{\lambda Q |Q| B}{\omega^2} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{\omega} \right) \right] dx, \quad (1.13)$$

где $Z_0(x_0)$ — уровень во входном створе, который нужно измерить.

Решение уравнения (1.13) дает возможность вычислить также и уровень воды в замыкающем створе $Z_0(x_L)$. Если же он известен из наблюдений, то можно определить погрешность, накопившуюся

при численном интегрировании вдоль расчетного участка и ввести поправки в вычисленные значения уровня.

В начальный момент t_0 расход и уровень должны быть известны вдоль всего участка, это будут начальные условия. Для получения решения задачи об определении высоты и сроков наступления половодья или паводка во всех точках расчетного участка реки нужно еще задать значения одной из функций $Z(t)$ или $Q(t)$ для всех $t \geq t_0$ на входном створе и назначить распределенный приток $q(x, t)$. Тогда можно найти единственное решение системы (1.9)–(1.10), т.е. искомое изменение расхода и уровня во всех точках участка за время $t_n - t_0$. Понятно, что такая задача будет отвечать целям прогноза наводнения или паводка только в том случае, когда расход или уровень, а также боковая приточность будут на весь период прогноза известны заранее, т.е. каким-то образом предсказаны. Таким образом, математическая модель сама по себе не содержит никакого прогностического зерна, а лишь перерабатывает одни прогностические данные в другие.

Функции гидрографа входного створа и боковой приточности представляют в поставленной задаче прогностическую информацию. Однако оказывается, что прогноз этих функций – одна из самых сложных задач современной гидрологии. Учитывая, какими сложными путями движется вода, трудно из каких-либо общих положений определить ту долю влаги, которая попадает в ручьи и реки. Для прогноза требуется также знать время, в течение которого вода достигнет замыкающего створа водосборной площади. Его нетрудно определить с помощью описанной выше теории для какой-нибудь одной реки, но определить время добегания воды по бесчисленным ручейкам, речушкам и рекам водосбора невозможно хотя бы потому, что неизвестна их точная морфометрия. Кроме того, время добегания воды зависит от наполнения водотоков. Определение всех исходных величин возможно пока только на основе кропотливого анализа огромного числа измерений всех элементов водного режима: осадков, влажности почвы, испарения, расходов малых водотоков, уровней наполнения озер и болот. Расчет приходится выполнять для огромных пространств. Вместе с тем, закономерности, найденные для одних территорий, можно лишь с большой осторожностью переносить на другие. В настоящее время матема-

тическая модель, основанная на уравнениях (1.9) и (1.10), позволяет рассчитать функцию $Z(t)$ только для отдельных участков рек.

Огромные размеры рек, продолжительность изучаемых процессов и желаемая точность решения требуют больших машинных ресурсов (памяти компьютера и времени решения задачи). Численные эксперименты показали, что для изучения многонедельных процессов с короткими шагами по времени, применение явных вычислительных схем, невозможно. Поэтому эти трудности заставили обратиться к неявным схемам, допускающим многократное увеличение шага по времени. Рассмотрим следующее уравнение динамического равновесия для створа:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -\lambda B \frac{Q|Q|}{\omega^2}, \quad (1.14)$$

в котором по сравнению с (1.9) для простоты опущены все остальные члены. Запишем для него явную схему с числом шагов n :

$$Q_{n+1} = Q_n - \Delta t \frac{\lambda B (Q_n)^2}{\omega^2}, \quad (1.15)$$

где n — число шагов во времени.

Так как знак расхода остается неизменным ($Q > 0$), нетрудно получить условие

$$\Delta t \frac{\lambda B Q_n}{\omega^2} \leq 1 \quad \text{или} \quad \Delta t \leq \frac{h}{\lambda v}, \quad (1.16)$$

где $v = Q / \omega$, $h = \omega / B$.

При $\lambda = 0,005$, $h = 3$ м, $v = 1$ м/с шаг не должен превышать 600 с. Это серьезное ограничение. Оно может быть снято, если вместо (1.15) записать неявную схему:

$$Q_{n+1} = Q_n - \Delta t \frac{\lambda B |Q_n| Q_{n+1}}{\omega^2}. \quad (1.17)$$

1.5. Определение по картам морфометрических характеристик речных участков и картографирование зон затопления

Определение длин и площадей следует производить по топографическим картам, масштаб которых должен соответствовать рекомендациям табл. 1.1. При экстраполяции кривой расходов воды $Q = f(Z)$ необходимо наличие планов или карт масштаба 1:2000–1:10 000.

Таблица 1.1

Масштабы карт, используемые для определения длин рек и площадей зон затопления

Характер местности	Площадь водосбора, км ²			
	< 10	10–50	50–200	> 200
Равнинные, пустынные и заболоченные слаборасчлененные районы	1:10 000	1:25 000	1:50 000	1:100 000
Холмистые, полугорные и горные районы	1:25 000	1:50 000	1:100 000	1:100 000

Ширина реки на картах изображается в одну или в две линии в зависимости от масштаба карты (табл. 1.2). При измерении длины больших рек, когда ширина реки в масштабе карты достигает 1 см и более, длина определяется по проведенной средней линии. Если река разделяется на протоки, средняя линия проводится по более многоводному потоку, который устанавливается по изображению на топографической карте, гидрографическому описанию, лоции или каким-либо другим справочным материалам. В тех случаях, когда река протекает через озеро или водохранилище, в длину реки включается и длина озера (или водохранилища) по средней линии водоема.

Таблица 1.2

Стандарты изображения ширины реки на картах

Изображение реки на карте	Ширина реки (м) на картах масштаба			
	1:10 000	1:25 000	1:50 000	1:100 000
В одну линию	<3	<5	<5	<10
В две линии с промежутком между ними 0,3 мм	3–5	5–15	5–30	10–60
В две линии с сохранением действительной ширины реки в масштабе карты	>5	>15	>30	>60

Уклон водной поверхности может быть определен по карте, как разность отметок уровня воды в ограничивающих створах (верхнем Z_v и нижнем Z_n), отнесенная к длине базиса измерения (ΔL)

$$I = (Z_v - Z_n) / \Delta L, \quad (1.18)$$

где значение уклона выражено в долях от единицы.

Следует иметь в виду, что уклон водной поверхности не является постоянной характеристикой. В зависимости от морфометрического строения русла реки и речной долины его значения с изменением уровня воды могут увеличиваться, уменьшаться и в отдельных случаях при определенных средних глубинах стабилизироваться. Поэтому определение уклонов водной поверхности предпочтительнее производить не по картам, а посредством нивелировки при проведении инженерно-гидрологических изысканий. В особенности это относится к средним и большим рекам, а также, при наличии широких пойм, — к малым.

Необходимо иметь в виду, что чем больше уклон I , тем меньше длина участка ΔL , на котором он определяется, а именно:

$I, \%$	0,5	1,0	4	8	20
$\Delta L, \text{ км}$	2,8	1,4	0,4	0,2	0,1.

При определении характеристик потенциальных зон затопления требования к картографическому материалу напрямую связаны с размерами исследуемых рек и спецификой постановочных задач.

Для беспойменных рек длина исследуемых участков должна составлять не менее 10 полных ширин реки. При этом необходимо, чтобы охват участка реки вниз по течению составлял 75–80% полной длины участка. Общая длина пойменных участков при оценке зон затопления может составлять до 10 полных ширин реки и более для периодов с наибольшими разливами.

Обычно зона затопления заданной обеспеченности (например, 1%-ной) строится в виде линии огибающей зоны затопления отдельных расчетных створов при одинаковом значении обеспеченности. При наводнении 1%-ной обеспеченности находится, таким образом, площадь затопления и количество затопленных сооружений. Однако при значительных по протяженности речных участках часто выделенные совокупности объектов и территорий все вместе затопляются гораздо реже, чем 1 раз в 100 лет. Указанное расхождение

тем больше, чем менее скоррелированы колебания уровня по длине реки, например, из-за приточности. Поэтому при оценке зон затопления больших территорий надо иметь в виду, что зона заданной обеспеченности не равна совокупности локальных зон затопления участков, прилегающих к реке. Заданному уровню многомерной обеспеченности в данном случае отвечают разные сочетания максимальных уровней на отдельных участках на основе условных вероятностей, и задача сводится к нахождению максимума функции затопления по траектории сложных событий.

Исходной характеристикой при расчете подпорных уровней на реках является наивысший уровень воды заданной вероятности превышения в створе гидрологического поста. Перенос рассчитанного максимального уровня заданной вероятности превышения от створа гидрологического поста вверх и вниз по реке производится по кривой подпора. При наличии подробных данных о морфометрии участка кривая рассчитывается по уравнениям неравномерного водного потока, а при отсутствии таких данных по формуле

$$L = 1,5 \frac{\Delta H}{I_0}, \quad (1.19)$$

где ΔH – подъем уровня у источника подпора, м, а I_0 – уклон водной поверхности при отсутствии подпора, промилле (‰, м/км).

В районах с недостаточной гидрологической изученностью для повышения надежности определения исходных морфометрических характеристик и характеристик потенциальных зон затопления целесообразно проводить кратковременные инженерно-гидрологические изыскания. Основными задачами при проведении полевых изысканий являются:

- гидрографическое обследование исследуемого участка реки;
- измерение продольных уклонов водной поверхности и поперечных (для пойменных участков);
- русловые съемки исследуемого участка реки с определением морфометрических характеристик поперечного сечения исследуемого водного объекта в расчетном створе или створах;
- проведение кратковременных гидрометрических наблюдений за уровнями и расходами воды на исследуемом участке реки;
- определение наивысшего уровня воды по меткам УВВ и за исторический период по опросам жителей;

— установление на реках исследуемого района максимальных паводков с целью получения массовой информации о максимальных уровнях воды.

В объем исходной гидрологической информации (первичные материалы) по максимальным расходам и наивысшим уровням воды помимо официальных данных Росгидромета, результатов инженерно-гидрологических изысканий и аэрогидрометрических съемок следует включать все имеющиеся достоверные сведения из архивных и литературных источников со ссылкой на последние сведения.

На больших реках, где с надежностью данных о наводнениях связано обеспечение безопасной жизнедеятельности населения, целесообразно использование информации имеющихся и проведение новых аэрогидрометрических съемок в районе исследования.

1.6. Наводнения в период весеннего половодья

Для большинства рек России характерно весеннее половодье, отличающееся резким повышением уровней воды и значительным поверхностным стоком за счет таяния накопленных зимой запасов снега. Иногда на него накладываются атмосферные снеговые и дождевые весенние осадки.

Обычные половодья на равнинных реках благоприятно влияют на природу: обогащают илом долины, улучшают структуру почв, способствуют развитию богатой растительности на заливных лугах. Однако половодья редкой повторяемости на реках с населенными пунктами и хозяйственными объектами в их пойме приводят к большому ущербу.

Наводнения наблюдаются при прохождении максимального расхода воды. Максимальный расход в период весеннего половодья достаточно тесно связан с объемом стока воды за этот период. Основными переменными во времени факторами, обуславливающими объем весеннего половодья, являются:

- запас воды в снежном покрове перед началом весеннего таяния;
- атмосферные осадки в период снеготаяния и половодья;
- осенне-зимнее увлажнение почвы к началу весеннего снеготаяния;
- глубина промерзания почвы к началу снеготаяния;
- ледяная корка на почве.

На максимальный расход в период весеннего половодья, помимо перечисленных факторов, влияют еще два фактора:

- интенсивность снеготаяния;
- сочетание волн половодья крупных притоков.

Комбинация обуславливающих факторов в том или ином году находит отражение в водном балансе за половодье. Все приходные компоненты водного баланса могут быть непосредственно измерены. Измеряется также сток воды в замыкающем створе. Потери стока соответствуют разности между суммой приходных компонентов и стоком. Главная трудность прогноза объема стока половодья как раз и состоит в том, чтобы в условиях данного года заранее оценить возможные потери стока по факторам, определяющим эти потери.

Для понимания того, при каких условиях бывают наводнения, рассмотрим далее каждый фактор, обуславливающий объем весеннего половодья, в отдельности.

1. Запасы воды в снежном покрове.

Определение истинной величины снегозапасов в бассейне сопряжено с немалыми трудностями, поскольку снег залегаает на местности крайне неравномерно. Причина не только в том, что в разных местах выпадает неодинаковое количество твердых осадков, сколько в том, что ветер переносит выпавший снег с места на место. Перенос снега начинается уже при скорости ветра 5–7 м/с. Снег с открытых поверхностей сносится в различного рода понижения: лощины, балки, овраги, русла рек и ручьев. Некоторое влияние оказывают на снегозапасы и зимние оттепели. При оттепелях снег тает преимущественно в поле и почти не тает в лесу. Соотношение между снегозапасами в поле, лесу, оврагах и пр. меняется от года к году. В среднем, например, в Центральных черноземных областях в узких оврагах снега в 2,5 раза больше, чем в поле, на опушках леса – в 2 раза, в лесу – в 1,3 раза, в лощинах, ложбинах и в руслах рек – в 1,2 раза больше. В отдельные оттепельные и ветреные зимы соотношение может быть существенно иным.

Для определения запасов снега на водосборе снегосъемки производятся один раз в 5 дней вблизи метеорологических станций на характерных для данной местности маршрутах длиной 2 км в поле и 0,5 км в лесу и оврагах. Измерения осуществляются через каждые 10 м, причем на 5–10 измерений высоты приходится одно измере-

ние плотности. Если высоту снежного покрова $h_{\text{сн}}$ выразить в сантиметрах, а плотность ρ в г/см^3 , то снегозапасы в мм составят: $S = 10 h_{\text{сн}} \rho$. Заметим, что ландшафтно-маршрутные снегосьемки выполняются с 1965–1966 гг. До этого на протяжении 25 лет (с 1940 г.) снегосьемки в поле производились по сторонам равнобедренного треугольника, сумма длин сторон которого составляет 1 км. До 1940 г. были иные методики снегосьемок. Поэтому данные о снегозапасах до и после 1965–1966 гг. не вполне однородны, и гидрологам при расчетах необходимо вводить в данные поправки.

Средние снегозапасы бассейна вычисляются как средние взвешенные с учетом доли площади, занятой полем, лесом и овражно-балочной сетью. В свою очередь, средняя величина снегозапасов для поля, так же как для леса и овражно-балочной сети, определяется как средняя арифметическая из данных измерений. Обычно данных о снегозапасах в лесу в 3–5 раз меньше, чем в поле, и это отрицательным образом влияет на точность прогноза наводнения.

Средняя многолетняя величина максимальных за зиму снегозапасов изменяется от 40–50 мм на юге России до 180–200 мм в центральной Сибири. Еще более сильно выраженная территориальная изменчивость характерна для наибольших из максимальных снегозапасов: в европейской части страны они колеблются от 60–80 мм до 300–350 мм.

В декаду наибольшей высоты снежного покрова его плотность большей частью составляет: в европейской части страны – $0,25 \text{ г/см}^3$ в Сибири – $0,23 \text{ г/см}^3$, на Дальнем Востоке – $0,20 \text{ г/см}^3$.

Измерения на маршруте не вполне показательны для бассейна в целом. Например, поблизости от населенного пункта, где расположена метеостанция, может не быть леса и оврагов. Вследствие этого начали применять метод самолетной гамма-съемки. Суть его заключается в следующем. Осенью перед выпадением снега производится съемка радиоактивного фона земной поверхности по заранее выбранным маршрутам. Вторично съемка производится в конце зимы. По степени ослабления радиоактивного излучения (гамма-поля) определяют величину снегозапасов. Погрешность таких измерений составляет 8–10 %. Главная трудность при использовании этого метода связана с определением исходного фона. Важно, чтобы влажность почвы с осени до весны не менялась.

2. Атмосферные осадки в период снеготаяния и половодья.

Весенние осадки, являясь дополнительным источником питания рек, играют весьма важную роль в формировании максимума весеннего половодья. Можно выделить осадки периода снеготаяния и разморзания почвы (X'), а также осадки последующего весеннего периода до конца половодья (X''). Первые обращаются в сток с теми же потерями, что и снегозапасы, вторые – с несколько большими потерями. Если коэффициент стока снегозапасов и осадков $S_{\text{макс}} + X'$ принять за 1,0, то для осадков X'' он составит 0,8 на севере в зоне избыточного увлажнения и 0,5 на юге в зоне недостаточного увлажнения.

Момент оттаивания почвы примерно совпадает с окончанием снеготаяния в лесу, а в безлесных районах оттаивание почвы начинается спустя 5–8 дней после схода снега.

Количество атмосферных осадков за период снеготаяния и разморзания почвы в пределах европейской части России изменяется следующим образом:

Районы	Среднее значение, мм	Наибольшее значение, мм
Северные	25 – 30	70 – 80
Южные	10 – 15	30 – 50

После схода снега сумма осадков иногда оказывается в 1,5–2,5 раза больше, чем в период снеготаяния. Бывают случаи, когда за сравнительно короткий весенний период выпадает намного больше осадков, чем за всю длинную зиму.

3. Осенне-зимнее увлажнение почвы к началу весеннего снеготаяния.

Влажность верхнего слоя почвы толщиной 0,5–1,0 м – фактор потерь талых вод. Это очень изменчивая во времени и в пространстве величина. В низине влажность почвы больше, чем на возвышенных местах. Она существенно различается на песчаных и глинистых почвах, на распаханых и целинных участках, при наличии травяной или древесной растительности и т. д.

Измерением влажности почвы начали заниматься сравнительно недавно (в лесу влажность почвы и сейчас не измеряется), поэтому при прогнозах весеннего половодья широко используются разного рода косвенные характеристики. Самой распространенной из них

является разность между суммарными осадками (X) и суммарным испарением (E) за 2,5–3,0 месяца до устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через 0°C к отрицательным значениям. Разность $X - E$ примерно равна запасу продуктивной влаги в слое 0–50 см. Другая распространенная характеристика – это суммарный сток реки за период октябрь – январь.

Во время зимних оттепелей влажность почвы возрастает настолько, насколько убывают снеготопасы, если, конечно, не возникает зимних паводков. При этом в величину осенней влажности почвы (или в ее косвенную характеристику) вводится соответствующая поправка.

4. Глубина промерзания почвы к началу снеготаяния.

Хорошо увлажненная и глубоко промерзшая почва практически непроницаема для талой воды. Напротив, сухая, неглубоко промерзшая почва впитывает в себя много воды. Внешним признаком влажной промерзшей почвы является то, что она с трудом раскалывается ломом. Сухая же не промерзшая почва сравнительно легко разрыхляется лопатой. Наблюдения на полях показывают, что при глубоком (свыше 60 см) промерзании почвы зимой ее оттаивание весной происходит лишь после освобождения полей от снега. Бывает, что в многоснежную слабо морозную зиму замерзшая с осени почва оттаивает до того, как весной устанавливается положительная температура воздуха. Случается и нечто противоположное. Просочившаяся в почву талая вода замерзает из-за наличия большого запаса холода в почве. И тогда за короткое время образуется запирающий слой почвы.

Слабо промерзшей обычно считают почву с глубиной промерзания до 20 см, а сильно промерзшей – свыше 60 см. Уже при средней глубине промерзания 60 см на ровных полях не остается участков со слабым промерзанием.

Наиболее интенсивное промерзание почвы происходит в начальный период зимы, до того как высота снежного покрова в полях достигнет 10–15 см. Например, если средняя температура воздуха за первую зимнюю декаду равна -5°C , то к концу декады глубина промерзания почвы в поле (d) в зависимости от высоты снежного покрова ($h_{\text{сн}}$) составит:

$h_{\text{сн}}, \text{ см}$	5	10	20	30	40,
$d, \text{ см}$	58	50	40	22	0,

а при температуре воздуха -10°C :

$h_{\text{сн}}, \text{ см}$	5	10	20	30	40
$d, \text{ см}$	140	132	118	105	84.

Глубина промерзания в лесу намного меньше, чем в поле. В частности, для смешанного леса средней густоты имеет место следующее соотношение средних глубин промерзания:

$d_{\text{поля}}, \text{ см}$	10	30	50	70	90	120
$d_{\text{леса}}, \text{ см}$	0	12	24	38	52	76.

Для леса глубина промерзания почвы не такая важная характеристика, как для поля. Лесные почвы обладают громадной скважностью.

Следует подчеркнуть, что процесс инфильтрации воды в мерзлую почву как в поле, так и в лесу чрезвычайно сложный. На него оказывают влияние не только гравитационные и молекулярные силы, под воздействием которых происходит движение воды, но и замерзание просочившейся воды, оттаивание частиц льда, разжижение грунта и пр.

5. Ледяная корка на почве. Зимние оттепели.

Ледяная корка на почве образуется во время коротких, но сильных оттепелей при условии, что почва водонепроницаема. Обычно корка бывает не сплошной и занимает понижения рельефа. Чаще всего запас воды в ледяной корке составляет 5–10 мм (в пересчете на весь бассейн), но бывает и 20–25 мм. В зимы с массовым распространением ледяной корки коэффициент стока очень высокий (0,85–0,90), потери стока минимальные. Ведь талая вода скатывается по ледяной корке, как по асфальту.

6. Интенсивность снеготаяния.

Процесс снеготаяния начинается задолго до наступления положительной температуры воздуха за счет проникающей в толщу снега солнечной радиации. Она способствует оттаиванию частиц снега в поверхностном слое. Вследствие неоднократного замерзания ночью и таяния днем снег превращается в массу бесформенных ледяных зерен, сначала мелких, а затем и более крупных. В дальнейшем кристаллы снега приобретают округлую форму.

На первых порах снег лишь насыщается талой водой. Водоотдача из него начинается только после того, как растает 15–20 % снеготаяния. В последующем, когда плотность снега достигнет $0,32\text{--}0,34\text{ г/см}^3$ разница между интенсивностью снеготаяния и водоотдачи становится небольшой. Обычно основная масса снега стаивает при средней суточной температуре воздуха $\geq +3,5^\circ\text{C}$.

В целом для речного бассейна вне зависимости от природной зоны предельно большие значения интенсивности снеготаяния и водоотдачи следующие:

- для часового интервала времени 5–8 мм/ч, что соответствует среднему часовому модулю расхода воды $1,4\text{--}2,2\text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$;
- в целом за весь период снеготаяния 40–50 мм/сутки или $0,5\text{--}0,6\text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$.

Интенсивность снеготаяния и водоотдачи в отдельной точке можно рассчитать довольно точно методом теплового баланса. Совсем иное положение с речным бассейном в целом, где имеется бесчисленное количество склонов разной экспозиции, длины, угла наклона к горизонту, степени затененности растениями и пр. В таких случаях широко применяется расчет интенсивности снеготаяния с использованием так называемого коэффициента стаивания – слоя талой воды в миллиметрах, приходящегося на один градус средней суточной температуры воздуха. Типичные значения коэффициента стаивания составляют для поля 5,0 мм/сутки на 1°C положительной средней суточной температуры воздуха, для смешанного леса 2,5 мм, для густого хвойного леса 1,5 мм.

Коэффициент стаивания – величина более или менее правильная лишь в целом для всего периода снеготаяния. Для каждого же конкретного дня его значение зависит от типа погоды (солнечная или пасмурная, ветреная или безветренная), от структуры снега (мелко- или крупнозернистый) и пр. Особенно сильное влияние оказывают на него дожди. Благодаря механическому воздействию капли дождя разрушают снежные капилляры и внутриснежные перегородки. Содержащаяся в снеге капиллярная и пленочная вода переходит в гравитационную воду и быстро стекает вниз. В дождливые дни интенсивность снеготаяния возрастает в 1,2–1,4 раза. Определенную роль играет и ветер, который не дает застаиваться холодному воздуху в низинах, а главное, в лесах.

7. Сочетание волн половодий притоков.

Для больших рек немаловажным фактором является то или иное сочетание волн половодья отдельных притоков. Так, в нижней части р. Дон половодье, как правило, имеет двухвершинную форму. Первая волна формируется в бассейне Северского Донца и носит местное название «холодная вода». Вторая волна, или «теплая вода», поступает издалека с верховьев Дона. Сближение сроков прохождения «холодной» и «теплой» воды увеличивает высоту половодья, и наоборот.

В бассейне р. Северная Двина пик половодья наступает, прежде всего, на реках Сухоне и Юге, занимающих крайнее юго-западное положение в бассейне. Затем проходит половодье на реках Ваге, Вычегде и, наконец, на самой северной реке Пинеге. Комбинация этих волн половодья бывает очень разной, что, при прочих равных условиях, либо увеличивает, либо уменьшает максимальный расход половодья.

Основой для долгосрочного прогноза объема половодья (Y) служит эмпирическая зависимость между объемом Y , с одной стороны, и суммой максимальных за зиму снегозапасов и весенних осадков ($S_{\text{макс}} + X'$), а также косвенной количественной характеристикой водопоглотительной способности поверхности бассейна к началу весны — с другой. Для этого надо располагать рядом наблюдений не менее чем за 15–20 лет. Посредством построения локальной зависимости в неявном виде учитываются эти потери и индивидуальные особенности речного бассейна (лесистость, заболоченность, рельеф, состав грунтов и пр.). Кроме того, исключаются систематические ошибки в учете стока воды и в наблюдениях за обуславливающими факторами. Иногда прибегают к установлению территориально общей (фоновой) зависимости для рек какого-либо однородного по физико-географическим условиям района. Это возможно потому, что все величины выражены в миллиметрах слоя. Локальные или фоновые зависимости строятся в двух вариантах: с учетом весенних осадков после схода снега (X'') и без них.

При долгосрочных прогнозах объема и максимума весеннего половодья учет приходных компонентов водного баланса половодья (X' и X'') повсюду осуществляется одинаково. Иное положение с использованием прямой или косвенной характеристики водопо-

глобительной способности поверхности бассейна. Здесь многое зависит от особенностей природной зоны (рис. 1.1).



Рис. 1.1. Районы ЕТР с одинаковым видом зависимостей для прогнозов объема стока весеннего половодья рек [16]:

I, II, III – северная, средняя и южная части лесной зоны; IV и V – западная, центральная и восточная части лесостепной зоны; VI – степная зона.

Район I. Северная часть лесной зоны ЕТР. Ежегодно потери стока почти одни и те же, поскольку из года в год с осени почва сильно увлажняется, а зимой глубоко промерзает. Аргументом прогноза служит лишь сумма зимних и весенних осадков, т. е. прогноз дается по зависимости

$$Y = f(S_{\text{макс}} + X' + KX''), \quad (1.20)$$

где обычно коэффициент $K = 0,5-0,8$.

Район II. Средняя часть лесной зоны. В отдельные годы влажность почвы невелика, глубина же промерзания всегда значительна и поэтому не подлежит учету. Прогностическая зависимость имеет вид:

$$Y = f(S_{\text{макс}} + X' + KX'', \mu), \quad (1.21)$$

где μ — запас продуктивной влаги в верхнем метровом слое почвы, предпочтительно в конце зимы, но можно и в начале зимы. При отсутствии данных о влажности используется ее косвенная характеристика, например сумма разностей $X - E$ в октябре–декабре.

Район III. Южная часть лесной зоны. Отмечается большая изменчивость влажности почвы и глубины ее промерзания (d). Для оценки потерь стока за половодье (P_o) строятся две зависимости: одна $P_o = f(\mu)$ за годы с глубоким промерзанием почвы ($d > 80$ см), другая $P_o = f(\mu, d)$ за годы со средним и малым промерзанием почвы ($d < 80$ см). Сток за половодье (Y) определяется как разность:

$$Y = (S_{\text{макс}} + X' + KX'') - P_o. \quad (1.22)$$

Район IV. Западная и центральная части лесостепной зоны. Характеризуется сравнительно малой изменчивостью осенней увлажненности почвы. Основным фактор потерь — глубина промерзания почвы. Для лет с большой влажностью почвы ($\mu > 300$ мм) строится следующая зависимость:

$$Y = f(S_{\text{макс}} + X' + KX'', d), \quad (1.23)$$

а для лет с малой влажностью ($\mu < 300$ мм) — $P_o = f(\mu, d)$.

Район V. Восточная часть лесостепной зоны. Из года в год глубина промерзания почвы весьма значительна ($d > 60$ см). Главный фактор суммарных потерь — влажность почвы. Устанавливается зависимость вида (1.20). На графике особо отмечаются годы со слабым промерзанием почвы ($d < 60$ см).

Район VI. Степная зона. В этой зоне глубина промерзания и влажность почвы сильно меняются от года к году. Строится график $P_o = f(\mu, d)$.

На Урале и в Западной Сибири, где к концу зимы глубина промерзания почвы всегда велика, главным фактором потерь является

осенняя влажность почвы. Поэтому чаще всего используется следующая зависимость:

$$Y = f(S_{\text{макс}} + X' + K X'', X - E). \quad (1.24)$$

При прогнозе наводнений объем половодья (Y) есть промежуточная величина, и с учетом нужд практики осуществляется переход от предсказанной величины Y к ожидаемому максимальному расходу воды (или уровню $H_{\text{макс}}$) с помощью связи $Q_{\text{макс}} = (Y)$. Обычно эта связь близка к линейной зависимости. Она бывает более тесной для районов с дружным половодьем и менее тесной для районов с недружным половодьем. Чем меньше река, тем слабее связь $Q_{\text{макс}} = (Y)$.

Ежегодно долгосрочные прогнозы объема и максимума весеннего половодья выпускаются для большинства рек России, их заблаговременность — от 1,0 до 2,5 месяцев. Обычно даются два прогноза: основной — в начале периода весеннего снеготаяния, уточненный — после схода снега на полях. Средняя оправдываемость основных прогнозов 75 %, уточненных — 81 %. Если не иметь никакого метода и из года в год указывать норму, т. е. одну и ту же величину, то оправдываемость таких «прогнозов» составила бы 55%. Главная причина сравнительно невысокой оправдываемости — это незнание будущей погоды, прежде всего, количества осадков. Что же касается наводнений, то в этом случае дело облегчается тем, что оправдываемость прогнозов высоких половодий заметно выше, чем средних, а тем более низких половодий (около 85 % для основных прогнозов и 90 % для уточненных).

Русловая сеть бассейнов средних и больших рек преобразует неравномерную во времени и в пространстве подачу воды со склонов в сравнительно плавный ход расходов в замыкающем створе. Учет объема и распределения воды в русловой сети бассейна лежит в основе многих методов краткосрочных прогнозов уровней и расходов воды в период половодья с заблаговременностью до 10–12 суток. В первую очередь, важно правильно определить объем воды в трех-четырех главных реках бассейна. При этом объем воды на выделенных участках этих рек (от 2–3 до 7–10) вычисляется как произведение среднего расхода на время добегания, что равнозначно произведению средней площади поперечного сечения реки на

длину участка. Для целей выпуска прогнозов строится эмпирическая зависимость объема воды в русловой сети (или, как говорят, русловых запасов) в день выпуска прогноза с расходом воды (или уровнем) в замыкающем створе через какое-то число дней. Связи получаются тесными, если за период заблаговременности прогноза приток в русловую сеть незначительный.

Еще один довольно универсальный способ прогнозов заключается в том, что текущие данные наблюдений по стоку малых рек используются для определения притока в крупную русловую сеть (через средний арифметический или средний взвешенный модуль расходов). Затем с помощью предварительно установленной трансформационной функции (кривой времени добегания) величины притока пересчитываются к замыкающему створу бассейна.

На длинных бесприточных участках рек широко применяется также простой и надежный способ краткосрочных прогнозов по соответственным уровням. Основу этого метода составляет графическая связь между уровнем по верхнему посту и уровнем по нижнему постус учетом времени добегания воды.

Инженерный расчет максимальных значений уровней воды с целью определения зон затопления и рисков в отличие от прогноза исходит из неизменности во времени наблюдаемых условий (например, нормальных) и не приурочивается к определенному моменту времени. В результате расчета дается вероятная обеспеченность расчетного уровня в многолетней перспективе (p). Искомый уровень рассчитывается под углом зрения возможного сочетания благоприятных для его формирования условий.

Расчет максимальных расходов и уровней воды, обусловленных весенним половодьем, разной повторяемости при наличии на посту длительных наблюдений сводится к построению и экстраполяции кривой обеспеченности $p(Q_{\text{макс}})$ или $p(H_{\text{макс}})$. Ежегодная вероятность превышения максимальных расходов и уровней определяется по формуле

$$p = \frac{m}{n+1} 100\%, \quad (1.25)$$

где m — порядковый номер членов ряда уровней, расположенного в убывающем порядке, n — общее число членов ряда.

Если ряд, удовлетворяя требованиям Свода правил [17], достаточно большой, то уровень заданной вероятности превышения определяется непосредственно по эмпирической кривой обеспеченности. Если ряд мал, то необходимая экстраполяция до заданной обеспеченности делается графическим способом или с помощью аналитических функций. Предварительно вычисляются параметры этих функций: среднее значение уровня ($\bar{H}_{\text{макс}}$), коэффициенты вариации (C_V) и асимметрии (C_S). При этом надо помнить, что $\bar{H}_{\text{макс}}$ и C_V меняются с изменением нуля отсчета уровней, а коэффициент C_S остается неизменным. Надо заметить, что графический способ экстраполяции предпочтительнее, так как параметры аналитических кривых распределения, не отражая в полной мере условия формирования уровня режима, прежде всего особенности поперечного сечения русла, рассчитываются с большими ошибками. При визуальной экстраполяции обязательно учитывается информация об исторических уровнях воды, получаемая в ходе полевых исследований следов высоких вод, из архивных источников и при опросе местного населения. Используются также данные соседних гидрологических постов, где имеются длиннорядные наблюдения, охватывающие более широкий диапазон колебания уровней.

В случае отсутствия на реке наблюдений используется расчетная формула

$$Q_{\text{макс}} = K_0 Y \delta_{\text{оз}} \delta_{\text{заб}} \delta_{\text{лес}} / (F + 1)^n F, \quad (1.26)$$

здесь Y – слой половодья заданной обеспеченности, мм; K_0 – коэффициент дружности половодья; n – показатель степени редукции; $\delta_{\text{оз}}$, $\delta_{\text{заб}}$, $\delta_{\text{лес}}$ – поправочные множители на озерность, заболоченность и лесистость речного бассейна; F – площадь водосбора, км².

Слой половодья Y обеспеченностью $p = 1\%$ представлен в виде карты изолиний для всей территории России. Имеется также карта коэффициентов вариации C_V , что позволяет по таблицам координат биномиальной функции распределения (принимая $C_S = 2C_V$ получить слой Y любой другой обеспеченности). Карты построены по данным многолетних наблюдений на средних и крупных реках. В засушливых зонах для очень малых водотоков ($F < 200$ км²) вводятся поправки к слою Y . В частности, в лесостепной зоне указанная поправка имеет отрицательный знак (до 40–50%) и регламенти-

руется в зависимости от среднего уклона бассейна. Этим самым учитывается то обстоятельство, что при плоском рельефе местности малые водотоки не дренируют глубокие грунтовые воды.

Коэффициент дружности половодья K_0 по смыслу (но не по абсолютной величине) означает отношение максимального расхода с элементарной площадки в 1–5 км² к объему половодья с этой же площадки. Его устанавливают по аналогии с соседними изученными реками, имеющими сходные физико-географические условия в своих бассейнах. В первом приближении для максимального среднего суточного расхода коэффициент K_0 регламентируется в зависимости от природной зоны и рельефа местности. Если же K_0 умножить на 86,4, то получим долю суточного стока в день максимального расхода в общем стоке за половодье. В тундровой и лесной зонах для элементарной площадки эта доля обычно составляет 10–15%, в лесной и лесостепной зонах – 15–25%, в засушливых степях и полупустынях – 25–40%.

Показатель степени редукции n выражает одну из основополагающих закономерностей гидрологии суши – закономерность убывания модуля максимального расхода $M_{\text{макс}}$ по мере увеличения размера бассейна (по причине возрастающего с увеличением водосбора разнообразия условий снеготаяния, стекания, фильтрации и пр.). В лесной зоне модуль $M_{\text{макс}}$ убывает сравнительно медленно ($n = 0,17$), в степной зоне, напротив, очень быстро ($n = 0,35$). Если принять среднее значение $n = 0,25$, что свойственно лесостепной зоне, то уже для реки с $F = 1000$ км² модуль $M_{\text{макс}}$ уменьшается в 5,5 раза по сравнению с модулем для элементарной площадки в 1–5 км², а для реки с $F = 20\,000$ км² – в 12 раз.

Величина максимального расхода воды зависит от таких физико-географических характеристик речного бассейна, как озерность, заболоченность и лесистость. Эти характеристики выражаются в процентах и соответственно обозначаются $f_{\text{оз}}$, $f_{\text{заб}}$ и $f_{\text{лес}}$. Они способствуют уменьшению максимального расхода, который поэтому домножается на соответствующие поправочные множители $\delta_{\text{оз}}$, $\delta_{\text{заб}}$, $\delta_{\text{лес}}$ меньше 1,0. Особенно сильное влияние на снижение максимума оказывает озерность бассейна:

$f_{\text{оз}}, \%$	2	4	6	8
$\delta_{\text{оз}}$	0,8	0,7	0,6	0,5.

Причем озера, находящиеся в нижней части бассейна, при прочих равных условиях, регулируют сток (т. е. снижают максимум) в большей степени, чем озера, находящиеся в верхней части.

Регулирующее влияние болот в несколько раз меньше, чем озер. Многое зависит от типа болот. Более всего регулируют сток низинные болота и менее всего – верховые болота на глинистых почвах:

$f_{\text{заб}}$	5	10	20	30
$\delta_{\text{заб, низ}}$	0,86	0,70	0,62	0,52
$\delta_{\text{заб, верх}}$	0,95	0,91	0,86	0,82.

Немалое регулирующее влияние на расход оказывают леса. В лесах, особенно хвойных, благодаря затенению поверхности снега кронами деревьев и ослаблению ветра, снеготаяние начинается позже и растягивается на более длительный срок, чем на открытой местности. Кроме того, лесная почва обладает значительной скважностью, и это благоприятствует переводу быстрого поверхностного стока в замедленный верхне- и глубокогрунтовый сток. Для лесной зоны, при более или менее равномерном расположении лесов в бассейне, поправочный множитель $\delta_{\text{лес}}$ имеет следующие значения:

$f_{\text{лес}} \%$	5	10	20	30	40	50	60
$\delta_{\text{лес}}$	0,67	0,59	0,51	0,47	0,45	0,42	0,40.

В полностью облесенном бассейне расход $Q_{\text{макс}}$ в два–три раза меньше, чем в безлесном. При прочих равных условиях лес в верхней части бассейна в большей мере способствует снижению максимума, чем в нижней части (множитель $\delta_{\text{лес}}$ соответственно на 15–25% меньше и на 20–30% больше). В целом регулирующая роль леса возрастает с севера на юг.

Максимальный расход воды $Q_{\text{макс}}$ заданной обеспеченности не является конечной целью расчета наводнений. К максимальному уровню $H_{\text{макс}}$ переходят по построенной тем или иным путем кривой расходов $Q(H)$. Как правило, используют формулу Шези:

$$Q = \omega V = \omega n^{-1} h^{3/2} I^{1/2}, \quad (1.27)$$

где ω – площадь поперечного сечения, м^2 ; V – средняя скорость течения, м/с ; h – средняя глубина, м ; I – уклон водной поверхности (частное от деления падения на длину); n – коэффициент шероховатости.

Кривая площадей $\omega(H)$ и кривая средних глубин $h(H)$ устанавливаются путем промеров глубин в реке ниже уреза и нивелирования склонов русла и долины выше уреза. Коэффициент шероховатости n заимствуется из специальных таблиц гидравлических справочников. В частности, для рек с чистым не засоренным руслом $n = 0,025$; для водотоков, периодически возникающих в балках и оврагах, $n = 0,04$. Уклон I определяется путем продольного нивелирования водной поверхности реки в межень на некотором участке вверх и вниз от створа.

Далее выбирается пять значений уровня. Для каждого из них определяются площадь поперечного сечения ω и средняя глубина h , а затем расход воды Q . В заключение строится график кривой расходов воды $Q(H)$. При наличии поймы кривые расходов $Q(H)$ устанавливаются отдельно для русла и поймы, а затем они суммируются.

Для средних и больших рек расходы воды в пойме могут быть определены с использованием зависимости расхода воды в пойме (Q_p) в долях от суммарного расхода ($Q_p + Q_n$) от отношения общей ширины реки ($B_p + B_n$) к ширине русла (B_p):

$\frac{B_p + B_n}{B_p}$	5	10	25	50
$\frac{Q_p}{Q_p + Q_n}$	0,02	0,05	0,17	0,40.

Построение кривой расходов воды $Q(H)$ для створа реки с целью перехода от расчетных максимальных расходов $Q_{\max}$ к максимальным уровням $H_{\max}$ — дело, как правило, трудное. Основная трудность связана с оценкой коэффициента шероховатости русла и поймы, а также с определением расхода воды по пойме. Положение облегчается, если данный створ является вполне характерным для довольно большого по длине морфометрически однородного участка реки. Длина участка должна превышать ширину реки в межень не менее чем в 5–10 раз на больших реках и в 15–20 раз на малых.

При массовых прикидочных оценках иногда используют эмпирическую зависимость $A = f(F)$, построенную по данным многолетних наблюдений на реках однородного физико-географического района. Здесь A — многолетняя амплитуда колебаний уровня. По величине она очень близка к наибольшему весеннему подъему уровня с вероятностью превышения 2–5 %. В частности, для рек

бассейнов Северной Двины, Онеги и Печоры координаты зависимости $A = f(F)$ следующие:

$F, \text{ км}^2$	50	500	2000	5000	10000	20000,
$A, \text{ м}$	2,3	3.6	4,4	5,1	6.2	7,0.

1.7. Наводнения, обусловленные таянием снега и льда в горах

Очень опасны и разрушительны наводнения на горных реках, имеющих снеголедниковое питание с ливневыми пиками. Такие наводнения отличаются внезапными подъемами воды, неподдающимися заблаговременным прогнозам.

Источники питания горных рек – сезонные и многолетние снега, ледники, жидкие осадки, грунтовые воды. Сезонные снега стаивают в течение лета, многолетние снега не успевают растаять. Площадь, занятая многолетними снегами и ледниками, для больших речных бассейнов обычно составляет небольшую долю всей площади бассейна, поэтому основную роль в питании больших горных рек играют сезонные снега.

С гидрологической точки зрения, главная особенность горных районов – это вертикальная зональность климата. С повышением местности, как правило, возрастает количество атмосферных осадков, короче летний период, ниже температура воздуха. Весной таяние снега начинается в нижней зоне бассейна и постепенно охватывает все более высокие зоны. Когда тепло распространится на весь бассейн, то нижняя часть бассейна уже освобождается от снега.

Вследствие неодновременности таяния снега в различных высотных зонах половодье большой горной реки растягивается на длительное время. Это уже весенне-летнее половодье с кратковременными повышениями уровня при выпадении жидких осадков и резком потеплении или, напротив, с понижениями уровня при относительном похолодании. Чем больше средняя высота того или иного речного водосбора (Z_{cp}), тем позже дата наступления максимального расхода.

Решающее значение для прогноза наводнения на горной реке имеет правильный учет снегозапасов и жидких атмосферных осад-

ков. Однако тут есть немало трудностей. Снег в горах залегает крайне неравномерно. Немногочисленные снегомерные маршруты прокладываются лишь по дну речных долин, а каждая долина обладает индивидуальными особенностями. Жидкие осадки фиксируются на метеорологических станциях, которые, как правило, расположены в предгорьях. Поэтому под прогнозы весенне-летнего стока горных рек трудно подвести ясную водно-балансовую основу вследствие незнания истинной величины твердых и жидких осадков.

Способы прогнозов максимальных расходов и уровней воды больших горных рек наименее сложны в тех местах, где ежегодно происходит полное стаяние снега, а жидких осадков выпадает сравнительно мало. И наоборот, прогнозы наиболее трудны там, где снег за лето не успевает полностью растаять и где выпадает много жидких осадков.

Основным аргументом прогностической зависимости является значение средних по бассейну максимальных за зиму снегозапасов или снегозапасов на день выпуска прогноза. При наличии нужных данных средние по бассейну снегозапасы вычисляются по выражению:

$$S = \frac{1}{F} (S_1 F_1 + S_2 F_2 + \dots + S_m F_m), \quad (1.28)$$

где $F_1, F_2 \dots F_m$ — площади высотных зон (обычно берутся через 500 м); $S_1, S_2 \dots S_m$ — снегозапасы в зонах.

На практике при составлении прогнозов применяются также различные косвенные характеристики. Например, по каждой метеорологической станции выделяется холодный период и подсчитывается количество атмосферных осадков за этот период. Строится график связи количества осадков с высотой. По этому графику находят количество осадков для каждой высотной зоны бассейна. Наконец, по выражению (1.28) определяются средние по бассейну снегозапасы.

Описанная процедура сама по себе несложна, но требует от гидролога хорошего знания метеорологических условий горных районов. Так, горные долины и широкие котловины, имеющие выход на запад, навстречу основным влагонесущим воздушным потокам, получают самое большое количество осадков. Некоторые метеорологические станции обладают локальными особенностями

в отношении учета выпадающих осадков, например, при сильных ветрах осадкомер улавливает не все выпадающие осадки.

В последнее время все шире используются методы аэрофото-съемки и фотосъемок из космоса для фиксации степени покрытости местности снегом, определения площади снеготаяния и интенсивности ее сокращения.

Как правило, максимальный расход талых вод горной реки формируется при таком сочетании площади и интенсивности снеготаяния, когда их произведение достигает наибольшего значения. И главное в этом случае — определить площадь снеготаяния и снегозапасы на этой площади, оставшиеся к моменту формирования максимума. Интенсивность снеготаяния удовлетворительно оценивается через коэффициент стаивания по температуре воздуха в предгорьях. Чем теплее в предгорьях, тем, как правило, теплее и в горах. В целом в горных районах интенсивность снеготаяния имеет меньшее значение, чем на равнинах. Тем не менее, и здесь при уменьшении речного бассейна роль интенсивности снеготаяния возрастает.

В горных районах в период снеготаяния особенно велика роль жидких осадков. Тут сказываются и дополнительное поступление тепла от дождевой воды, и разрушительная работа дождевых капель, и энергия многочисленных мелких ручейков. Именно при подобной ситуации формируются выдающиеся паводки на горных реках Кавказа и других районов.

Расчеты максимальных расходов горных рек снегового происхождения в случае отсутствия наблюдений осуществляются по формуле, аналогичной (1.26). Коэффициент дружности половодья K_0 принимается в соответствии с официально принятыми нормами в зависимости от географического района (Урал, Саяны, Алтай и др.), а также от средней высоты водосбора, которая вычисляется по формуле

$$Z_{\text{ср}} = \frac{\left[\sum_{i=1}^n (Z_i + Z_{i+1}) (F_{i+1} - F_i) \right]}{2F}, \quad (1.29)$$

где Z_i — высота поверхности горизонтального сечения (горизонталы на карте), м; $(F_{i+1} - F_i)$ — площадь между двумя соседними горизонталями, км²; F — площадь водосбора реки, км².

По абсолютной величине коэффициент K_0 для горных рек в 10–15 раз меньше, чем для равнинных. Меньше также и показатель ре-

дукции n , характеризующий убывание модуля максимального расхода по мере увеличения площади бассейна F (в среднем $n = 0,15$).

Реки, берущие начало в горах и текущие затем по пустыне, имеют своеобразный русловой режим. В месте выхода из гор они сначала интенсивно насыщаются наносами. На равнине из-за резкого уменьшения скоростей течения происходит отложение приносимого материала в русле и на прилегающих к нему участках. С течением времени эта полоса территории начинает возвышаться над уровнем врезанного русла, и река течет, блуждая по равнине, как бы возвышаясь в естественных, намывтых ею же валах. Интенсивность подъема дна реки Терек за год 6 мм. Руслу Кубани, Терека и некоторых других рек возвышаются над прилегающими территориями. При больших расходах воды река то здесь, то там прорывает береговые валы и устремляется в низины, что приводит к затоплению громадных пространств.

1.8. Наводнения, вызванные дождями

На 2/3 площади суши Земли наибольшие годовые расходы воды имеют дождевое происхождение. В России дождевые максимумы систематически превышают снеговые максимумы примерно на 1/5 части территории (Черноморское побережье Кавказа, Забайкалье, Дальний Восток). Иное положение, если рассматривать не ежегодные максимумы, а максимумы редкой повторяемости (1 раз в 20–100 лет). В этом случае почти повсеместно на очень малых водотоках ливневые максимумы превышают снеговые.

Дожди принято делить на ливни, ливневые и обложные дожди.

Ливень — это дождь с большой интенсивностью выпадения осадков. Ливень — явление кратковременное, обычно он продолжается до 2–3 ч; как правило, начинается неожиданно и так же неожиданно прекращается. В России ливнем принято считать дождь со следующей (и большей) средней интенсивностью выпадения осадков ($\bar{a}$) за интервал времени (T):

T , мин	5	10	30	60
$\bar{a}$, мм/мин	0,50	0,38	0,27	0,20
T , ч	2	4		
$\bar{a}$, мм/мин	0,18	0,11.		

Площадь охвата ливнем невелика. Чем больше средняя интенсивность осадков ($\bar{a}$) в течение ливня, тем меньше площадь орошения (F).

Слой атмосферных осадков в 1 мм соответствует 10 м³ воды на 1 га, или 1000 м³ на 1 км². Интенсивность выпадения осадков 1 мм/мин равнозначна поступлению расхода воды 167 л/с на 1 га, или 16,7 м³/с на 1 км².

Ливневые дожди имеют продолжительность от 2–3 ч до нескольких суток и среднюю интенсивность $\bar{a} = 2\text{--}10$ мм/ч. Они рекордсмены по количеству осадков в центре дождя (ливневом ядре). В наиболее ливнеактивных районах европейской части страны (Центральные черноземные области, Северный Кавказ) ливневые дожди иногда охватывают слоем обильных осадков (свыше 50 мм) площадь в 30 000–50 000 км² и могут дать слой осадков до 100–150 мм за дождь в европейской части страны и до 200–300 мм на Дальнем Востоке.

Обложные дожди отличаются большой продолжительностью (3–5 суток и более), но малой средней интенсивностью ($\bar{a} \leq 2$ мм/ч). Они, так же как и ливневые дожди, могут охватывать весьма значительную площадь.

Формирование дождевых паводков начинается на склонах бассейна во время дождя. В поле поначалу все выпавшие осадки идут на увлажнение сухого верхнего слоя почвы. Затем наступает период, когда интенсивность инфильтрации воды в почву по мере насыщения ее влагой уменьшается, а интенсивность выпадения осадков превышает интенсивность инфильтрации. В этот период и формируется сток. В последующем интенсивность инфильтрации почти стабилизируется, но убывает интенсивность дождя. Формирование стока прекращается. В лесу все происходит несколько иначе. Часть выпавших осадков, которая не требуется для смачивания поверхности растений и насыщения почвы влагой, просачивается через лесную подстилку и достигает поверхности грунтовых вод. Этому благоприятствует значительная проницаемость лесной подстилки, повышенная скважность почвогрунтов, пронизанных массой ходов, оставляемых корнями отмерших деревьев, червями и пр.

В горных районах, помимо поверхностного стока на скалистых участках и там, где почвы глинистые и суглинистые, имеет еще место быстрый грунтовый сток, приуроченный к осыпям, скоплениям

рыхлого обломочного материала, а также к склонам, поросшим густой травой, кустарником и деревьями.

Максимальные расходы дождевых паводков большей частью формируются поверхностным стоком. Во время своего движения по склону дождевая вода заполняет разнообразные углубления, включая самые малые между комьями почвы, а также лужи. Стеkanie воды поверхностным путем по склонам происходит в основном мелкими извилистыми струйками. На некотором удалении от водораздела струйки группируются в ручейки. Ручейки, сливаясь, дают начало ручьям, текущим далее по первичным звеньям гидрографической сети: ложбинам, лощинам, балкам, оврагам и пр.

Гидролог, занимающийся прогнозами и расчетами дождевых паводков, должен решить главный вопрос о том, какое количество атмосферных осадков выпало в бассейне за рассматриваемый дождь. Из-за редкой сети метеорологических станций и чрезвычайной пестроты выпадения осадков он часто является камнем преткновения.

В европейской части страны большое количество атмосферных осадков (до 100–150 мм за один дождь) приносят циклоны, приходящие из районов Черного и Средиземного морей, реже – из Северной Атлантики. Некоторые циклоны переносят поистине громадное количество воды – до 40 км^3 , что примерно равно объему водной массы Чудско-Псковского озера. На Дальнем Востоке очень большие осадки (до 200–300 мм) обычно приносят тайфуны, зарождающиеся в северо-западной части Тихого океана.

Количество выпавших атмосферных осадков фиксируется на метеорологических станциях. Однако сеть метеорологических станций негустая. На одну станцию приходится площадь в 600 км^2 , поэтому количество и интенсивность выпадения осадков за конкретный дождь известны весьма приблизительно. В последнее время начали применять радиолокационный метод измерения осадков. Антенна радиолокатора посылает луч, который, отражаясь от облаков, из которых выпадают осадки, улавливается приемником локатора как радиозэхо. Разрез дождя отражается на экране в виде радиального штриха. При повороте антенны (она равномерно вращается, обзревая окрестности) рядом с первым штрихом появляется второй и т. д. На экране возникает изображение области выпадения осадков. О количестве осадков судят по яркости изображения. Точность из-

мерений пока невысока. Причина заключается в том, что яркость изображения зависит не только от количества падающих в единицу времени дождевых капель, но и от размера самих капель, а эта величина заранее неизвестна.

Обильные атмосферные осадки и значительная интенсивность их выпадения — главный, но не единственный фактор притока дождевой воды в русловую сеть. Также чрезвычайно большую роль играет предшествующая увлажненность бассейна. Данные наблюдений показывают, что есть случаи, когда осадки со средним на бассейн слоем 55 мм за сутки не давали стока. И, наоборот, в дождливую осень осадки в 5–7 мм обращались в сток с весьма незначительными потерями. После засушливого длительного периода начальные потери на увлажнение почвогрунтов достигают 40–50 мм, а после продолжительного дождливого периода всего 10–15 мм.

Коэффициент объемного стока дождевого паводка

$$\alpha = Y / \sum X, \quad (1.30)$$

здесь Y — слой стока за паводок; $\sum X$ — сумма осадков, сформировавших паводок. Коэффициент α обычно распространяется на слой осадков за каждые сутки, т. е. получается суточный приток со склонов в гидрографическую сеть:

$$q_t = (\alpha X_t) F / 86,4 = CX_t, \\ q_{t+1} = (\alpha X_{t+1}) F / 86,4 = CX_{t+1} \text{ и т. д.}, \quad (1.31)$$

где q измеряется в м³/с, X — в мм/сутки, F — в км², $C = \alpha F / 86,4$ — постоянная для данного паводка величина.

Коэффициент дождевого стока колеблется во всем возможном диапазоне — от 0 до 0,90–0,95. Как правило, летом коэффициент стока наименьший, весной и осенью — наибольший. В районах вечной мерзлоты коэффициент стока уменьшается от весны к началу зимы.

Ввиду отсутствия прямых массовых измерений влажности почвы и чрезвычайно большой изменчивости по территории самой влажности в практике службы гидрологических прогнозов широко используются разного рода косвенные характеристики. Самая простая и довольно употребительная характеристика — это индекс предшествующего увлажнения:

$$\mu = KX_{t-1} + K^2 X_{t-2} + K^3 X_{t-3} + K^4 X_{t-4}, \quad (1.32)$$

где X_{t-1} — слой осадков за сутки, предшествующие началу паводкообразующего дождя; X_{t-2} — то же за вторые предшествующие сутки и т.д.; K — параметр, который подбирается из условия, чтобы зависимость (1.32), построенная по наблюдениям за несколько десятков дождей паводков, была как можно более тесная. Обычно $K = 0,6-0,9$.

Если дождевая вода тем или иным путем достигла гидрографической сети бассейна, то эта сеть преобразует гидрограф притока в нее со склонов $q(t)$ в гидрограф стока в замыкающем створе бассейна $Q(t)$ в м³/с или $Y(t)$ мм/сутки. При этом, когда время добегаия воды от истока до замыкающего створа меньше времени поступления воды со склонов бассейна, то в формировании максимума принимает участие весь бассейн, но часть дождя, и наоборот. При времени добегаия, большем чем время поступления притока, максимум формируется за счет всего дождя, но части бассейна.

Для прогноза стока дождевых паводков широко используются кривые добегаия. Они обычно устанавливаются по единичным гидрографам, т.е. по изолированным паводкам, сформированным осадками, продолжительность выпадения которых меньше или примерно равна избранной единице времени (как правило, она составляет сутки). Ординаты каждого такого паводка в замыкающем створе выражаются в долях от суммы ординат, затем на графике проводится средняя или типовая кривая, так называемая кривая добегаия стока или трансформационная функция. Сумма ординат кривой добегаия всегда равна 1,0. Для средних рек она чаще всего подбирается после многовариантных расчетов. Для больших рек заимствуются из литературы стандартные кривые добегаия. Причем с удаленной части бассейна приток с нее $q(t)$ доводится до замыкающего створа бассейна по растянутой кривой добегаия, а приток с ближайшей к створу части бассейна — по укороченной кривой. Большой речной бассейн может быть разделен на 5–8 частей.

В табл. 1.3 приводится числовой пример, иллюстрирующий порядок пересчета гидрографа притока $q(t)$ в гидрограф стока $Q(t)$ в замыкающем створе с помощью кривой добегаия, имеющей четыре ординаты. Величина притока q_{t-1} за первые сутки последовательно умножается на ординату кривой добегаия и записывается в верхней диагональной строке. Аналогичным образом поступаем со значением притока за вторые сутки, которое записываем во вто-

рой сверху диагональной строке и т. д. Сумма расходов по горизонтальной строке и есть искомый расход Q_i в замыкающем створе. Таким образом, гидрограф паводка $Q(t)$ в замыкающем створе бассейна формируется путем последовательного наложения ряда единичных гидрографов.

Таблица 1.3

Пример расчета трансформации гидрографа притока воды в гидрографическую сеть $q(t)$ в гидрограф стока в замыкающем створе $Q(t)$

t	$q(t), \text{м}^3/\text{с}$	Ординаты кривой добегания				$Q(t), \text{м}^3/\text{с}$
		0,20	0,40	0,30	0,10	
1	10	2,0				2,0
2	30	6,0	4,0			10,0
3	15	3,0	12,0	3,0		18,0
4	5	1,0	6,0	9,0	1,0	15,0
5			2,0	4,5	3,0	9,5
6				1,5	1,5	3,0
7					0,5	0,5

На больших реках применяются те же способы краткосрочных прогнозов дождевых паводков, что и в период весеннего половодья, а именно: по запасам воды в русловой сети и по стоку малых рек, отождествляемых с притоком в крупную русловую сеть.

При наличии многолетних наблюдений на реке расчет максимальных уровней и расходов дождевых паводков производится так же, как и максимумов весеннего половодья. Нужно лишь отметить следующее. В равнинных районах на небольших речках максимумы редкой повторяемости за счет снеготаяния и выпадения жидких осадков сопоставимы по величине. В полугорных и горных областях это свойственно также средним и даже крупным рекам. В подобных случаях по данным наблюдений строятся две кривые обеспеченности: одна для весеннего половодья $p_1(H_{\text{макс}})$ другая для дождевых паводков $p_2(H_{\text{макс}})$. Обеспеченность же какого-либо уровня $H_{\text{макс}}$ составляет:

$$p = p_1 + p_2 - p_1 p_2, \quad (1.33)$$

где все величины выражены в долях единицы.

При расчетах дождевых максимумов в случае отсутствия наблюдений согласно Своду правил по расчету основных гидрологи-

ческих характеристик [17] все водотоки по размерам их бассейнов делятся на две категории:

- малые и средние реки площадью водосбора больше 100 км^2 ;
- малые реки, ручьи и временные водотоки с $F \leq 100 \text{ км}^2$.

Для рек первой категории главное, с чем приходится считаться, это с редукцией дождевых осадков по площади, т.е. с тем, что дождь орошает не всю площадь бассейна и что средний на бассейн слой осадков намного меньше слоя осадков в центре дождя. Соответственно применяется редукционная формула:

$$Q_{\text{макс}} = [M_{\text{макс}200} \delta_{\text{оз}} \delta_{\text{заб}} (200/F)^n] F, \quad (1.34)$$

где $M_{\text{макс}200}$ – модуль максимального расхода для реки с площадью водосбора $F = 200 \text{ км}^2$, принятой в качестве своего рода реперного бассейна; n – показатель степени редукции модуля $M_{\text{макс}}$.

Модуль $M_{\text{макс}200}$ обычно дается в виде карты изолиний; его обычное значение для обеспеченности $p = 1\%$ в равнинных районах 0,2–0,3; на возвышенностях 0,4–0,6; на Кавказе и на Урале 0,5–1,0; на Дальнем Востоке, Сахалине и Камчатке 1–2 $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. Показатель n представлен по районам; чаще всего $n = 0,3$ –0,5. Как и при расчете максимумов половодья, вводятся поправочные множители на озерность и заболоченность ($\delta_{\text{оз}}$, $\delta_{\text{заб}}$). Поскольку объем дождевого паводка в несколько раз меньше объема весеннего половодья, то в первом случае регулирующее влияние озер и болот проявляется в большей мере. Как правило, для дождевых максимумов поправочный множитель $\delta_{\text{оз}}$ на 25–40% меньше, чем для весенних максимумов, а множитель $\delta_{\text{заб}}$ меньше на 15–25%. По формуле (1.34) получаем расход $Q_{\text{макс}}$ обеспеченностью $p = 1\%$. Переход к $Q_{\text{макс}}$ другой обеспеченности осуществляется по специальной таблице.

Локальные особенности речного бассейна гораздо больше влияют на дождевые максимумы расхода воды в реке, чем на снеговые. Поэтому при расчетах широко применяется также метод аналогий. Если площадь водосбора реки-аналога $F_{\text{ан}}$, а наблюдаемый на ней модуль максимального расхода $M_{\text{макс,ан}}$, то искомый расход (без учета поправочных множителей $\delta_{\text{оз}}$ и $\delta_{\text{заб}}$)

$$Q_{\text{макс}} = [M_{\text{макс,ан}} (F_{\text{ан}}/F)^n] F. \quad (1.35)$$

На малых реках, ручьях и временных водотоках с площадью водосбора $F \leq 100 \text{ км}^2$ наводнения в обычном понимании бывают

сравнительно редко ввиду небольшой амплитуды колебаний уровня. Поэтому во избежание возможных аварий главная цель расчета максимального расхода — это определение нужного поперечного сечения русла и поймы под мостом, а также типа отстойки под ним, поперечного сечения трубы или лотка под железнодорожным полотном, размера дождевого коллектора канализационной сети и прочее. Для расчета используется подход иной. В его основе лежит положение, что продолжительность дождя превышает суммарное время добегания воды по склонам и руслам (бассейновое время добегания). В формировании максимума принимает участие весь бассейн, но часть дождя, точнее, ядро дождя. Отсюда следует, что расход $Q_{\text{макс}}$ равен произведению трех величин: коэффициента стока α , средней за время бассейнового добегания интенсивности выпадения осадков $\bar{a}$, площади водосбора F , т.е.

$$Q_{\text{макс}} = 16,7 \alpha \bar{a} F, \quad (1.36)$$

где $Q_{\text{макс}}$ — в $\text{м}^3/\text{с}$, $\bar{a}$ — в $\text{мм}/\text{мин}$, F — в км^2 .

Формула (1.36), широко известная среди специалистов, занимающихся расчетами стока, носит название формулы предельной интенсивности.

Из-за редкой сети пунктов наблюдений и их малой частоты измерений уровня (8 и 20 ч по местному времени), дождевой паводок может быть не зафиксирован. Поэтому часто прибегают также к приему определения наивысших уровней по меткам уровня высоких вод. Выбирая места с метками уровня, предпочтение отдают сужениям долины. Самое важное в описываемом приеме — это нахождение меток высоких вод. Метки опознаются:

- по отложению наносов или следам нефти на коре деревьев, в расщелинах скал и пр.;
- по остаткам тростника и пучков травы на зданиях, пнях, камнях и склонах берегов;
- по полосе смыва (так называемого пустынного загара) — коричнево-черного блестящего налета на поверхности скал и камней;
- по границе распространения влаголюбивой пойменной растительности в засушливых районах;
- по линии смачивания оштукатуренных и деревянных стен зданий.

1.9. Нагонные наводнения

Наводнения, связанные с ветровым нагоном со стороны моря, а также приливами, — явление, распространенное в устьях многих рек России (Нева, Дон, Северная Двина и др.). Устьевые области крупных рек, впадающих в моря, являются наиболее плотно населенными районами земного шара. Обилие пресной воды, плодородие почвы, богатство рыбных ресурсов, скрещение речных и морских путей — все это издавна привлекало сюда человека. Поэтому устьевые области рек всегда были центрами цивилизации. Из 200 столиц мира около половины находится в морских устьях рек. Семнадцать из двадцати трех городов-мультимиллионеров (т.е. с численностью населения свыше 5 млн человек) расположены в устьях рек. В первую очередь это относится к южным районам. Менее благоприятны природные условия в устьях рек в умеренной зоне и совсем неблагоприятны в полярных районах. Тем не менее, и здесь повсеместно в устьях крупных рек расположены города, развито судоходство и интенсивно ведется рыбное хозяйство. Таким образом, приходится считаться с тем, что устьевые области многих крупных рек подвержены нагонным наводнениям.

Устьевой областью называют сравнительно небольшую часть нижнего течения реки вместе с поймой и долиной. Верхней ее границей считается то место, до которого распространяются сгонно-нагонные и приливно-отливные колебания уровня. Часть устьевой области может быть занята дельтой — системой островов, рукавов и протоков. Острова большей частью образованы вследствие осаждения речного ила.

Нагон воды представляет собой подъем уровня, вызванный воздействием ветра на водную поверхность. Нагоны приводят к наводнениям время от времени в морских устьях крупных рек, а также на берегах больших озер и водохранилищ.

Нагон возникает на наветренном берегу водоема (озера, водохранилища, моря) за счет касательного напряжения на плоскости раздела вода — воздух. Вовлекаемые ветром в движение в сторону наветренного берега поверхностные слои воды испытывают лишь сопротивление нижних слоев воды. С образованием уклона водной поверхности под действием силы тяжести нижние слои начинают двигаться в противоположном направлении, уже испытывая гораздо

большее сопротивление шероховатости дна. Из-за неравенства расходов воды, движущейся в противоположных направлениях, возникают подъем уровня у наветренного берега водоема и спад у подветренного.

Сильные ветры характерны для глубоких циклонов — своего рода гигантских атмосферных вихрей с пониженным давлением в центре. Ветровые потоки в циклоне направлены против часовой стрелки и к его центру. Обычно в южной части циклона находится сектор с относительно теплым воздухом. Линия раздела между холодным и теплым воздухом в циклоне называется атмосферным фронтом или просто фронтом. Ветер в циклоне достигает наибольшей силы в полосе фронта. Обычно циклон перемещается со скоростью 30–50 км/ч. В силу отмеченных особенностей проходящий над водоемом циклон создает не только нагон и сгон, но также длинную волну и сейшу. Под *длинной волной* понимается волна, длина которой в сотни и тысячи раз превышает глубину водоема. *Сейша* — колебательное движение водных масс около одного или нескольких центров; оно возникает из-за разности атмосферного давления в противоположных частях водоема или как остаточное явление после прекращения действия вынуждающих сил — нагона и сгона, длинной волны. Так что нагоны воды в широком понимании слова — это и нагон, и сгон, и длинная волна, и сейша.

Общим для морских устьев рек является то, что нагон может совпасть с приливом или отливом; соответственно он будет либо несколько большим, либо несколько меньшим. В течение суток наблюдается два прилива и два отлива. В продолжение же лунного месяца высота полусуточного прилива зависит от взаимного положения ближайших небесных тел. Прилив бывает самым большим, когда Солнце, Земля и Луна находятся на одной прямой линии. Такой прилив называется сизигийным.

Еще одна общая закономерность для морских устьев рек состоит в том, что нагонная волна распространяется вверх по реке на тем большее расстояние, чем меньше уклон водной поверхности и больше глубина реки. А так как большие реки в своих устьевых областях как раз и обладают малыми уклонами и значительными глубинами, то нагонная волна на таких реках иногда распространяется на многие сотни и даже тысячу километров. На малых реках дальность распространения нагонной волны исчисляется десятками километров. Отнюдь не обязательно, чтобы самый большой подъем

уровня отмечался в устье реки. До некоторого пункта на реке подъем может нарастать, затем начать уменьшаться.

Особенности процесса возникновения нагонного наводнения, его проявление в конкретных физико-географических условиях лучше всего показать на примере невских наводнений. Тем более что по высоте подъема уровня, повторяемости явления, материальному ущербу, наконец, негативным социальным последствиям нагонные наводнения в устье Невы в пределах Санкт-Петербурга занимают первое место в стране. Все что происходит в устье Невы, в той или иной мере свойственно и другим устьевым областям рек.

По современным представлениям, картина возникновения невских наводнений следующая. В силу общих законов циркуляции земной атмосферы циклоны перемещаются с запада на восток. Циклоны, пересекающие Балтийское море, выводят из равновесия его водные массы. Они формируют длинную волну. Ее образованию способствует как статический эффект (низкое атмосферное давление в центре циклона), так и динамический (дующие к центру циклона ветры).

Циклоны перемещаются над Балтикой по разным траекториям. Особое значение в формировании наводнения имеют те из них, которые пересекают море с юго-запада на северо-восток, т.е. в том направлении, в котором вытянуто само море (рис. 1.2). В этом случае циклон увлекает длинную волну к горлу Финского залива. Обычно высота длинной волны не более 30–50 см, скорость распространения ее гребня 40–60 км/ч. При продвижении по широкой и глубокой западной половине залива высота и скорость волны меняются мало. С подходом же к вершине залива высота волны возрастает, так как залив делается уже.

Длинная волна пробегает залив за 7–9 ч. Если в течение этого времени нет ветра или ветер очень слабый, то волна распространяется только лишь под действием силы тяжести, т.е. как свободная волна. За счет свободной длинной волны в устье Невы возможен подъем воды до 200–250 см. Однако свободная длинная волна бывает крайне редко, ее продвижению всегда сопутствует ветер. Северный и южный ветры не влияют на высоту волны. Встречный восточный ветер уменьшает ее высоту. Западный попутный ветер, а он является преобладающим, способствует увеличению высоты волны. В последнем случае возрастание высоты волны бывает особенно значительным, если атмосферный фронт в циклоне совпадает

с гребнем волны и перемещается вместе с ним примерно с одинаковой скоростью (40–60 км/ч). При этом фронт как бы подхлестывает волну. Подобная ситуация складывается тогда, когда углубляющийся циклон, дойдя до горла Финского залива, поворачивает на восток, а центр его перемещается вдоль залива, находясь все время севернее залива (см. рис. 1.2). Эффект подхлестывания создается вследствие смены ветров южных румбов впереди фронта на западные в его тылу, а также за счет перехода от пониженного давления перед фронтом к повышенному позади фронта. Таким образом, длинная волна большей частью бывает вынужденной, т.е. такой, на которую воздействует ветер. Постепенное возрастание высоты вынужденной длинной волны из-за сужения залива и попутного ветра отчетливо прослеживается на примере наводнения 1973 г. (рис. 1.3).

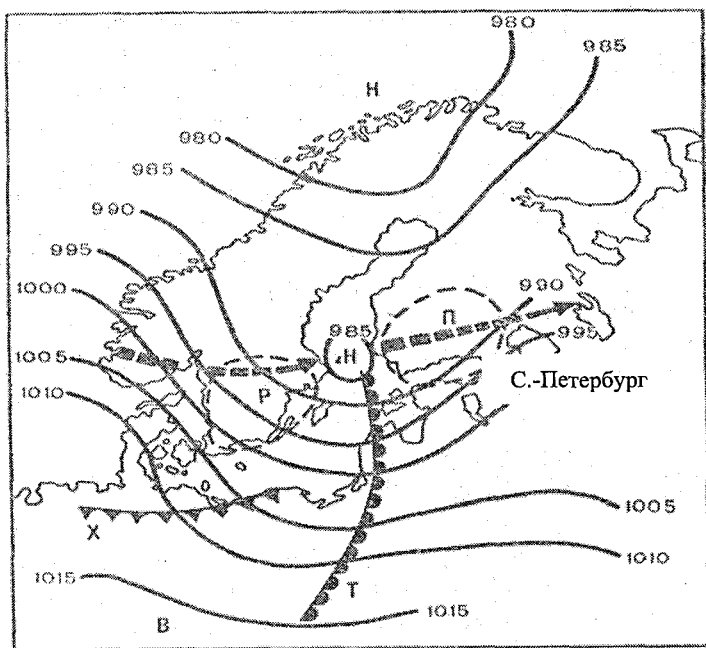


Рис. 1.2. Синопогическая ситуация перед нагонным наводнением в Санкт-Петербурге: *Н* и *В* – соответственно области низкого и высокого атмосферного давления; *П* и *Р* – зоны падения и роста атмосферного давления; *Х* и *Т* – холодный и теплый атмосферные фронты в циклоне.

Цифры у изолиний – атмосферное давление в миллибарах.
Стрелкой показана наиболее опасная траектории центра циклона.

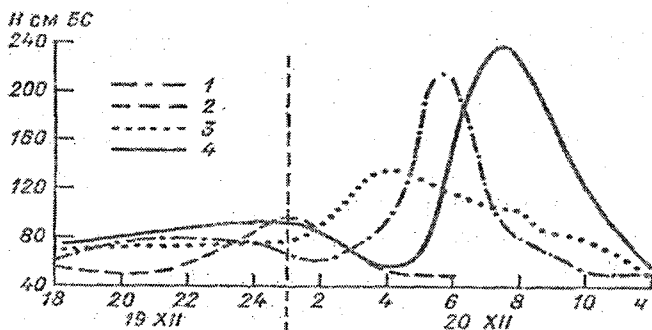


Рис. 1.3. Ход уровней воды в разных пунктах Финского залива и р. Невы во время наводнения 19–20 декабря 1973 г.:

1 – Таллинн, 2 – Усть-Ижора, 3 – Кронштадт, 4 – Горный институт.

Довольно значительный подъем воды в устье Невы (до 130–150 см) может иметь место и без длинной волны, а только лишь за счет сильного и устойчивого западного (нагонного) ветра на Финском заливе. Длинноволновая и сгонно-нагонная форма денивеляции (т.е. нарушения горизонтального положения поверхности моря) после прекращения действия вынуждающей силы трансформируется в постепенно затухающее сейшеобразное (колебательное) движение водных масс около одного или нескольких центров. Роль сейш в формировании невских наводнений особенно велика, когда циклоны движутся серией с интервалом 24–28 ч. В этом случае водные массы моря как бы раскачиваются циклонами, и на предыдущие колебания накладываются следующие. За счет сейши в устье Невы может быть подъем воды до 140–150 см. В конечном счете, длинная волна, ветровой нагон и сейша имеют одну и ту же первопричину – изменение во времени и в пространстве атмосферного давления. Поэтому ни одна из названных форм денивеляции водной поверхности почти никогда не встречается в чистом виде. Можно лишь говорить о преобладании той или иной формы денивеляции в данном конкретном случае. Тем не менее, выделение трех составляющих процесса важно для его познания и предсказания.

Ледяной покров препятствует подъему воды, если последний вызван в основном длинной волной или сейшей. Установлено, что зимой подъем воды в Петербурге меньше, чем в летне-осенний период примерно на 1/3, если кромка припая достигает меридиана

Озерки – Старое Гаркалово, и на 2/3, если она достигает меридиана о-ва Мощный (соответственно 90 и 130 км к западу от устья реки).

Значительные подъемы воды чаще всего происходят глубокой осенью и в начале зимы; на период сентября – декабря приходится 80 % всех случаев. Весной и летом больших подъемов (более 250 см) не бывает. До сих пор при всех известных наводнениях не было сочетания самых неблагоприятных условий.

Как показывают расчеты, 1 раз в 1000 лет у Горного института (2,8 км от устья) можно ожидать подъем 464 см, т. е. на 54 см выше, чем в рекордном 1824 г. Никакой периодичности наводнений не наблюдается. Так, известны 8–12-летние периоды почти без наводнений и периоды с весьма частыми наводнениями. Более того, в отдельные годы отмечалось по несколько наводнений; рекордными в этом отношении были 1752 г. (пять наводнений), 1863 г. (три наводнения) и 1986 г. (четыре наводнения)

Прогноз невских наводнений составляется следующим образом. Имея под рукой текущие карты погоды, синоптик обращает внимание на углубляющиеся циклоны, пересекающие район Балтийского моря с юго-запада на северо-восток. С приближением циклона к горлу Финского залива уже можно в какой-то мере оценить степень предстоящей опасности, далее при подходе атмосферного фронта к Таллину становится известной высота распространяющейся вдоль залива длинной волны, для составления прогноза величины подъема уровня в Санкт-Петербурге ($\Delta H_{СПб}$) используется выражение:

$$\Delta H_{СПб} = 2,5\Delta H_{Тал} + \Delta H_{вет},$$

где $\Delta H_{Тал}$ – наблюдаемый подъем уровня в Таллинне, см; $\Delta H_{вет}$ – ветровая надбавка к уровню, см, определяемая по специальному графику $\Delta H_{вет} = f(U)$ в зависимости от скорости ветра в восточной части залива (точнее, проекции скорости ветра на оси залива), а именно:

$$U = 2U_{t+3} - U_t.$$

Здесь U_t – проекция скорости ветра на ось залива в момент наступления максимума уровня у Таллинна; U_{t+3} – то же спустя три часа в районе о-вов Мощный и Гогланд.

Координаты графика $\Delta H_{вет} = f(U)$ для периода отсутствия ледяного покрова таковы:

U , м/с	0	10	15	20	25
$\Delta H_{\text{вет}}$, см	0	27	51	88	134

Сейчас в Северо-Западном УГМС имеется гидродинамическая модель Балтийского моря (BSM5), созданная с помощью программной системы CARDINAL. Модель основывается на системе дифференциальных уравнений длинной волны для мелкой воды (1.6) – (1.8). На основе этой модели создана автоматизированная система прогноза наводнений в Санкт-Петербурге. Основные исходные данные для прогноза – это прогнозы погоды Европейского центра прогнозов погоды (г. Реддинг). На их основе в Шведском метеорологическом и гидрологическом институте (SMHI) составляется прогноз метеорологических характеристик по региону Северная Атлантика – Северная и Центральная Европа с заблаговременностью 48 ч и дается предупреждение о наводнении.

В настоящее время идет строительство сооружений по защите Петербурга от наводнений. Трасса сооружения пересекает Финский залив с севера на юг по линии Горская – Кронштадт – Ломоносов. Прогноз наводнения нужен для своевременного закрытия комплексных защитных сооружений (КЗС) в Невской губе. Система закрывается при перепаде уровней не более 40 см, когда скорость течения воды в отверстиях сооружений небольшая.

О возможных масштабах рассмотренного вида наводнений дает представление следующий пример. В ночь на 1 февраля 1953 г. над Северным морем разразился сильнейший шторм (Голландский ураган), ветер достигал ураганной силы (34 м/с). Вначале глубокий циклон, вызвавший шторм, двигался над Атлантикой с запада на восток, затем, достигнув берегов Англии, повернул на юго-восток. В результате длинная волна совпала с сильным нагоном и приливом. Высокие волны обрушились на юго-восточное побережье Англии, большую часть побережья Голландии и часть побережья Бельгии и ФРГ. Уровень воды р. Темзы у Лондона поднялся на 4,6 м, р. Эльбы у Гамбурга – на 5,7 м. Имели место многочисленные прорывы защитных дамб, вода затопила густонаселенные районы, проникнув в глубь территории на 50–60 км и более. Суммарный ущерб характеризуется такими цифрами. Разрушено 500 км дамб, затоплена территория в 1750 км², на которой находилось 133 крупных населенных пункта, в том числе города Лондон, Гамбург и Бремен.

В той или иной мере пострадало 300 000 человек, погибло свыше 2000 человек. Более всего досталось юго-восточной Англии и Голландии. Материальный ущерб только в этих странах оценен в несколько сотен млн долларов. Последнее близкое по масштабам нагонное наводнение на севере Германии и Голландии произошло в ноябре 2007 г., когда была затоплена значительная территория Гамбурга.

1.10. Волны при прорыве плотин

Плотины могут возводиться человеком при устройстве водохранилищ или создаваться природой в горных районах при оползнях и обвалах горных пород, движении ледников, землетрясениях и др.

Строительная практика России не дает примеров крушения крупных речных гидротехнических сооружений. И дело не только в высоком уровне развития науки, но также в особенностях водного режима рек. На большей части территории страны половодье на реках наблюдается в весенний период. К этому времени осуществляется предпаводочная сработка водохранилища, за счет чего создается регулирующий объем. Гидрологи заранее оценивают объем и максимум предстоящего половодья, да и само половодье на крупной реке нарастает сравнительно плавно. В целом же для рек всего мира характерно преобладание паводочного режима, который создается за счет дождей и ливней, следовательно, время, место и высота самого паводка заранее неизвестны.

По данным зарубежной статистики за последнее столетие потерпели крушение 49 больших плотин, или около 1% от числа построенных за этот же период. Причины крушений различные: 40% аварий вызвано дефектами оснований, 25% – недостаточной пропускной способностью водосбросов плотин, 15% – плохим качеством строительных работ, еще 20% – прочими причинами (неправильная эксплуатация, землетрясения, военные действия и т. д.). Преимущественно разрушаются плотины из несвязанных материалов (земляные и каменно-земляные).

Существенно, что с созданием глубокого водохранилища в районе его строительства может на некоторое время активизироваться тектоническая деятельность (за счет дополнительного давле-

ния на грунт столба воды). За рубежом известны случаи толчков силой до шести баллов. Мелких же толчков бывает десятки и сотни. Подземные толчки особенно опасны, если они происходят под плотиной. Тектонические явления отмечались, в частности, под Красноярским и Братским водохранилищами.

Число разрушений малых плотин в России также намного меньше, чем за рубежом, главным образом, вследствие уже известной особенности водного режима рек. Тем не менее, аварии случаются. Наиболее частые причины аварий – это ошибки эксплуатационного персонала. Самая распространенная ошибка – запаздывание с началом интенсивной сработки водохранилища при наступлении паводочного периода. Результат – перелив воды через гребень плотины. Перелив воды может быть вызван также недостаточной пропускной способностью или неисправностью водосливов, прорывом вышерасположенной плотины, неправильной ее эксплуатацией. В результате перелива вода начинает размывать слабое место низового откоса. Далее, следуя закону регрессивной эрозии, размыв бурно возрастает. В теле плотины образуется своего рода овраг, быстро развивающийся в ширину и, особенно, в глубину. Если даже плотина и не оказывается прорванной, то приходится пропускать через нее очень большие расходы воды, которые сами по себе вызывают затопление в нижнем бьефе.

В горных районах время от времени происходит разрушение плотин (запруд, завалов), созданных самой природой при обрушении крутых склонов речной долины. За счет прорыва подпруженных ледниками озер и внутриледниковых водоемов на горных реках также наблюдаются бурные паводки. Причины этого явления разнообразны: переполнение полостей в теле ледника, подвижки и обвалы ледника, объединение полостей и трещин в одну систему.

По какой бы причине ни произошло разрушение плотины, завала или запруды, всегда стоит задача оценить возможные максимальный расход и уровень воды у расположенного ниже по течению населенного пункта или хозяйственного объекта. С этим, в первую очередь, связан размер возможного ущерба. Аналогичная задача возникает при аварийных сбросах из водохранилищ (например, в случае угрозы перелива воды через гребень плотины) и при некоторых специальных попусках (для промывки русла, снятия с мели судна, срыва древесины с берегов и пр.).

Практика показывает, что земляные и каменно-земляные плотины, если и разрушаются, то не по всей длине. Чаще всего возникает проран шириной 0,20–0,35 от длины плотины. Ориентировочное значение расхода воды на один погонный метр ширины прорана ($\text{м}^3/\text{с м}$):

Напор, м	5	10	25	50
Расход, $\text{м}^3/\text{с м}$	11	31	125	352.

Определение расхода воды в створе плотины при ее прорыве ($\text{м}^3/\text{с}$) производится также по формуле для водослива с широким порогом [11]:

$$Q_{\text{пр}} = B \cdot \Delta Z^{3/2} K, \quad (1.37)$$

где B – длина плотины по урезу воды в верхнем бьефе при предельном наполнении водохранилища, м; ΔZ – разность отметок уровней воды верхнего и нижнего бьефов до прорыва плотины, м; K – коэффициент, характеризующий отношение возможной ширины прорыва к длине плотины B , а также боковое сжатие ($K = 0,5–0,75$).

На первых порах при разрушении плотины зарождающаяся волна носит прерывный характер с обрушением фронта. Затем она принимает очертание более или менее правильной волны. Скорость движения ее гребня поначалу очень велика. В простейшем случае, если ширина прорыва примерно равна ширине реки в нижнем бьефе, то скорость движения гребня волны находится в следующей зависимости от напора на плотине (для средних и крупных рек):

Напор, м	5	10	25	50
Скорость, м/с	6	12	26	51.

При такой скорости течения – это уже аэрированный поток – смесь воды и воздуха.

Прорывная волна, как и аварийный попуск, быстро распластывается по длине реки. Основные причины распластывания – растекание воды из лобовой части волны, где уклоны водной поверхности весьма значительны, вниз и вверх по реке, а также заполнение и последующее опорожнение емкости русла и поймы.

Расчет распластывания прорывной волны, или волны пуска, при ее движении вниз по реке выполняют по методам расчета неустановившегося движения. Универсальный метод расчета состоит

в последовательном интегрировании по длине реки и во времени системы дифференциальных уравнений (1.8)–(1.9), выражающих равенство действующих сил и баланс воды на каждом небольшом участке реки. Успех дела решается не столько методом расчета, сколько полнотой и точностью исходных данных по морфометрии и пропускной способности реки на отдельных участках, а также данных о расходах воды в источнике возмущения. Самый же простой метод определения расхода воды при прорыве плотины для створа, находящегося ниже ее, базируется на использовании кривой времени добегания для относительно большого по длине участка реки или формулы

$$Q = \frac{W_0 Q_{\text{про}}}{W_0 + Q_{\text{пр}} L r}, \quad (1.38)$$

где W_0 – объем водохранилища при наивысшем уровне верхнего бьефа, м^3 ; L – расстояние от плотины до створа, м ; r – коэффициент, отражающий условия прохождения волны прорыва в нижнем бьефе (табл. 1.4).

Таблица 1.4

Значения коэффициента r в формуле (1.38)

Типы рек	Уклоны на участке распластывания волны	r
Малые низинные	0,0001 – 0,0005	1,50
Средние низинные	0,0005 – 0,0001	1,25
Малые равнинные	0,0005 – 0,005	1,00
Средние равнинные	0,0001 – 0,0005	0,80
Малые полугорные	0,005 – 0,05	0,65
Средние полугорные	0,0005 – 0,005	0,50
Малые горные	0,05 – 0,01	0,40
Средние горные	0,005 – 0,05	0,35

1.11. Наводнения, вызванные переполнением котловин озер и внутренних морей. Наводнения на водохранилищах

На любом водоеме наблюдаются два основных вида колебаний уровня:

- *общее повышение* (или понижение) всего водного зеркала озера. Оно связано с изменением объема воды в озере; колебания уровня совершаются плавно, медленно;

- *кратковременное повышение* водной поверхности озера в одном месте, которое компенсируется соответствующим понижением в другом, например, обусловленное воздействием ветра на водную поверхность. Кратковременные нагоны и сгоны самой различной величины и продолжительности могут следовать друг за другом непрерывно. При этом объем воды в озере не меняется.

Оба вида колебаний уровня совершаются одновременно, и на больших озерах порой их нелегко отделить друг от друга.

Общий ход уровня определяется водным балансом озера, который представляет собой равенство трех групп компонентов, или составляющих, а именно:

- количества воды, поступающей в озеро за некоторый интервал времени Δt (декаду, месяц, сезон, год и т.д.), или суммы приходных компонентов водного баланса;

- количества воды, расходуемой из озера за тот же интервал времени Δt , или суммы расходных компонентов баланса;

- изменения объема воды в озере за интервал Δt или суммы аккумуляционных элементов баланса.

К приходным компонентам водного баланса относятся поверхностный и подземный приток в озеро, атмосферные осадки на поверхности озера; к расходным компонентам – поверхностный и подземный сток из озера, испарение с поверхности озера. Главный аккумуляционный компонент баланса – изменение объема воды в чаше озера, а точнее, разность между объемами в конце и в начале интервала ($W_{\text{кон}} - W_{\text{нач}}$).

Значения компонентов водного баланса все время изменяются. Некоторые из них невелики. В большинстве случаев можно учитывать только следующие компоненты: поверхностный приток и сток, испарение, изменение объема. Если, поверхностный приток и сток ($Q_{\text{пр}}$ и $Q_{\text{ст}}$) выразить в виде среднего расхода в $\text{м}^3/\text{с}$ за интервал

времени Δt в сутках, осадки и испарение (X и E) — в мм слоя, объемы $W_{\text{нач}}$ и $W_{\text{кон}}$ — в млн м³, наконец, площадь водного зеркала Ω — в км², то уравнение водного баланса для сточного озера можно записать следующим образом:

$$Q_{\text{пр}} = Q_{\text{ст}} \frac{11,6 \Omega (E - X)}{10^3 \Delta t} + 11,6 \frac{(W_{\text{кон}} - W_{\text{нач}})}{\Delta t}. \quad (1.39)$$

Аналогичным образом для бессточного озера:

$$Q_{\text{пр}} = \frac{11,6 \Omega (E - X)}{10^3 \Delta t} + 11,6 \frac{(W_{\text{кон}} - W_{\text{нач}})}{\Delta t}. \quad (1.40)$$

Площадь водного зеркала многих озер в пределах наблюдаемой амплитуды колебаний уровня из-за крутых берегов практически постоянная. При этом изменение объема равно произведению площади водного зеркала на изменение уровня, и тогда

$$W_{\text{кон}} - W_{\text{нач}} = \frac{\Omega}{10^2} (H_{\text{кон}} - H_{\text{нач}}) = \frac{\Omega}{10^2} \Delta H, \quad (1.41)$$

где $H_{\text{кон}} - H_{\text{нач}} = \Delta H$, см.

Приведенное выше понятие об уравнении водного баланса служит принципиальной основой для анализа причин колебания уровня, расчетов и прогнозов этих колебаний.

Решающее значение в величине вклада отдельных компонентов водного баланса различных озер имеют климатические условия, а также соотношение между площадью бассейна F и площадью водного зеркала Ω , которое характеризует относительную емкость озера. Как правило, в приходной части водного баланса любого озера преобладает поверхностный приток. В расходной части баланса имеет место преобладание поверхностного стока (если озеро сточное) или испарения (если озеро бессточное). В зоне избыточного увлажнения роль осадков и испарения невелика, притом они компенсируют друг друга. В целом по мере продвижения с севера на юг возрастает удельный вес испарения в расходной части баланса и уменьшается вес осадков в приходной части. В то же время чем меньше отношение F/Ω , тем больше роль осадков и испарения.

Для ориентировочных расчетов наивысших уровней воды сточных озер в зоне избыточного увлажнения используется зависимость

$$\Delta \bar{H} = \beta \left(\frac{F}{\Omega} \right)^{0.5}, \quad (1.42)$$

где $\Delta \bar{H}$ – средний весенне-летний подъем уровня воды в озере, см; β – коэффициент, определяемый по данным наблюдений на смежных морфологически однородных озерах. Для озер Кольского полуострова и Карелии β принимается равным 20, а для озер северных и центральных областей европейской территории России – 32, для рек бассейна Средней Оби – 21.

Переход от среднего многолетнего подъема уровня к подъему расчетной вероятности превышения производится по кривым обеспеченности с параметрами C_S и C_V , установленным также по данным наблюдений на изученных морфологически однородных озерах. Зависимость (1.42) применима для отношения F/Ω менее 250.

При расчете уровня бессточного озера сначала для годовичного интервала времени за многолетний период определяются значения главных компонентов водного баланса: поверхностного притока $Q_{пр}$ (по данным о среднем модуле стока с водосборов-аналогов, где измеряются расходы воды), осадков X (по данным наблюдений на ближайшей к озеру метеостанции) и испарения E (по расчету или данным испарительной сети Росгидромета). Затем рассчитываются средние многолетние значения $Q_{пр}$ ($\text{м}^3/\text{с}$), X и E (мм слоя). Далее вычисляется площадь водного зеркала озера (км^2) при равновесном горизонте водной поверхности

$$\bar{\Omega} = \frac{31,5 \cdot 10^2 Q_{пр}}{10^{-1}(\bar{X} - \bar{E})}, \quad (1.43)$$

и по кривой $\Omega = f(H)$, координаты которой устанавливаются в ходе топографических работ, определяется уровень равновесия $\bar{H}$.

Для определения уровня 1%-ной вероятности превышения при C_S используются формулы:

$$H_{1\%} = \bar{H} + 2,33\sigma_z, \quad (1.44)$$

$$\sigma_z = \sqrt{\sigma_x^2 + \sigma_y^2 + 2r_{xy}\sigma_x\sigma_y}, \quad (1.45)$$

где $z = \Delta H$; $x = \frac{31,5 \cdot 10^2 Q_{\text{пр}}}{\bar{\Omega}}$; $y = 10^{-1}(X - E)$; $\sigma_z, \sigma_x, \sigma_y$ – средние

квадратические отклонения величин z, x, y от нормы; r_{xy} – коэффициент корреляции между величинами x и y .

В значения расчетных уровней вводятся поправки на нагон ΔH_n и ветровое волнение ΔH_v , которые рассчитываются по соответствующим методикам.

Для карстовых, периодически исчезающих озер, а также для озер с искаженным естественным режимом обязательно производство полевых исследований.

Прогноз отличается от расчета тем, что при его составлении принимаются во внимание наиболее вероятные значения $Q_{\text{пр}}$, X и E для выбранного интервала времени (декады, месяца или года). Ход уровня получается последовательным решением уравнения водного баланса на ряд интервалов вперед, например, на 10 лет. Как правило, значения слоя испарения подвержены малым колебаниям от года к году, осадки всегда играют небольшую роль. Поэтому главное при составлении прогноза заключается в оценке возможного поверхностного притока.

Для сточного озера учитывается наличие связи между уровнем озера и расходом воды из озера $Q_{\text{ст}}$. Своеобразие аналитического решения уравнения водного баланса озера при этом состоит в том, что средняя за избранный шаг времени площадь водного зеркала сама есть функция искомого конечного уровня $H_{\text{кон}}$. То же самое относится к среднему за интервал Δt расходу из озера $Q_{\text{ст}}$. Получается, что в одном уравнении фигурируют два неизвестных, и его приходится решать в два-три приближения.

Чтобы облегчить вычисления, прибегают к предварительному построению вспомогательных графиков. Например, для Ладожского озера используется график зависимости $\Delta H = f(H_{\text{нач}}, Q_{\text{пол. пр}})$, где ΔH – изменение уровня за месяц, $H_{\text{нач}}$ – уровень в начале месяца, $Q_{\text{пол. пр}}$ – полезный приток (поверхностный приток с осадками и испарением). Учитывая наличие прямой зависимости расхода воды Невы в истоке ($Q_{\text{ст}}$) от уровня озера (H):

$H, \text{ см БС}$	350	400	450	500	550	600	650
$Q_{\text{ст}}, \text{ м}^3/\text{с}$	1350	2030	2520	2990	3450	4450	4620,

можно определить, как поведет себя уровень воды в озере. Если в данный момент уровень озера высокий, например 600 см БС, то, чтобы он и дальше повышался, должно выполняться условие $Q_{\text{пол. пр}} > 4450 \text{ м}^3/\text{с}$. В случае $Q_{\text{пол. пр}} < 4450 \text{ м}^3/\text{с}$ уровень начнет стремительно падать. Пусть, напротив, начальный уровень озера низкий, например 400 см БС, тогда подъем уровня будет иметь место при $Q_{\text{пол. пр}} > 2030 \text{ м}^3/\text{с}$, а стремительный спад при $Q_{\text{пол. пр}} < 2030 \text{ м}^3/\text{с}$. В свою очередь, большой или малый приток в Ладожское озеро в летне-осенний период зависит в какой-то мере от количества атмосферных осадков, выпадающих в прибрежных районах и на само озеро, но, главным образом, от наличного запаса воды в больших озерах бассейна (Онежском, Сайма, Ильмень) и, соответственно, от водности вытекающих из них крупных рек: Свири, Вуоксы, Волхова. При этом лето и осень могут быть дождливыми, но упомянутые озера мало наполнены водой, и наоборот. Очень высокий уровень Ладоги может наступить лишь после двух-трех многоводных лет подряд, как это было в 1922–1924 гг. Очень же низкое стояние уровня, как, например, в 1940 г., наблюдается после трех-четырех маловодных лет подряд (1937–1940 гг.).

При относительно малой емкости озера возможно, как и для реки, построить по наблюдаемым данным график зависимости максимального уровня весеннего наполнения озера от объема весеннего притока в озеро. Такая зависимость, в частности, используется для оз. Ильмень. Для Чудско-Псковского озера с несколько большей относительной емкостью к объему притока добавляется величина $\Delta W = W_{\text{нач}} - \bar{W}_{\text{нач}}$, где $W_{\text{нач}}$ — объем воды в озере в начале половодья, $\bar{W}_{\text{нач}}$ — среднее многолетнее значение объема $W_{\text{нач}}$.

Как отмечалось, для озер весьма характерными являются ветровые сгонно-нагонные колебания уровня воды, которые дополнительно повышают уровень воды у того или иного берега водоема. Подъем уровня при нагоне зависит от длины разгона ветра над водоемом, средней глубины по длине разгона и скорости ветра. Высота подъема уровня при нагонах повторяемостью примерно 1 раз в 15–20 лет следующая: Сегозеро, озера Сайма и Байкал — 20–25 см, Белое, Чудско-Псковское, Ильмень — 50–60 см, Онежское и Ладожское — 70–100 см, озеро Ханка и Азовское море — 100–150 см, Каспийское море 200–250 см.

Чем крупнее озеро и меньше его глубина, тем больших размеров достигают нагоны и сгоны. Если конфигурация водоема в плане близка к кругу или эллипсу, нагоны и сгоны заметно больше, чем при сложной конфигурации со многими губами, заливами, островами.

Сгонно-нагонные колебания уровня неодинаковы в разных частях одного и того же водоема. У приглубых берегов нагоны и сгоны меньше, чем у отмелей. Самые малые колебания уровня отмечают-ся в центральных глубоководных районах, а самые большие — в вершинах узких заливов, вытянутых в направлении господствующего ветра.

На озерах амплитуда колебаний уровня воды при сейше намного меньше, чем при нагонах и сгонах. Чем больше по площади и глубине водоем, тем больше амплитуда колебаний уровня воды при сейше. Максимальные наблюденные величины следующие: озера Телецкое — 5–7 см, Онежское и Чудско-Псковское — 8–12 см, Ладога и Байкал — 14–16 см.

Как правило, *водохранилища* создаются в долине реки или в чаше озера путем возведения подпорной плотины. Различают водохранилища горного, равнинного озерного и равнинного речного типа. Горное речное водохранилище короткое и глубокое, уклон поверхности воды в нем небольшой. Равнинное озерное водохранилище — широкое, округлое, его поверхность также почти горизонтальна. Равнинное речное водохранилище сравнительно узкое, вытянутое в длину, подчас многолопастное, имеет уклон в сторону плотины.

В каждом речном водохранилище есть нижняя зона с незначительным уклоном водной поверхности и верхняя зона с довольно значительным уклоном (рис. 1.4). При увеличении приточного расхода воды (например, в паводочный период) протяженность верхней зоны возрастает, а нижней, соответственно, уменьшается. Обратное влияние оказывает общее повышение уровня водохранилища. Чем выше этот уровень, тем, при прочих равных условиях, меньше падение по длине водохранилища, короче верхняя зона и длиннее нижняя. Наибольшее падение, таким образом, имеет место при большом приточном расходе и низком уровне у плотины, и наоборот. Величина падения в основном следует за приточным расходом. В период весеннего наполнения она в 5–10 раз больше, чем в меженный период.

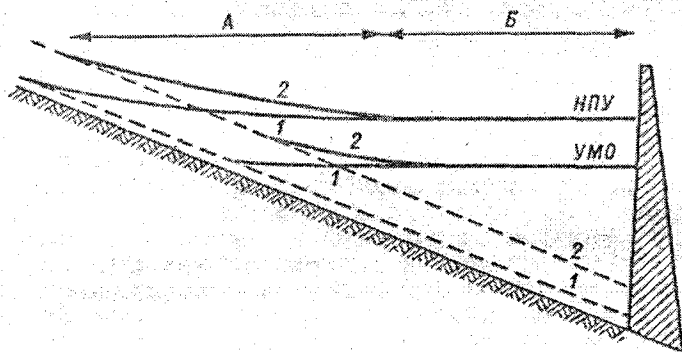


Рис. 1.4. Продольные профили водной поверхности речного водохранилища при уровне мертвого объема (УМО) и нормальном подпорном уровне (НПУ) в случаях малого (1) и большого (2) приточного расхода воды:

А – верхняя зона с более или менее значительным уклоном.

Б – нижняя зона с почти горизонтальной поверхностью. Пунктиром показаны продольные профили водной поверхности реки до возведения водохранилища.

Возможны две схемы пропуска весеннего половодья через водохранилище. По первой схеме после предпаводочной сработки водохранилище сравнительно быстро наполняется доверху еще до наступления максимального приточного расхода, который затем пропускается транзитом. Это отвечает требованиям гидроэнергетики и водного транспорта. По второй схеме после предпаводочной сработки водохранилище наполняется медленно. Нормальный подпорный уровень (НПУ) достигается несколько раньше или в момент максимума притока, затем допускается некоторая форсировка над НПУ, благодаря чему осуществляется срезка максимума. Последняя схема характерна для водохранилищ, участвующих в борьбе с наводнениями в нижнем бьефе гидроузла. Длительность периода форсировки до 1,0–1,5 месяцев, величина дополнительного подъема до 0,3–0,5 м. Форсировка осуществляется во все годы или только в многоводные годы.

Рабочий объем водохранилища и пропускная способность плотины рассчитываются на пропуск половодья с объемом и максимумом определенной обеспеченности в соответствии с классом капитальности сооружения. Если половодье окажется большим по размерам, то уровень водохранилища превысит уровень форсировки, и прибрежная территория окажется затопленной. Отнюдь не обяза-

тельно, чтобы это затопление сопровождалось аварией плотины. Ведь гребень плотины, как и оградительных дамб по берегам, возвышается над НПУ (или уровнем форсировки) на величину нагона, сложенную с высотой ветровой волны и высотой ее наката на откос. Это создает запас прочности плотины.

Все же недопустимое по условиям затопления прилегающей местности повышение уровня водохранилища иногда случается. Причины этого разнообразны: просчеты эксплуатационного персонала, ошибочный гидрологический прогноз, неподготовленность нижнего бьефа и пр.

В водохранилище выделяются три зоны отчуждения из-за затопления:

- зона постоянного затопления ниже нормального подпорного уровня (НПУ) с учетом кривой подпора (продольного профиля водной поверхности), соответствующего максимальному приточному расходу 10 %-ной обеспеченности для пашен и искусственных сенокосов и 25 %-ной для естественных луговых угодий;

- зона временного затопления между НПУ и уровнем форсировки; может быть использована под пашни и культурные долготлетние пастбища при продолжительности затопления до 8–10 суток и под естественные луговые угодья при продолжительности затопления до 30–40 суток;

- зона подтопления, где имеет место существенное повышение уровня грунтовых вод. Подтопление территорий – своего рода подземное наводнение. Оно обуславливает заметное повышение зеркала грунтовых вод вблизи от водохранилищ.

Наименьшее допустимое залегание зеркала грунтовых вод от дневной поверхности:

- а) в городах, в районах жилой и промышленной застройки – 2,5–3,0 м (но не менее 0,3 м от подошвы фундаментов зданий);

- б) для сельских населенных пунктов – 1,5–2,0 м;

- в) в городах на участках размещения парков, садов, скверов и стадионов – 1,0–1,5 м;

- г) на сельскохозяйственных полях в зависимости от возделываемых культур – 0,5–1,0 м (в частности, для овощных культур, корнеплодов и подсолнечника – 0,8–0,9 м).

Таким образом, периодическое или даже ежегодное затопление зоны форсировки, а также местности с отметками, близкими к тем,

которые соответствуют кривой подпора при максимальном приточном расходе 10%-ной обеспеченности (для пашен и искусственных сенокосов), – событие вполне закономерное, заранее планируемое. Именно поэтому в проект создания водохранилища включаются следующие виды работ:

- обвалование населенных пунктов и сельскохозяйственных угодий для защиты от затопления;
- дренаж для защиты от подтопления;
- берегоукрепительные работы для предотвращения оползней и обрушений;
- устройство гидроизоляции на зданиях и сооружениях, попадающих в зону подтопления;
- засыпка части акватории для ликвидации мелководий.

При возможности на берегах водохранилищ сажают низкоствольные леса из тополей, ив, ольхи и березы. Первые три вида деревьев способствуют осушению горизонта скольжения грунта, а береза своими корнями скрепляет верхний слой почвы.

При создании и эксплуатации водохранилищ приходится решать вопрос об использовании подтопленных земель. По масштабам распространения явления подтопления различают: берега с узкой полосой подтопления – менее 300 м, с широкой полосой – 300–600 м, с очень широкой полосой 600–2000 м и более. По степени влияния на природную среду выделяют подзоны сильного, умеренного и слабого подтопления:

– подзона сильного подтопления, где в течение большей части вегетационного периода почва находится в переувлажненном состоянии и постоянно приобретает гидроморфные и гидрогленные свойства; из-за неблагоприятного воздушно-водного режима снижается ценность травостоя;

– подзона умеренного подтопления, где растительность в целом остается прежней, но делается несколько более разнообразным ее видовой состав;

– подзона слабого подтопления, где создаются хорошие условия для снабжения водой корнеобитаемого слоя почвы; отмечаются небольшие изменения почвы и растительности; продуктивность трав несколько возрастает.

Продолжительность формирования нового состояния почвы и растительности в зоне подтопления после заполнения водохрани-

лица — около 15–20 лет, из них основные трансформации приходятся на первые 5–10 лет. Непосредственно вблизи уреза водохранилища (0–500 м) продолжительность формирования указанного состояния меньше: в песках и супесях — 7–10 лет, в суглинках — 12–14 лет.

Изменение вида почв и растительности — далеко не единственный результат подтопления. Есть также много других последствий подтопления, а именно:

- затопление подвальных помещений в городах;
- затопление шахт и пластов полезных ископаемых;
- образование мелких водоемов и заболоченных пространств в понижениях;
- обрушение крутых склонов вследствие оползней, обвалов и осыпей;
- просадка зданий и подземных сооружений (водопроводных, канализационных и иных сетей).

Отбивка зоны подтопления, разделение ее на подзоны производится на основании материалов специальных изысканий. При этом вначале дается прогноз положения зеркала грунтовых вод в прибрежной полосе. В грубом приближении можно исходить из того, что в равнинных районах ширина зоны подтопления ($B_{\text{подт}}$) находится в такой зависимости от уклона (I) прилегающей к водохранилищу местности:

$I, ‰$	0,002	0,005	0,010	0,020
$B_{\text{подт}}, \text{ м}$	1600	450	250	100.

1.12. Регулирование паводков и паводков

Регулирование паводков производится путем преобразования склонов на водосборах, регулирования речного русла, водоотвода из русла и создания водохранилищ [19]. В борьбе с наводнениями используются дамбы [26].

Регулирование склонового стока. Целью регулирования склонового стока является сохранение воды, т. е. увеличение ее запаса путем правильного землепользования. При помощи соответствующей агротехники можно сохранить влагу, выпадающую на сельскохозяйственные угодья. Это достигается путем усиления инфильтрации. Уменьшение поверхностного стока вследствие инфильтрации

может быть достигнуто в результате надлежащего подбора растительного покрова или механическим путем — с помощью террасирования или вспашки по горизонталям. В сельскохозяйственных районах такие меры могут быть осуществлены при малых затратах в ходе обычной производственной деятельности. В районах, где почвы маломощны и склоны круты, регулирование склонового стока приносит незначительную пользу.

В неземледельческих районах уменьшению склонового стока способствует регулирование вырубки леса, перехват воды в прудах и депрессиях, а также травосеяние. Лесной покров снижает склоновый сток, распределяя его в течение года более равномерно. В лесу снег тает медленнее, чем на открытой местности, и питание водотоков ручейками продолжается дольше, что чрезвычайно важно в районах, где устройство водохранилищ затруднено или их емкости недостаточны для аккумуляции всего стока. Положительное влияние лесного покрова усиливается при благоприятных условиях инфильтрации. На легко проницаемых мощных лесных почвах талая вода достигает зеркала подземных вод и расходуется в виде грунтового стока, который происходит равномернее поверхностного.

Улучшение растительного покрова повышает перехват воды, а террасирование и вспашка по горизонталям увеличивают поверхностную аккумуляцию влаги. Вместе с тем, до сих пор нет доказательств того, что указанными методами удавалось значительно снизить пики паводков на большом речном бассейне. Выводы о большом снижении пиков за счет преобразования склонов во многом основаны на данных, полученных для отдельного паводка, который оказался менее сильным в районах, где проводились различные профилактические мероприятия, по сравнению с районами, где они не проводились. При этом часто не учитывают колебаний в интенсивности ливня по бассейну и различий в гидрологических характеристиках, присущих сравниваемым районам.

Причины, приводящие к повышению инфильтрации, обязательно снижают поверхностный сток. Но указанное снижение может быть частично возмещено за счет увеличения внутрипочвенного стока. Так, в тех местах, где облесенный почвенный слой неглубок, а просочившаяся влага быстро расходуется на внутрипочвенный сток, облесение приносит мало пользы. Кроме того, увеличение

инфильтрации, в свою очередь, приводит к увеличению влагосодержания почвы, что действует на последующий сток положительно.

Перехват и накопление воды в депрессиях в условиях сильных ливней являются второстепенными факторами. Обводнительные пруды удерживают после паводков некоторое количество воды, однако их нельзя эксплуатировать как противопаводочные сооружения. Если сильные дожди выпадают в тот момент, когда водоемы заполнены, они не принесут никакой пользы, а осадки, выпадающие на поверхность водоемов, могут в некоторых случаях повысить максимальный уровень.

Эффект регулирования склонового стока еще больше ограничивается невозможностью осуществить мероприятия в пределах всего бассейна, так как на склонах всегда есть водонепроницаемые участки, как, например, дороги, строения и сами по себе русла, где сток чрезвычайно велик. Могут также встретиться бросовые земли, где меры по охране почв нерентабельны (участки с крутыми склонами, глинистыми маломощными почвами и т. д.).

Регулирование русла. Любые обстоятельства, снижающие водопропускную способность русла, приводят к повышению уровня при данном расходе воды. Следовательно, уровень может быть существенно снижен путем расчистки и спрямления русла. Преимущества такого способа очевидны на участках, расположенных выше расчищенного отрезка русла. Улучшение гидравлических условий на участке регулирования снижает уровни и ускоряет сброс воды с вышележащего участка, однако это приводит к более быстрому поступлению воды на нижележащий участок. Уменьшение руслового запаса при спрямлении русла, а также снижение уровня на верхнем участке может только способствовать возрастанию пиков ниже регулируемого участка. Ускорение притока с верхних участков изменяет синхронность расходов на нижних участках. На малых бассейнах влияние этого изменения синхронности можно предвидеть с некоторой степенью точности. В больших бассейнах, где синхронность определяется сроками выпадения осадков на различных участках бассейна, это влияние, очевидно, предсказать труднее. В некоторых случаях пики в низовьях повышаются, в других же случаях они уменьшаются.

Вследствие ускоренного размыва русла на спрямленном участке и отложения наносов ниже него изменяется продольная конфи-

гурация дна русла. При этом влияние спрямления проявляется в увеличении наводнений на нижележащих участках вследствие повышения дна русла. Естественное стремление реки к меандрированию со временем приводит к восстановлению первоначальной длины русла, и потребуются новые спрямления для сохранения проектных условий.

Водоотвод из русла. В ряде случаев для сброса избыточных паводочных вод прокладываются отводные каналы. Их цель – удаление избыточной воды без причинения повреждений объекту. Вода направляется в них через водосброс – водослив или водоспуск. Водосливы или водоспуски, представляют собой отверстия в насыпи, через которые вода сбрасывается, когда уровни достигают опасной высоты. Если необходимо регулировать отвод избыточной воды, отверстие может быть снабжено затвором. Влияние водоотвода заключается не только в том, что удаляется определенное количество воды из реки. Водослив, расположенный ниже предохраняемой зоны, приводит к росту скорости, увеличивает наклон водной поверхности и, следовательно, снижает уровни паводочных вод. Если водослив расположен выше предохраняемой зоны, то он уменьшает наклон водной поверхности в пределах зоны. Такой водослив служит в основном для сброса расходов с вышележащих участков вместо того, чтобы выполнять роль предохранительного отвода, так как уровень воды при этом может почти не понижаться. В верхние отводные каналы системы водоотвода вода может поступать через водосливные плотины. Они создают вспомогательный объем для приемки паводочных вод, но также одновременно вызывают необходимость в устройстве выше их дамб.

Решение открыть отвод обычно основывается на прогнозе опасных уровней в некоторой критической точке. Отвод почти всегда максимально эффективен, если его открыть в начале паводка. Раннее открытие отвода обеспечивает быстрый сброс головной части паводочной волны и оставляет незаполненным большое количество емкостей, предназначенных для снижения пиков. Однако такой режим соблюдается редко по нескольким причинам. Во-первых, быстрый сброс воды в верхнем течении почти наверняка приводит к ухудшению паводочных условий в некоторых точках ниже по течению. Во-вторых, развитие главного паводка обычно происходит в течение значительного периода времени, и прогнозы ожидаемых гребней

в начале паводка практически невозможны. В-третьих, в точке отвода скорости, как правило, уменьшаются и образуются отложения наносов, которые могут оказать существенное влияние на будущие паводки. Поэтому желательно поддерживать высокие скорости течения воды как можно дольше. Наконец, не менее важен и психологический фактор. Несмотря на то что население, живущее ниже предохраняемой зоны, предвидя возможные наводнения, боится свои участки, оно, естественно, сопротивляется их фактическому затоплению. Землевладельцы и предприниматели могут оказать достаточно сильное давление на эксплуатационный персонал, чтобы задержать открытие шлюзов, в результате чего возникнет опасность для всего окружающего района. Поэтому критерием для открытия отвода обычно служит прогноз высокого критического уровня. Определение такого уровня требует многочисленных пробных расчетов для разных условных вариантов эксплуатации сооружений, чтобы установить вариант, обеспечивающий максимальную защиту при минимальном затоплении вследствие отвода. Эти вычисления включают в себя главным образом расчеты трансформации паводков.

Противопаводковые водохранилища предназначены для равномерного распределения паводочных расходов во времени, что позволяет избежать высоких пиков, причиняющих большие убытки [19]. В противопаводковом водохранилище поддерживается минимальный уровень воды, за исключением паводочных периодов, когда сброс воды через плотину устанавливается на максимально безопасной величине, а избыток его аккумулируется. В идеальном случае диспетчер гидроузла снабжен исчерпывающим прогнозом расходов воды на такой период, который требуется для проведения необходимых операций (рис. 1.5). До момента А приток весь сбрасывается. Момент А определяется из условия равенства имеющегося запаса избыточному притоку сверх сбросного расхода. Начиная со времени А, сбрасывается постоянный расход, а избыток притока аккумулируется. Когда приток снова уменьшится до расхода сброса, водохранилище оказывается заполненным. Следовательно, пик паводка у плотины срезается на величину ВС. На расположенных ниже участках реки эта срезка меньше и зависит от русловых запасов нижнего бьефа. Если максимальный сбросной расход не превышает безопасного расхода для объектов, расположенных ниже по течению, то сброс поддерживается на таком уровне до тех пор, пока

приток в водохранилище снова уравнивается с разгрузкой. Важно отметить, что противопаводковое водохранилище не может нормально эксплуатироваться, если плотина не снабжена отверстиями, способными давать большой расход при малом наполнении водохранилища.

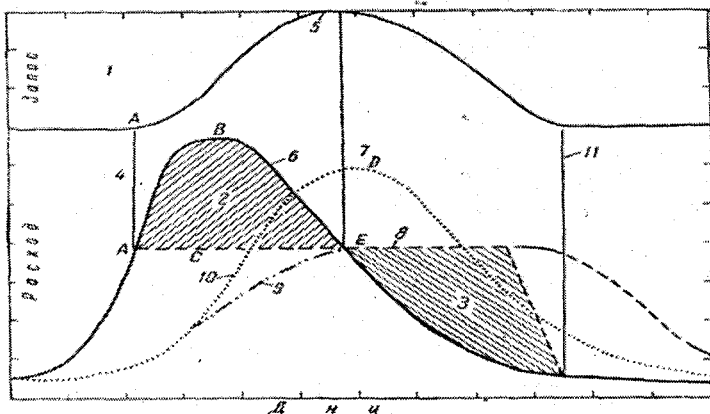


Рис. 1.5. График эксплуатации противопаводкового водохранилища.

- 1 — объем, находящийся в водохранилище, 2 — вода, задержанная в водохранилище, 3 — сброс аккумулярованной воды, 4 — начало аккумуляции, 5 — водохранилище заполнено, 6 — естественный расход притока у плотины, 7 — начало сброса, 8 — зарегулированный расход, 9 — зарегулированный расход в нижнем бьефе, 10 — естественный приток, перенесенный на нижний участок, 11 — водохранилище опорожнено.

Идеальная работа сооружения по борьбе с паводком требует точного прогноза притока с заблаговременностью, превышающей период наполнения и разгрузки водохранилища. Прогноз местного паводочного притока в нижнем бьефе также необходим, чтобы избежать опасного наложения местного притока на высокий сброс, если заблаговременность прогнозов недостаточна, то есть возникает опасность, что последующий паводочный сток не будет должным образом зарегулирован. Для сведения этой опасности к минимуму в течение любого паводка запасная емкость заполняется лишь в той мере, в какой это необходимо для безопасности объектов нижнего бьефа. При этом сохраняются достаточные емкости для регулирования последующих паводков.

Рано или поздно будет наблюдаться высокий паводок, который не может быть зарегулирован так, чтобы полностью обеспечить

безопасность в нижнем бьефе. Целью в данном случае является не срезка пика, а наибольшее снижение уровня в важных пунктах нижнего бьефа. На основе прогноза паводка разрабатывается график сброса, и эффект такого графика определяется после его переноса в критические пункты нижнего бьефа. Проверка может подсказать необходимые изменения в графике сброса, которые вновь проверяются. Указанная операция может быть запланирована лишь на период заблаговременности, обеспеченной достаточно надежными прогнозами. После сброса воды повлиять на режим нижнего бьефа уже невозможно. Если сброшенная вода достигает критического пункта в нижнем бьефе за несколько суток, то в этом промежутке на пути добегания могут выпасть осадки, образующие дополнительный приток. Поэтому в пределах времени, на которое составляется прогноз, следует вносить соответствующие поправки в расчеты, учитывая вероятную ошибку прогнозирования.

Если в пределах бассейна работают два водохранилища или более, проблема усложняется, хотя эксплуатация их может быть более гибкой. При наличии ряда водохранилищ они должны эксплуатироваться как единая система. В этом случае нужен прогноз естественных расходов в районе каждой плотины и в различных критических пунктах ниже нее. Путем подбора устанавливается наилучший вариант совместной эксплуатации водоемов. Целью эксплуатации системы является не максимальное уменьшение расходов ниже плотин, а сведение к минимуму суммы убытков от паводков. Чем больше число водохранилищ в системе, тем разнообразнее варианты их использования. Самостоятельная работа каждого водохранилища без учета режима других водохранилищ может, скорее, привести не к уменьшению, а к увеличению паводочного расхода ниже системы.

Повышение максимальных расходов в системе водохранилищ представляет серьезную опасность. В водохранилищах паводочная волна движется значительно быстрее, чем в русле, поэтому система водохранилищ может сократить на несколько дней время прохождения паводочного пика от верховьев до устья реки. Общее сокращение времени добегания волны способствует синхронизации поступления максимальных расходов из притоков, что приводит к повышению паводочных пиков в низовьях реки. Если в водохранилищах имеются свободные емкости, то умелой эксплуатацией можно не

только преодолеть этот эффект, но и уменьшить паводочный сток из системы. При заполнении емкостей водами предыдущего паводка становится невозможным регулирование паводочной волны и, следовательно, в низовьях может иметь место больший расход воды. Даже если пик паводка не увеличиться, уменьшение времени добегания ограничит возможности принятия защитных мер в низовьях.

Дамбы – это ограждающие сооружения, создающие защиту низменностей от затопления паводочными водами. Весьма часто дамбы строятся как можно ближе к руслу реки. Такое ограничение русла приводит к повышению уровня воды и требует строительства высоких насыпей, что, в свою очередь, увеличивает опасность их прорыва. Расположение дамб на правильном расстоянии от берега реки снижает пики уровней и, следовательно, уменьшает высоту насыпи. Снижение затрат на строительство, а также удешевление эксплуатации дамб может оправдать убытки, связанные с тем, что часть площади будет по-прежнему затопляться. Для определения наиболее экономичного решения может быть рассмотрено несколько вариантов возведения дамб. Следует также учесть, что при наличии надежных паводочных прогнозов возможно экстенсивное использование не защищенных дамбами паводочных пойм.

При проектировании дамб основным гидрологическим критерием является профиль водной поверхности, отвечающий расчетному паводку. Данные о нем переносятся на участок, где намечено обвалование. Перенос данных должен быть основан на расчете трансформации паводка в условиях, которые возникнут после возведения дамбы. Необходимо учитывать влияние дамб не только на профиль паводка, но также и на существующие насыпи в других пунктах реки. Дамбы на участках рек с водохранилищами проектируются так, что к расчетному паводку вносится поправка на предполагаемое влияние водохранилища.

Одной из проблем дамб является освобождение от воды, накапливающейся за дамбами. Обычно дамбы связываются с высокими коренными берегами долины с каждой стороны главного русла. Однако осадки, выпадающие на обвалованную площадь, поступающий на нее местный сток и фильтрация через дамбы также должны быть учтены. Это может потребовать создания водосборной системы и насосной станции для перекачки поступающей воды через насыпи.

Иногда местный сток может быть собран в канал и отведен вдоль дамбы за пределы обвалованной территории самотеком. В некоторых проектах предусматриваются запасные резервуары для задержки местного стока до тех пор, пока не восстановятся низкие уровни реки и не возникнет возможность сброса через шлюзы в дамбах. Зачастую используется комбинация из нескольких систем водоотвода.

Гидрологические проблемы, связанные со сбросом местных вод за дамбами решаются обычно на основе исследования повторяемости осадков. Далее, используя зависимости стока от осадков, и единичные гидрографы, определяется гидрограф местного стока. Затем вычисляется объем воды, который должен быть аккумулирован. Паводок местного стока расчетной повторяемости определяется для периодов с высокими расходами в главном русле. После того, как определен соответствующий расчетный паводок, данные о нем переносят в пункты насосных станций, запасных резервуаров или осушительных каналов с тем, чтобы определить относительную эффективность различных методов сброса.

Возможными решениями проблемы фильтрации воды через дамбы являются строительство дамб с водонепроницаемым ядром и расширение их основания.

1.13. Изменения климата и наводнения

Климат Земли меняется под воздействием сложных природных факторов. Причиной естественных его перемен большинство исследователей считают изменения орбиты Земли и связанное с этим уменьшение или увеличение солнечной энергии, достигающей земной поверхности. Параметры орбиты меняются под воздействием гравитации планет Солнечной системы, а возможно, и других небесных тел.

Климат на Земле менялся неоднократно. Так, было не менее трех крупных ледниковых эпох. Последняя — около 600 млн лет назад. Уровень океана тогда был примерно на 80 м ниже современного, континенты сплошь покрылись ледниками. В недавнем прошлом также имели место сильные похолодания с катастрофическими последствиями для населения Земли, например, 15 тысяч лет тому назад. Тогда произошло понижение средней глобальной температуры на два-три градуса. Но случались и очень теплые периоды, когда тая-

ли даже полярные льды. Около 8–13 тысяч лет назад на Земле установился климат, близкий к современному климату.

В последние два-три десятилетия температура атмосферы растет. Наблюдающееся потепление некоторые ученые связывают с увеличением концентрации углекислого газа в атмосфере в результате деятельности человека. В Северном полушарии тают ледники, и воды Гольфстрима вытесняются с водной поверхности Атлантического океана более легкими опресненными, но холодными водами, а теплые соленые воды уходят на большую глубину. Также в результате наметившихся климатических изменений в экваториальных широтах ослабевает пассат, и Солнце прогревает океан в тропической зоне до 27–30°. Все отмеченное сказалось на мощности циклонов, зарождающихся в Атлантическом океане, которые образуются при встрече холодных воздушных масс из Арктики и теплых с экваториальных широт. Разница температур между ними есть энергетический потенциал возникающих циклонов. Ранее она не превышала нескольких градусов, а сейчас увеличивается. От этого резко возрастает энергетический потенциал, а значит, и сила циклонов, обуславливающая количество осадков, силу ветров и штормов.

Образующиеся в Атлантике циклоны приносят в Европу ненастную погоду, которая нередко оборачивается катастрофическими наводнениями на западноевропейских реках, такими, как в 2002 г. Усиливаются западная циркуляция атмосферы и штормы в морях, окружающих Европу. Нагонные наводнения, вызванные ими, способны разрушать дамбы, защищающие Нидерланды, Германию и Польшу от затопления.

В России на протяжении последнего времени прослеживается общее увеличение увлажнения [24]. Мощные атлантические циклоны после Западной Европы продолжают свой путь в район Уральских гор и Северного Кавказа, где проливаются обильными дождями, а затем, обходя с юга Уральские горы, двигаются в Сибирь. Благодаря своей мощности они доходят до бассейнов рек Киренга и Витим. При усилении западной циркуляции атмосферы над территорией России повышается уровень воды в Каспийском море, происходят наводнения, обусловленные дождями на реках Кубань и Терек, наблюдается рост увлажнения почвогрунтов в бассейнах сибирских рек. О последнем свидетельствует существенное увеличе-

ние стока воды в них в зимний период. Зимнее увлажнение приводит к уменьшению способности речных водосборов поглощать избыток влаги весной, что, в свою очередь, увеличивает поверхностный сток и частоту весенних наводнений.

Контрольные вопросы

1. Какими причинами обусловлены наводнения?
2. Чем отличается потенциальная опасность наводнений от их риска?
3. От чего зависит ущерб при наводнениях?
4. Какой теорией описывается распространение волн в реках?
5. Как определить зону затопления территории?
6. Какие факторы и условия определяют наводнения весной?
7. В чем отличие формирования наводнений на равнине и в горной местности?
8. Как используется «единичный гидрограф» в прогнозах дождевых паводков?
9. Где и как формируются нагонные наводнения?
10. Какие причины приводят к крушениям плотин?
11. Что вызывает наводнения на озерах и водохранилищах?
12. Как работают противопаводковые водохранилища?
13. Какие существуют способы регулирования половодий и паводков и борьбы с наводнениями?
14. Как влияют изменения климата на повторяемость наводнений?

2. ЗАЖОРЫ И ЗАТОРЫ ЛЬДА

2.1. Причины, места и условия формирования зажоров и заторов льда

Зажор — это скопление шуги с включением мелкобитого льда в русле реки, вызывающее стеснение водного сечения речного потока и связанный с этим подъем уровня воды выше и спад ниже. Зажоры образуются осенью при замерзании рек.

Затор представляет собой многослойное скопление льдин в русле реки, образовавшееся во время подвижки или ледохода, вызывающее стеснение водного сечения и связанный с этим подъем уровня воды. Затопы образуются весной при вскрытии рек.

Как видно из определений, основное различие между зажором и затором заключается во фракционном составе льда, слагающего скопление, и временем его формирования, однако есть и другие различия (табл. 2.1). Если скопление сформировалось в процессе неоднократного замерзания и вскрытия участка реки, то можно говорить согласно Р.В. Донченко [7] о зажорно-заторном явлении.

Таблица 2.1

Характеристики процессов формирования зажоров и заторов

Показатели явления	Характеристики	
	зажора	затора
Фаза ледового режима	Замерзание	Вскрытие
Направление перемещения кромки льда	Снизу вверх по течению	Сверху вниз по течению
Процессы формирования скопления льда	Подныривание и торошение льдин	Торошение и подныривание льдин
Размер льдин	Мелкие	Крупные
Продолжительность явления	От нескольких дней до 2–3 месяцев	От нескольких часов до нескольких дней
Водность в период формирования	Низкая и уменьшается	Высокая и увеличивается
Преобладающий процесс в формировании стока	Дождевые паводки	Снеготаяние
Температура воздуха в период формирования скопления	Отрицательная	Преимущественно положительная

По длине скопления льда имеют неоднородное строение. Обычно выделяют три составные части (рис. 2.1):

1) замок или очаг зажора (затора), представляющий собой пережимку из ледяных полей, заклинивших русло, сомкнувшихся за берегов или покрытого трещинами ледяного покрова;

2) собственно зажор (затор) многослойное скопление из хаотически расположенных льдин, подвергшихся интенсивному торошению, где имеют место наибольший уклон водной поверхности и максимальная толщина льда;

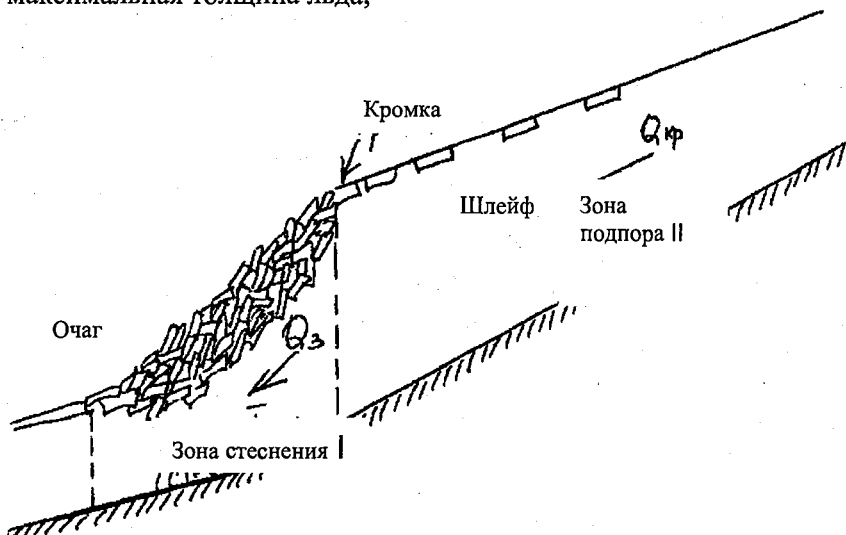


Рис. 2.1. Схематический продольный профиль затора.

3) шлейф или хвостовая часть представляет собой примыкающие к голове однослойное скопление льдин в зоне подпора, на участке которого продольный уклон водной поверхности меньше, чем при свободном ото льда русле; на крупных реках длина шлейфа составляет десятки километров.

Максимальные зажорные (заторные) уровни воды наблюдаются выше головы скопления в зоне подпора, обусловленного зажором (затором). Ниже скопления имеют место минимальные уровни.

Зажоры и заторы присущи далеко не всем рекам. Для их образования нужно сочетание определенных условий, а именно: участие больших масс льда в ледоходе и наличие препятствий движению

льда. Значительные объемы льда формируются при замерзании рек, расположенных в районах с затяжной осенью. Перед вскрытием много льда имеется в руслах почти всех рек в районах с суровым климатом. Основным препятствием для движения льда обычно являются большие по длине участки реки со сплошным и достаточно прочным ледяным покровом. Такие участки свойственны рекам, которые замерзают снизу вверх, а вскрываются сверху вниз по течению. В противном случае процессы замерзания и вскрытия протекают сравнительно спокойно, хотя на отдельных участках общая их последовательность может нарушаться из-за изменения направления течения, неодинаковых морфометрии и сопротивления русла по длине реки.

Последовательностью замерзания снизу вверх и вскрытия сверху вниз по течению обладают разные реки, а именно:

а) крупные реки, текущие с юга на север (Енисей, Иртыш, Северная Двина, Печора и др.);

б) реки, где за большим участком со значительной скоростью течения следует участок с малой скоростью, например, реки верховья которых являются горными и полугорными, а низовья равнинными (Амур, Томь и др.);

в) малые и средние реки, где указанная последовательность замерзания и вскрытия связана с особенностями формирования стока воды в бассейне вследствие того, что, например, верхняя часть бассейна безлесная, а нижняя – залесенная.

Последовательность замерзания и вскрытия, хотя и необходима, но не достаточна для образования зажоров и заторов. Достаточные условия создаются тогда, когда скорость течения воды в периоды замерзания и вскрытия реки значительная ($0,6 \text{ м/с}$ и более). Только при этом отмечаются подсоны льда под кромку ледяного покрова, торошение ледяных полей и пр.

Зажор или затор образуются также при ограничениях в транспорте льда:

1) по глубине, если $h_{\text{мин}}$ на речном участке меньше $2,5t_{\text{л}}$, где $h_{\text{мин}}$ и $t_{\text{л}}$ – глубина реки на перекатах и толщина льда при вскрытии реки;

2) по ширине, если $h_{\text{мин}} \geq 2,5 t_{\text{л}}$.

В последнем случае скопление льда образуется, когда расход льда

$$G = B V_{\text{л}} m_{\text{л}} t_{\text{л}}, \quad (2.1)$$

поступающего с ледосборного участка к нижнему его створу будет больше льдопропускной способности реки в этом створе

$$G_0 = B_0 V_{\text{л}} t_{\text{л}} \cos \alpha. \quad (2.2)$$

В формулах (2.1) и (2.2) B — ширина реки в пределах ледосборного участка; $V_{\text{л}}$ — скорость перемещения льдин, близкая по значению к поверхностной скорости течения воды; $m_{\text{л}}$ — коэффициент густоты ледохода; $t_{\text{л}}$ — толщина льдин; B_0 — ширина водного потока в створе с глубиной, большей $2,5 t_{\text{л}}$, α — угол между поперечным сечением реки на ледосборном участке и в нижнем створе или направлением течения реки выше и ниже створа.

При $G_0/G \geq 1$ скопление льда образоваться не может. Опасность образования затора имеет место при $G_0/G < 1$. Если $G_0 = 0$, то ледяное скопление формируется непосредственно у створа G_0 .

Величина G_0 зависит от пространственных координат и времени. Причины, приводящие к изменению G_0 , можно разделить по генетическому признаку на следующие группы [1]:

а) ледовые, вызывающие уменьшение G_0 вследствие сопротивления движению льдин из-за неподвижных ледяных образований (не нарушенный ледяной покров, забереги, заклинившиеся ледяные поля, наледи и пр.);

б) гидравлические, связанные с уменьшением кинетической энергии потока и, следовательно, скорости $V_{\text{л}}$, при уменьшении продольного уклона водной поверхности, например, в месте выхода реки из гор, в зоне выклинивания подпора водохранилища, в месте слияния двух рек примерно одинаковой крупности или в устье реки, где из-за недостатка энергии поток откладывает часть ледяного материала;

в) аэрогидродинамические, вызывающие изменение значения и направления вектора $V_{\text{л}}$ по отношению к общему направлению потока в результате действия центробежных сил на поворотах реки, ветрового давления и т.п.;

г) морфометрические, ограничивающие B_0 в сужениях и разветвлениях русла, а также G_0 на речных участках с перекатами и мелями и глубиной водного потока, сопоставимой с толщиной льдин.

В особенности образованию зажоров и заторов благоприятствуют сочетание нескольких видов русловых препятствий: крутого поворота с сужением русла, падения уклона с островами и т.п. Следует отметить, что протяженность поворотов, участков с сужением русла и перекатов, как правило, меньше прямолинейных участков с последовательно уменьшающимся уклоном. Поэтому скопления льда в таких местах менее устойчивы, чем в местах уменьшения уклона. На однородных по морфометрическим особенностям участках реки образование скопления льда повсюду равновероятно. На подобных участках место образования скопления в конкретном году определяется гидрометеорологическими условиями осеннего или весеннего периодов.

Факторы, оказывающие влияние на процессы формирования скоплений льда, можно разделить на постоянные морфометрические, которые уже рассмотрены и, изменяющиеся от года к году, гидрометеорологические. Мощность скоплений в том или ином году на конкретном участке реки зависит от двух групп гидрометеорологических факторов [1]:

а) тепловых, которые определяют интенсивность образования и таяния льда, его толщину и прочность;

б) механических, под действием которых происходит взлом и нарушение целостности ледяного покрова, транспортирование льда вниз по реке, торшение и подсоны льда у кромки.

Для образования *зажоров* нужен ледяной материал – шуга, которая, с одной стороны, должна интенсивно образовываться, а с другой стороны – не должна смерзаться. Поэтому существует определенный диапазон температур воздуха, при котором формируются зажоры ($-2 \dots -10$ °C). На реках, где осенью похолодание очень резкое и глубокое, больших зажоров не бывает, например, на р. Лене.

Наиболее благоприятная для зажорообразования скорость течения воды 0,5–1,6 м/с. При скорости течения меньше 0,5 м/с река замерзает без зажоров путем смыкания быстро расширяющихся заберегов. При очень большой скорости течения зажоров не бывает, так как внутриводный лед не может всплыть и сформировать скопления шуги.

Полное представление о граничных условиях процесса образования зажора дает график, иллюстрирующий изменение соотноше-

ния между скоростью течения воды и температурой воздуха в период замерзания (рис. 2.2). В холодную осень помимо интенсивной теплоотдачи с водной поверхности имеет место небольшая скорость течения (невелик сток воды), поэтому замерзание происходит без зажоров, в основном за счет поверхностного льда (линия АВ на рис. 2.2). В относительно теплую осень наоборот складываются благоприятные условия для образования зажоров, так как выпадающие, как правило, обильные жидкие осадки и снеготаяние в период оттепелей приводят к увеличению скорости течения воды. При небольшой интенсивности теплоотдачи с водной поверхности формируется в основном внутриводный лед, вместе с тем период замерзания затягивается, что способствует скоплению у кромки большого объема внутриводного льда, т. е. образованию зазора (линия СД на рис. 2.2).

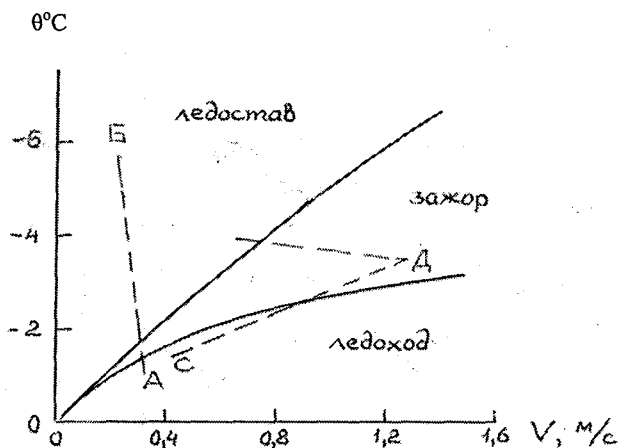


Рис. 2.2. Иллюстрация соотношений температуры воздуха и скорости течения воды в период замерзания реки.

Затор образуется, если речной поток испытывает недостаток кинетической энергии для взлома ледяного покрова, расположенного ниже по течению участка. Характеристикой сопротивляемости ледяного покрова вскрытию может служить произведение относительной прочности льда (по отношению к прочности в начале периода таяния льда) на толщину ледяного покрова или льдин (ϕt_n). Прочность льда, как установлено С.Н. Булатовым [2], находится

в тесной зависимости от теплообмена между воздухом, льдом и водой. Взламывается ледяной покров под действием силы влечения со стороны водного потока, ее численным показателем является отношение расхода воды к квадрату ширины реки (Q/B^2). Различному сочетанию φt_n и Q/B^2 (рис. 2.3) соответствует определенная ледовая обстановка на участке реки: ледостав, затор, ледоход. Очевидно, что затор формируется при расходе

$$Q_b < Q_3 < Q_{пр},$$

где Q_b и $Q_{пр}$ — значения расхода воды соответственно на моменты вскрытия реки и прорыва затора льда, зависящие от толщины и прочности льда. При этом, чем больше значение φt_n , тем больше затороформирующий расход воды и тем мощнее скопление льда.

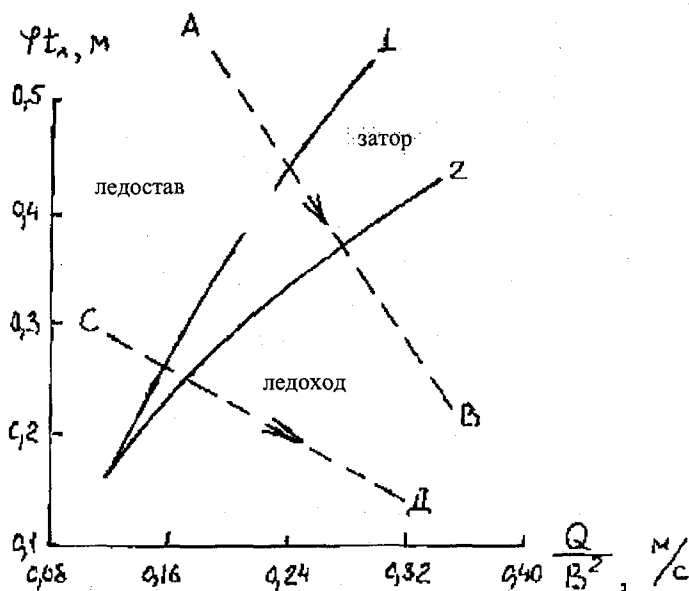


Рис. 2.3. Изменение величин φt_n и Q/B^2 при мощном (линия АВ) и слабом (линия СД) заторах.

1 — кривая вскрытия, 2 — кривая прорыва скопления льда.

Наиболее мощные заторы образуются после холодной зимы при дружном формировании весеннего половодья и расходе воды, близком к максимальному расходу за половодье. Значительное

влияние на ход заторных явлений оказывает резкое понижение температуры воздуха в период заторообразования, вызывая дополнительный подъем уровня воды за счет увеличения прочности льда.

На реках, текущих с юга на север, волна половодья продвигается быстрее весны, поэтому вниз по течению сокращаются продолжительность подготовительного периода к вскрытию реки и речной поток взламывает ледяной покров, мало тронутый тепловым разрушением. При этом, по мере того как волна половодья нагоняет кромку льда, возрастает высота подъема воды при вскрытии реки и увеличивается затороформирующий расход, вследствие чего в низовьях крупных рек, текущих на север (Северная Двина, Печора, Обь, Енисей, Лена), заторный максимум уровня и максимум весеннего половодья совпадают во времени. При интенсивном снеготаянии в тылу фронта потепления создаются условия для формирования мощных заторов льда.

Если потепление распространяется по реке относительно быстро, то фронт таяния намного опережает в своем продвижении кромку ледяного покрова и прочность льда при вскрытии мала, а образующиеся в процессе вскрытия заторы наблюдаются в начале половодья, обладают небольшой мощностью и продолжительностью.

Изменение интенсивности процесса заторообразования по длине реки определяют также следующие факторы: рассредоточенный боковой приток, последовательность вскрытия главной реки и ее притоков, наличие на участке сохранившихся до весны зажоров, заторообразование на выше расположенном участке реки, противозаторные мероприятия. Значительный боковой приток воды обеспечивает одновременное вскрытие реки на большом участке, при этом в ледоход вовлекается огромная масса льда, что увеличивает вероятность образования затора ниже по течению.

Влияние на процесс заторообразования последовательности вскрытия рек сказывается в следующем. Раньше вскрывающийся крупный приток сбрасывает в реку ледяной дополнительный материал, который является причиной повышенного сопротивления водному потоку при вскрытии основной реки. В месте слияния двух рек образуется затор льда. В годы с более поздним или одновременным вскрытием заторы не образуются.

Наличие на участке реки сохранившихся с осени зажорных скоплений льда обычно приводит к задержке вскрытия на этом уча-

стке, так как здесь более толстый, чем в целом на реке ледяной покров и более высокий уровень воды перед вскрытием. В зоне выклинивания подпора от зажорных скоплений льда, как правило, образуются мощные весенние заторы.

С образованием затора на верхнем участке реки вероятность образования скопления льда на нижнем участке уменьшается, так как к моменту прорыва верхнего затора ледяной покров на нижнем участке успевает в значительной степени разрушиться.

2.2. Процесс образования скоплений льда в реках

Зажоры свойственны шугоносным рекам, где формирование ледяного покрова происходит путем накопления и смерзания шуги (всплывшего на поверхность внутриводного льда) у ледяных перемычек. При этом водная поверхность постепенно заполняется льдом, поступающим с верхних участков.

Зажоры формируются у кромки ледяного покрова в процессе перемещения ее вверх по течению. Увеличение мощности скоплений льда происходит в результате заноса шуги под кромку ледяного покрова и подвижек льда у кромки. Условие устойчивости шуговых ковров перед преградой определяется значением числа Фруда:

$$Fr = \frac{V^2}{gh}, \quad (2.3)$$

где V и h – скорость и глубина потока; g – ускорение свободного падения.

Шуга заносится под кромку при числе Фруда больше критического, определяемого по формуле

$$Fr_{кр} = 0,023(1 - \varepsilon), \quad (2.4)$$

где ε – пористость шуговых ковров, которая изменяется в зависимости от температуры воздуха

$\theta, ^\circ\text{C}$	-2	-4	-6	-8	-10
ε	0,55	0,41	0,32	0,28	0,25

С понижением температуры воздуха она уменьшается, так как шуга промерзает, образуя льдины, которые вовлекаются под кромку при числе Фруда

$$Fr \geq 0,035 \frac{l}{h}, \quad (2.5)$$

где l — длина льдины, м.

Таким образом, кромка льда непрерывно перемещается вверх по течению на участках реки с уклонами

$$I \leq gC^2 Fr_{кр} \quad (2.6)$$

(C — коэффициент Шези).

Скорость перемещения кромки ледяного покрова

$$V_{кр} = \frac{G_{ш}}{\gamma_{ш} t_{ш} B}, \quad (2.7)$$

где $\gamma_{ш}$ и $t_{ш}$ — удельный вес и толщина слоя шуги; $G_{ш}$ — расход шуги.

Если уклон водной поверхности на речном участке больше критического, определяемого формулой (2.6), то непрерывное перемещение кромки льда вверх по течению прекращается, шуга начинает вовлекаться под кромку, происходят также подвижки льда, в процессе которых и формируется зажорное скопление льда. Толщина его определяется равенством сил, действующих на лед, который в данном случае представляет собой сыпучую среду, в направлении течения реки, и сил сопротивления слоя шуги и льдин сдвигу, сжатию и срезу. К первым относятся сила сдвигового напряжения водного потока на нижней границе ледяного покрова P_1 , составляющая силы тяжести льда вдоль уклона P_2 , гидродинамический напор на верхнюю кромку льда P_3 и сила трения воздуха о верхнюю поверхность льда P_4 . Наибольшей из сил сжатия является сила, действующая со стороны водного потока (P_1). Сила P_2 невелика, если уклон реки небольшой. При малом уклоне в начале замерзания силы P_2 и P_3 составляют около 10% результирующей силы. Однако при зажоре, в нижней части (голове) которого уклон водной поверхности достаточно большой, доля P_2 может достигать 50%. Сила P_4 сопоставима с P_1 лишь при скорости ветра более 10 м/с.

Принимая во внимание, что сопротивление сыпучего ледяного материала сдвигу прямо пропорционально силе его сжатия (P_5) с учетом главных сил, действующих на скопление льда, условие равновесия его поперечной полосы dx имеет вид

$$(\sigma_x + d\sigma_x) B t_{ck} - \sigma_x B t_{ck} - p_x B dx + 2 (\zeta f \sigma_x + c) t_{ck} dx = 0, \quad (2.8)$$

где σ_x — напряжение сжатия вдоль потока, кН/м^2 ; $\sigma_x B t_{ck} = P_5$, кН ; B — ширина реки, м ; $p_x = (P_1 + P_2) (dx \cdot B)^{-1}$ — напряжение, обусловленное главными силами сдвигающими лед, кН/м^2 ; ζ — коэффициент бокового давления (распора); f — коэффициент трения ледяной массы о берега; c — напряжение сдвига, характеризующее начальное сцепление льдин.

После интегрирования в пределах всего скопления длиной L_{ck} получается, что

$$(p_x B - 2 c t_{ck})(1 - e^{-2 \zeta f L_{ck}/B}) - 2 \zeta f \sigma_x t_{ck} = 0, \quad (2.9)$$

а при достаточно большой длине скопления ($L_{ck} > 6B$) и малом начальном сцеплении ледяных отдельностей

$$p_x B - 2 t_{ck} \zeta f \sigma_x = 0. \quad (2.10)$$

Критическое напряжение сжатия, по достижении которого происходит подвижка, оценивается в зависимости от толщины скопления льда в предположении, что она соответствует увеличению потенциальной энергии льдин за счет их нагромождения, т.е.

$$\sigma_{кр} = \eta t_{ck}, \quad (2.11)$$

где η — коэффициент пропорциональности, кН/м^3 . Этот коэффициент, наряду с коэффициентами бокового давления (ζ) и трения (f), характеризует физико-механические свойства не сплошной ледяной массы, обобщенным показателем которых является величина

$$m = \eta \zeta f. \quad (2.12)$$

Она находится в зависимости от температурных условий процесса зажорообразования.

Если связать силы P_1 и P_2 , действующие на единицу поверхности скопления льда, с гидравлическими характеристиками водного потока подо льдом, используя уравнения неравномерного движения воды

$$V = n_p^{-1} I^{1/2} (2R)^{2/3} (1 + \alpha^{3/2})^{-2/3}, \quad (2.13)$$

$$h_3 = 2R + 0,9 t_{\text{ск}}, \quad (2.14)$$

$$R = 0,5 Q (VB)^{-1}, \quad (2.15)$$

то получим условие равновесия скопления льда в следующем виде:

$$\frac{\delta^2 (1 - 0,9\delta)^{10/3}}{\left[(\alpha^{3/2} + 1)^{-1} (1 - 0,9\delta) + 0,9\delta \right] (\alpha^{3/2} + 1)^{4/3}} = \frac{\gamma (Q n_p)^2}{2 \mu B h_3^{13/3}} = \Gamma. \quad (2.16)$$

В формулах (2.13) – (2.16) V – средняя в поперечном сечении середины речного участка скорость течения воды, м/с; R – гидравлический радиус, м; h_3 – глубина реки у верхней кромки скопления льда, м; δ – отношение толщины скопления льда к глубине реки; α – отношение коэффициента шероховатости нижней поверхности льда к коэффициенту n_p .

На рис. 2.4 приведены графики зависимости относительной толщины шуго-ледяного слоя от интегральной характеристики гидравлических условий потока и физико-механических свойств льда Γ для трех участков р. Невы, где кривые, описываемые уравнением (2.16), разграничивают зону стабильного состояния скопления льда (слева от кривой) и зону подвижек (справа). Таким образом, графики на рис. 2.4 представляют собой диаграмму устойчивости шуго-ледяных масс. Они позволяют определить факт подвижки по данным о толщине слоя, коэффициенте μ , уровне и расходе воды в зависимости от того, в какой зоне на графике располагается точка, соответствующая вычисленным значениям δ и Γ . Если точка находится справа от кривой, то можно говорить о дальнейшем развитии процесса подвижек, а если на кривой или слева от нее, то замерзание реки и ледостав будут происходить без подвижек и образования зажоров.

В результате образования зажора стесняется живое сечение водного потока уменьшается водопропускная способность русла. Выше зажора возрастает уровень воды и, соответственно, уменьшается уклон водной поверхности и количество ледяных образований, вовлекаемых под кромку, поэтому кромка ледяного покрова перемещается выше по течению. В месте выклинивания подпора от зажора происходит последующая остановка кромки. Таким образом, формирование ледяного покрова на участках с повышенными укло-

нами происходит в результате образования каскада зажоров различной мощности.

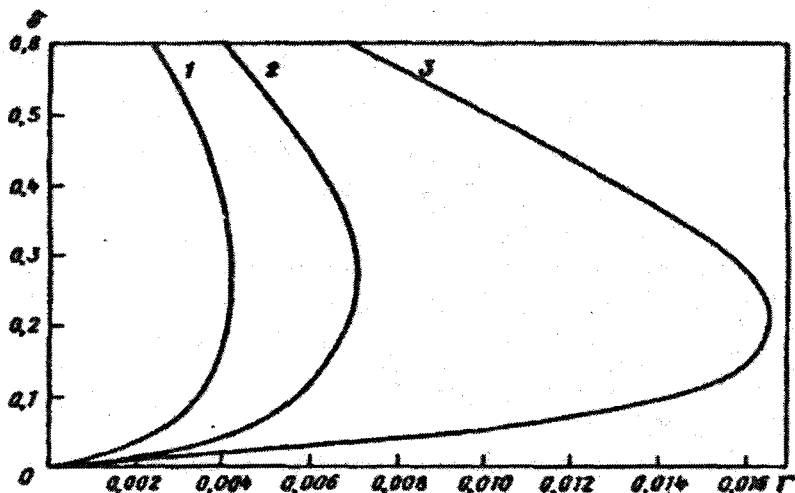


Рис. 2.4. Зависимости относительной толщины шуго-ледяного скопления на р. Неве (δ) от интегральной характеристики гидравлики водного потока и физико-механических свойств масс льда Γ .

1) Литейный мост, 2) д. Новосаратовка, 3) г. Отрадное.

Характеристикой мощности скоплений льда является величина подпора воды – превышение уровня воды над уровнем при свободной ото льда реке (рис. 2.5). Это превышение зависит от расхода воды, толщины скопления, шероховатости его нижней поверхности и расстояния от места формирования зазора до створа гидрометрических наблюдений:

$$\Delta H_3 = H_3 - H_{Q_3} = (q_3 n_p)^{0.6} I_3^{-0.3} [(\alpha^{1.5} + 1)^{0.4} - \beta^{0.3}] + \rho_l \rho_v^{-1} t_{ск}, \quad (2.17)$$

где H_3 – уровень при зажоре, м; q_3 – удельный расход воды, м²/с; n_p – коэффициент шероховатости русла, с/м^{0.33}; I_3 – уклон водной поверхности при заторе; α – отношение коэффициента шероховатости нижней поверхности льда (n_l) к коэффициенту шероховатости русла; β – отношение уклонов водной поверхности при скоплении и при отсутствии на реке льда; ρ_l и ρ_v – плотность льда и воды, кг/м³; $t_{ск}$ – толщина скопления льда, м.

При образовании зажора на гидрологическом посту наблюдается, как правило, два максимума и два минимума уровня воды (рис. 2.5). Первый минимум связан с уменьшением стока в результате перехода части воды в лед и нарушения взаимодействия подземных и поверхностных вод при образовании донного льда. Последующее повышение уровня обусловлено подпором от зажора. По достижении уровня максимума начинается его спад за счет забора воды на формирование призм подпора от зажоров, образовавшихся выше гидрологического поста. В сутки на формирование призм подпора идет объем воды (m^3)

$$\Delta W = 86400(Q_1 - Q_2), \quad (2.18)$$

где Q_1 и Q_2 — расход воды, соответственно, выше и ниже кромки ледяного покрова, m^3/c .

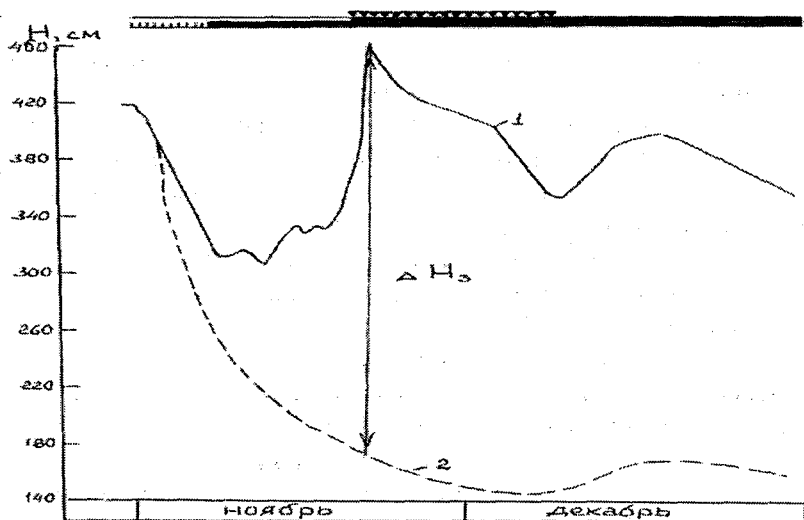


Рис. 2.5. Хронологический график уровня воды р. Северная Двина у д. Звон осень 1978 г.

1 — ход уровня воды при зажоре, 2 — изменение уровня воды, соответствующее изменению стока воды в условиях свободной ото льда реки.

В последующем происходит увеличение уровня воды в связи с уменьшением ΔW по мере продвижения кромки вверх по течению, где меньше становится ширина русла и амплитуда колебания уровня. С уменьшением ΔW постепенно восстанавливается до значения

Q_1 расход Q_2 . Кроме того, причиной повышения уровня в створе поста является также замерзание полыней в хвостах зажоров и увеличение ледяного покрова на беззажорных участках. В результате сокращается живое сечение потока, увеличивается скорость течения и начинается размыв зазора, который происходит при

$$V \geq \sqrt{k_p \frac{2gf(\gamma_v - \gamma_l)l}{\gamma_v}}, \quad (2.19)$$

где k_p – коэффициент; g – ускорение свободного падения; f – коэффициент трения льда о лед; γ_v – удельный вес воды; γ_l – удельный вес льда; l – линейный размер отдельных, слагающих зажор.

Постепенный размыв скопления и уменьшение стока из-за уменьшения жидких осадков и промерзания почвы приводит к окончательному спаду уровня, который начинается с верхнего течения реки. Поэтому если первый пик уровня продвигается снизу вверх по течению, то второй пик – сверху вниз.

Заторы образуются в отличие от зажоров главным образом в процессе торошения ледяного покрова, потерявшего сплошность при вскрытии реки. Подныривание льдин под кромку имеет второстепенное значение.

Процесс торошения является сложным процессом, в котором можно различить следующие стадии: 1) сплочение и уплотнение льда, заключающееся в уничтожении промежутков между льдинами, 2) разлом и дробление льдин на большие или меньшие обломки, 3) торосообразование, заключающееся в надвигании обломков льдин на лед и в набивании обломков под лед.

Потеря энергии на сплочение и уплотнение льда незначительна по сравнению с другими потерями. Энергия, затрачиваемая на раздробление, тем больше, чем толще и прочнее лед. На торошение расходуется энергия

$$\Delta E = \gamma_l t_l b \frac{V_l^2}{2} (l - x), \quad (2.20)$$

где γ_l – удельный вес льда; t_l , b , l и V_l – толщина, ширина, длина и скорость ледяного поля; x – расстояние от кромки неподвижного льда до места взлома ледяного поля (рис. 2.6), которое зависит от прочности льда (σ)

$$x = k_x \frac{\sigma l_n}{V_n^2}.$$

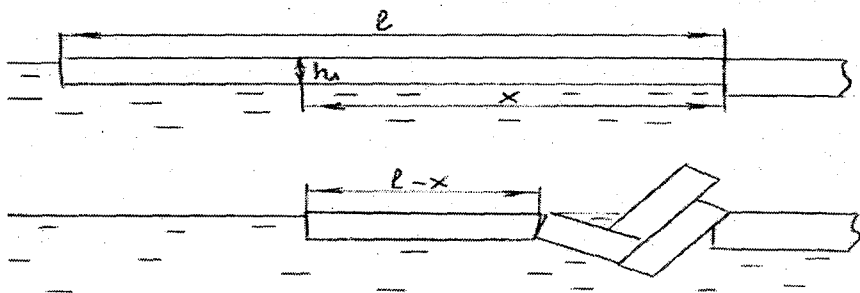


Рис. 2.6. Схема торошения ледяного поля.

Из формул (2.20) и (2.21) следует, что кинетическая энергия, создающая деформации неодинакова в разных точках ледяного поля. У кромки неподвижного льда она минимальна.

Способность создавать торошение ограничивается вполне определенной толщиной и прочностью ледяного поля. Из формул также следует, что при одной и той же прочности один и тот же эффект может быть достигнут или увеличением скорости, или увеличением массы ледяного поля. Если массы ледяных полей велики, то даже при самых малых их скоростях происходит грандиозное торообразование.

В результате торошения происходит динамическое увеличение толщины ледяных скоплений, а также возрастание шероховатости верхней особенно их нижней поверхности. В связи с этим нарастает давление их сжатия. Кроме сил, действующих в направлении потока, возникает распор, в результате чего часть нагрузки начинает передаваться на берега, увеличивая сопротивление движению масс льда, оказываемое берегами реки. Затор устойчив пока, также как и для зажора, выполняется условие (2.16), которое определяет и его конечную толщину. Для затора также можно построить график зависимости относительной толщины скопления льдин от интегральной характеристики гидравлических условий потока и физико-механических свойств льда Γ (рис. 2.7). Кривая на рисунке разгра-

ничивает зону стабильного состояния затора (слева от кривой) от зоны неустойчивости скопления льда (справа). Таким образом, с помощью этой диаграммы устойчивости затора можно определить момент его прорыва по данным о величине μ , уровне и расходе воды. Если точка, соответствующая гидрометеорологическим данным текущего дня заторообразования, находится слева от кривой, то затор устойчив. Если по мере увеличения толщины скопления льда, уровня и расхода воды, т.е. суммы потенциальной и кинетической энергий водного потока, она приближается к кривой, то следует ожидать прорыва затора. Момент прорыва соответствует переходу в правую зону.

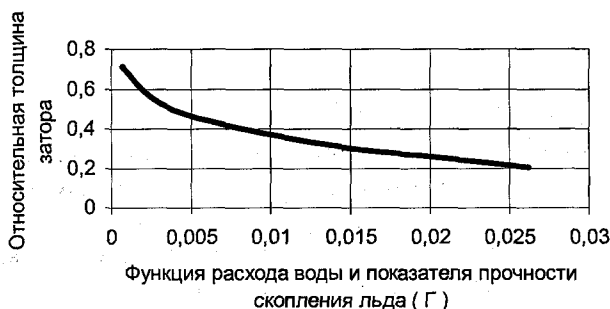


Рис. 2.7. Диаграмма устойчивости затора льда на р. Лена у г. Ленска.

После прорыва затора повторно начинается ледоход. При ледоходе значительная часть энергии и, в частности, накопленная потенциальная энергия выполняет работу по вскрытию расположенного ниже по течению участка реки:

$$A = \xi \sigma t_{\text{л}} L$$

(где ξ — параметр морфометрических условий вскрытия), а также растрачивается, переходит в тепло и рассеивается. С дальнейшим продвижением льда вниз по реке наступает момент, когда кинетической энергии опять становится недостаточно, чтобы преодолеть сопротивление слабо нарушенного ледяного покрова на нижерасположенном участке. Вновь происходит остановка льдин, накопление потенциальной энергии, новый прорыв и т.д. По реке ледяной вал то движется быстро, то вовсе останавливается.

Косвенным критерием, отражающим мощность затора, также как и для зажора может служить максимальный подъем уровня воды (ΔH_3) над бытовым уровнем H_{Q_3} , соответствующим максимальному расходу воды в период заторообразования (Q_3). При этом заторный уровень воды

$$H_3 = \Delta H_3 + H_{Q_3}. \quad (2.21)$$

В зависимости от гидрометеорологических условий процесса заторообразования он может быть меньше или превышать уровень H_{Q_M} , соответствующий максимальному расходу весеннего половодья в условиях открытого русла (рис. 2.8).

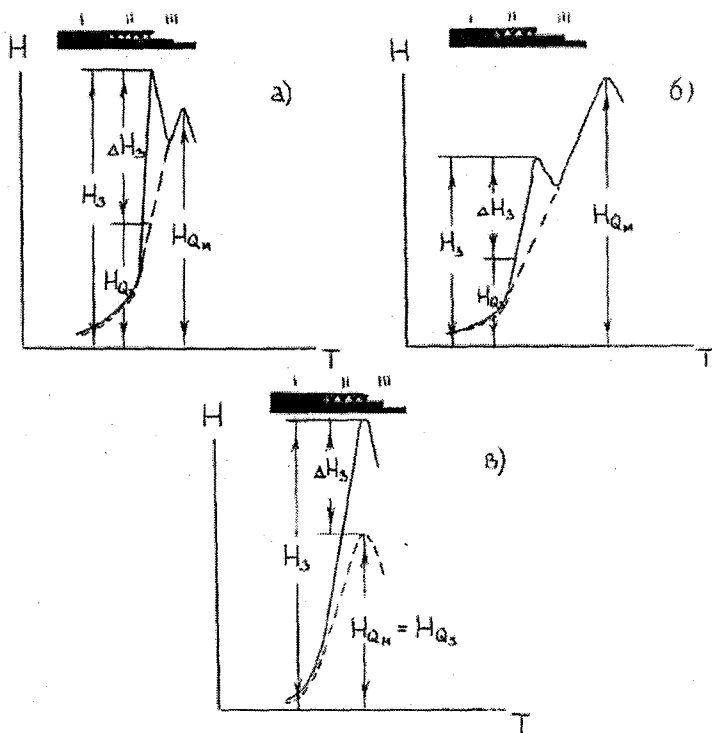


Рис. 2.8. Ход уровней воды на гидрологическом посту при заторе льда в период весеннего половодья (иллюстрация).

а) $Q_3 < Q_M$, $H_3 > H_{Q_M}$, б) $Q_3 < Q_M$, $H_3 < H_{Q_M}$, в) $Q_3 = Q_M$, $H_3 > H_{Q_M}$.
I – ледостав, II – затор, III – ледоход.

2.3. Распространение зажорных и заторных явлений

Количественные сведения о зажорных и заторных подъемах воды (ΔH_3) и повторяемости зажоров и заторов (p_3) довольно полно представлены в Каталоге заторных и зажорных участков рек [10]. В виде карт – схем эти сведения даны в работе Р.В. Донченко [7].

В результате исследования изменений характеристик ΔH_3 и p_3 по территории России выявлены следующие особенности распространения *зажоров*.

В пределах европейской части страны зажоры наблюдаются на большинстве рек. Повышенной зажорностью характеризуются реки бассейнов Белого и Баренцева морей: Северная Двина, Сухона, Вычегда, Печора, Онега, Кемь, Тулома, Поной и др.

На Северной Двине и ее притоках (Сухоне, Пинеге, Вычегде) повторяемость зажоров составляет 90–100 %. Зажорные участки длиной 5–25 км расположены по всей реке от истока до устья. Наибольшие зажорные подъемы уровня наблюдаются на нижних участках Северной Двины – 5,1 м, Сухоне – 4,6 м, Вычегде – 3,3 м, Пинеге – 2,6 м.

Мощные зажоры характерны для Печоры и ее притоков (Ижмы, Сулы, Цильмы), особенно в средней части рек. Зажорные подъемы уровня воды на Печоре достигают 3,5–4,2 м, а на притоках – 2,5–2,7 м.

Формирование зажоров большой мощности, вызывающее зимние наводнения, наблюдается на реках Кольского п-ва и Неве. Повторяемость зажоров на Неве 100%. Максимальный зажорный подъем уровня 3,4 м при толщине скоплений льда 6–7 м и их пористости 0,3–0,40.

Реки бассейнов Азовского и Каспийского морей характеризуются меньшей зажорностью. Повторяемость зажоров и их мощность здесь ниже, чем на реках северных районов. Зажоры имеют место также на Дону и Северном Донце.

Формирование ледяного покрова сопровождается образованием зажоров на реках бассейнов Волги и Урала.

На многих реках юга и юго-запада России, в том числе на Кубани, Тереке и др., вследствие частой смены погодных условий имеют место повторные замерзания и вскрытия, сопровождающиеся зажорно-заторными явлениями. Эта особенность также свойст-

венна нижним бьефам зарегулированных рек, на которых под влиянием суточного регулирования ГЭС происходит непрерывный процесс образования и разрушения ледяного покрова. В местах стабилизации кромки льда почти ежегодно наблюдается формирование зажоров из-за интенсивности шугообразования в приплотинной пойме, а также заторов в период значительных колебаний расходов воды, вызывающих срыв кромки льда.

На реках Сибири формирование ледяного покрова нередко сопровождается образованием зажоров. В Западной Сибири по интенсивности шугообразования и повторяемости зажорных явлений (80–100 %) выделяются Иртыш и реки Алтая: Бия, Катунь, Томь, Чулым. Максимальные зажорные подъемы уровней воды на этих реках превышают 3 м (Катунь – 3,6, Томь – 5,6 м). В отдельные годы зажорный характер замерзания отмечается на участках повышенных уклонов Верхней и Средней Оби.

Повышенной зажорностью ($p_z = 70\text{--}100\%$) характеризуется Енисей вследствие морфологических особенностей русла и суровых погодных условий в период замерзания. Интенсивное шугообразование на участках с повышенными скоростями течения способствует формированию скоплений толщиной 3–5 м в местах сосредоточенного падения. Максимальные зажорные подъемы в верховье реки достигают 6,3 м, в районе г. Енисейск – 6,5 м и у с. Ярцева – 6,7 м.

Зажоры формируются также на притоках Енисея: реках Туба, Кан, Ман. Самой шугоносной из притоков является Ангара. Повторяемость зажоров здесь составляет 80–90%. Зажорные подъемы нередко достигают 3–3,5 м. Зашугованность русла отмечается по всей длине реки, причем на отдельных участках достигает 70–80%. До строительства Иркутской, Братской и Усть-Илимской ГЭС зажорные скопления достигали толщины 5–10 м. Максимальные зажорные подъемы уровня превышали 7 м (с. Невон – 7 м, с. Падун – 7,3 м). После создания ГЭС зажоры образуются в их нижних бьефах и в зоне выклинивания подпора уровня водохранилищ. Зажорные подъемы достигают 4–5 м.

На р. Лене и ее притоках развитие процессов зажорообразования несколько ослаблено из-за низкой водности и интенсивного понижения температуры воздуха в период замерзания, способствующего смерзанию шуги и формированию ледяного покрова. Однако в отдельные годы отмечается образование зажоров и на р. Лене

у городов Киренск, Ленск, Якутск и др. Мощность скоплений льда достигает 6–7 м, а высота торосов 2–3 м. Зажорный подъем уровня составляет 3,5–4 м. На Витиме ΔH_z равен 3,5 м. Образование зажоров отмечается на многих других реках этого района, но зажорные подъемы уровня небольшие: 1,0–1,5 м.

Замерзание рек Забайкалья и Амурского бассейна сопровождается интенсивным шугообразованием и формированием зажоров на Селенге, Шилке, Аргуни, Амуре и его притоках – Зее, Бурее, Амгуни и др. Возникают они на суженных участках русла, в местах его разветвления на рукава, на перекатах. Зашугованность в отдельные годы превышает 40–50%. Зажорные подъемы уровня воды на Амуре достигают 3,5–4,4 м, а на других реках – 1,5–3,0 м.

Интенсивным шугообразованием и формированием зажоров в период замерзания характеризуются реки Сахалина и Камчатки. Зажорные подъемы здесь составляют 1,5–2,5 м. На многих участках рек Камчатки максимальные зажорные уровни превосходят максимальные уровни весеннего половодья.

Территориальное распространение *заторов льда* характеризуется усилением интенсивности заторообразовательных процессов к северу и востоку территории России. Большая повторяемость заторов льда (70–100 %) и значительные заторные подъемы уровня воды (4–6 м) наблюдается на больших реках Сибири вследствие повышенной прочности ледяного покрова, значительной интенсивности снеготаяния и больших расходов воды весеннего половодья.

Особенно благоприятные условия формирования заторов весной создаются на р. Лене в результате не только интенсивного развития половодной волны под влиянием дружной весны, но и почти одновременного вскрытия главной реки и ее притоков. Вскрытие Лены происходит снизу вверх по течению со скоростью в среднем 100 км/сутки. В местах формирования заторов оно задерживается на 5–6 суток. Почти одновременно вскрываются отдельные большие участки (200–300 км), расположенные преимущественно ниже участков крупных заторных скоплений. После чего последние прорываются. Хотя количество заторных участков уменьшается по длине реки, их размеры увеличиваются в 5–10 раз, достигая 100–150 км в низовье реки. Наибольшей повторяемостью заторов, количеством заторных участков и их размерами, а также мощностью скоплений льда отличается средняя часть реки. В районе коренного изменения

направления течения реки отмечается наибольший заторный подъем уровня воды (10 м), соответствующий 4–5-кратной толщине льда перед вскрытием. Ниже по течению значение постепенно уменьшается (до 4–5 м), за исключением устьевого участка, на котором образуются наиболее мощные заторные скопления вследствие повышенной прочности и большой толщины льда перед вскрытием (2,0–2,3 м). Естественно, здесь отмечаются и самые большие заторные подъемы уровня воды (9,0–10,5 м).

Часто заторы формируются на притоках Лены: Алдане, Витиме и Олекме. Заторные подъемы уровня воды на реке Олекме достигают 9,8 м.

На других реках Восточной Сибири (Индигирке, Колыме, Яне) половодье формируется весьма интенсивно, чему способствует дружный характер весны и наличие многолетней мерзлоты. Процесс вскрытия этих рек происходит при большой сопротивляемости ледяного покрова, интенсивном заторообразовании и заторных подъемах уровня воды от 2 до 5 м.

В отличие от рек бассейна Лены вскрытие Енисея и его притоков (Ангара, Средней и Нижней Тунгуски и др.) происходит при менее интенсивном формировании весеннего половодья. Процесс вскрытия распространяется по длине Енисея со скоростью в среднем около 70 км/сутки. Волна половодья, идущая по Енисею взламывает ледяной покров, создавая подпор, тем самым способствуя формированию заторов на нижних участках притоков (Подкаменная Тунгуска, Нижняя Тунгуска).

Заторность на Енисее по частоте, мощности и размерам заторных участков увеличивается от верховьев к устью реки. Наиболее мощные заторные скопления имеют место у Туруханска, Игарки и Дудинки. Не уступают им по мощности отдельные заторы льда в средней части течения реки и даже в верховье, образующиеся на зазорных участках, где заторные подъемы достигают 8–9 м.

Реки бассейна Оби отличаются более затяжным характером вскрытия, под влиянием которого значительно снижается прочность ледяного покрова и уменьшается заторность. Крупные заторы с повторяемостью 60–80% и заторными подъемами уровня 3–5 м наблюдаются на верхних участках рек Оби, Иртыша, Томи. На нижних участках рек снижается количество заторных участков, уменьшаются заторные подъемы до 1–2 м.

Повышенной заторностью характеризуется вскрытие Амура благодаря своеобразию формирования весеннего половодья. Ледоход проходит при низких уровнях, так как снежный покров в бассейне реки невелик, а грунтовое питание в значительной мере задерживается мерзлотными процессами, поэтому весенними паводками не обеспечивается льдотранспортирующая способность потока, достаточная для свободного движения льда большой толщины и прочности. Начинается вскрытие в средней части реки, отличающейся наибольшей приточностью, и распространяется отсюда вверх и вниз по течению. Примерно в то же время начинается вскрытие верховьев. Соответственно распределению толщины льда по длине реки наиболее мощные заторы льда образуются на Верхнем Амуре. Значительное стеснение русла льдом обеспечивает здесь заторные подъемы 8–9 м. На Среднем Амуре заторы не отличаются мощностью и устойчивостью, кроме того, повторяемость их относительно небольшая. Однако в отдельные годы заторные подъемы достигают 5 м. На Нижнем Амуре стеснение русла заторным льдом уменьшается и соответственно снижаются заторные подъемы уровня, максимальные из них не превышают 3,5 м. Заторные явления отмечаются почти на всех реках бассейна Амура, однако наиболее мощные имеют место на реках Шилка, Амгунь, Уссури. Заторные подъемы на Уссури достигают 6 м.

В пределах Европейской территории России повышенная заторность характерна не только для северных рек (Печоры, Северной Двины, Сухоны, Юга), но и для рек Северо-западного района (Великой, Ловати, Мсты, Ояти), а также для рек Кольского полуострова (Поноя и др.).

На Северной Двине отмечается закономерное увеличение заторности в направлении течения. В нижнем течении реки под влиянием заторных скоплений, достигающих 3–4-кратной толщины ледяного покрова перед вскрытием, происходит значительное стеснение льдом русла, определяя заторные подъемы уровня воды на 3–6 м.

Повышенной заторностью характеризуется Печора и ее притоки Ижма и Уса, особенно в средней части их течения, где заторные подъемы воды достигают 6–9 м.

На реках Кольского п-ва заторы образуются главным образом в устьях рек. Заторные участки небольшие, длиной преимущественно 3–5 км. Заторные подъемы уровней достигают 5–8 м.

Вскрытие рек центра и восточных районов европейской части страны носит относительно бурный характер и происходит при подъемах уровня, близких к пику половодья. Интенсивный ледоход нередко сопровождается заторами. Вследствие сравнительно небольшой толщины и прочности ледяного покрова заторные подъемы на реках бассейна Дона, Оки, Камы и Урала не превышают 2–3 м. Повторяемость заторов льда небольшая (20–30%).

Реки южных районов вскрываются на ранней стадии весеннего половодья при относительно низких уровнях. Разрушение ледяного покрова происходит здесь, главным образом, под воздействием тепла солнечной радиации и заторы льда почти не наблюдаются.

2.4. Методика наблюдений за процессами образования зажоров и заторов

Зажоры и заторы льда влияют на уровенный режим реки в пределах ограниченных участков и поэтому существующей сети постоянно действующих гидрологических постов на реках (расположение которых подчинено, прежде всего, задаче учета стока воды) недостаточно для полной характеристики этих явлений между постами. Разнообразие местных погодных, водных, термических, ледовых и морфометрических условий служит причиной большой изменчивости интенсивности процессов зажоро- и заторообразования по длине рек. Длина участка между гидрологическими постами, приемлемая для мониторинга зажоров и заторов не должна превышать 10 км. Среднее же расстояние между постами на реках России составляет 150 км. Подавляющее большинство постов расположено на относительно прямолинейных участках вне зон разветвления русла, островов, поворотов, мест перелома продольного профиля реки, т.е. вне зон образования скоплений льда. Если ход уровня воды на посту оказывается под влиянием образовавшегося ниже по реке зажора или затора, то трудно определить, в какой мере наблюдения на посту отражают максимальный зажорный (заторный) подъем уровня воды. Поэтому так велико значение организации детальных экспедиционных исследований зажоров и заторов, включающей создание дополнительных (временных) постов, нивелировку участков реки, где образовалось скопление льда. В задачу проведения наблюдений входит получение следующих сведений и характеристик [13]:

– границы расположения скопления льда;

- перепад уровней воды на речном участке;
- объем льда в скоплении;
- особенности строения скопления льда;
- сведения об ущербе от зажора (затора) и эффективности мероприятий по борьбе с ним.

В состав наблюдений включаются:

- наблюдения за замерзанием речного участка, где формируются зажоры и заторы;
- рекогносцировочное обследование ледосборного участка при ледоставе с выполнением ледемерной съемки;
- наблюдения за уровнями воды и уклонами водной поверхности;
- наблюдения за стоком льда в период вскрытия реки;
- маршрутные наземные и авианаблюдения за процессом вскрытия реки.

Наблюдения за ледовой обстановкой в период замерзания производятся на постоянно действующем гидрологическом посту речного участка. Дополнительно ведутся наблюдения на временных постах, организуемых в период замерзания реки, и рекогносцировочные обследования участка с целью выявления мест осеннего торошения льда и зажорных скоплений.

Рекогносцировка ледовой обстановки производится и в предвесенний период, а по данным ледемерной съемки определяется запас ледяного материала и выявляются места с аномальными толщинами ледяного покрова.

При исследовании заторов льда, формирующихся в одном и том же месте или в пределах короткого участка реки, а также скоплений льда вблизи крупных водных объектов и населенных пунктов, организуются и весной наблюдения на сети временных постов.

Наблюдения на сети постов, расположенных в пределах заторного участка, производятся с целью определения продольного профиля водной поверхности при заторе, динамики развития и разрушения затора. Сеть из нескольких временных постов оборудуется на участке наиболее вероятного образования затора.

Временные посты для изучения зажоров и заторов с постоянным местоположением размещаются по следующей схеме: по одному посту ниже скопления льда и в зоне подпора, два–три поста непосредственно на участке скопления. Посты должны быть свайного типа и размещаться в местах, защищенных от навалов льда.

На постоянных и временных постах производятся наблюдения за уровнем воды, ледовой обстановкой, стоком льда и подвижками ледяного покрова. Наблюдения на временных постах начинаются с момента появления признаков начала замерзания (появление сала, шуги, заберегов) и вскрытия (закраины, вода на льду), а также начала подъема воды (когда подъем уровня над устойчивым горизонтом межени достигает 0,5 м). Наблюдения ведутся через 4 ч, включая и стандартные сроки. При угрозе подъема уровня воды до опасных отметок начинаются ежечасные наблюдения, а для их обеспечения в ночное время река освещается ракетами. Для удобства наблюдений за подвижками льда створы постов размечаются вехами. Регистрируются время подвижек и длина пути перемещения ледяных масс.

Специализированные экспедиционные работы помимо стандартных видов наблюдений в свой состав включают также:

- ледомерные съемки на исследуемых речных участках в период ледостава с использованием механизированных буров или радиолокаторов;

- испытания на прочность образцов льда, причем как образцов малого размера, так и ледяных клавиш шириной до одного метра и длиной – до трех;

- описание структуры и текстуры льда;

- наблюдения за условиями возникновения трещин в ледяном покрове и характером образования, формой, размерами русловых и береговых навалов льда в зонах образования скопления льда;

- учащенные наблюдения за интенсивностью ледохода с целью определения расхода и баланса льда на исследуемых участках реки;

- наблюдения за характером взаимодействия льдин с кромкой ледяного покрова с целью количественного описания условий подныривания льдин под кромку ледяного покрова и напоздания их на кромку;

- картирование ледовой обстановки с борта воздушного судна и проведение аэрофотосъемок с целью выявления ее динамики на исследуемом и граничащих участках реки.

Авианаблюдения и аэрофотосъемки проводятся при скорости полета 100–140 км/ч и высоте 400–600 м. Их проведение целесообразно совмещать во времени с проведением наземных маршрутных обследований ледовой обстановки и ее возможных последствий (затопления территорий, повреждения гидротехнических сооружений, размыва транспортных магистралей и т.п.).

Анализ материалов аэрофотосъемок позволяет установить наличие цепочки зажоров или заторов, ее размеры, охарактеризовать особенности перераспределения стока льда по рукавам, размеры зон напряженного состояния скопления льда, его строение.

При аэрофотосъемке ледовой обстановки на реке ширина полосы S и высота полета h могут быть определены как функция длины фокуса L применяемой фотокамеры и эффективной ширины b кадра пленки:

$$h / S = L / b . \quad (2.22)$$

Поскольку величина L/b является постоянной для фотокамеры и равна 1,0, то ширина полосы съемки равна высоте полета. Посредством повторных аэрофотосъемок можно определить скорость движения льда, а также скорости перемещения вверх по реке верхней границы скопления льда ($V_{ск}$) и смещения верхней границы участка с густым и средним ледоходом ($V_{л}$). Если известна средняя толщина льдин, то могут быть вычислены расход льда и возможная длина скопления льда:

$$L_{ск} = L_{ск,о} + \frac{B}{r} \sum_{i=1}^n \varphi_{л,i} L_{л,i} B_{л,i}, \quad (2.23)$$

где $L_{ск,о}$ — начальная длина скопления льда; B — ширина реки; r — коэффициент упаковки льда, равный отношению толщины скопления к толщине подплывающих льдин; φ_i — густота ледохода на расположенных выше участках реки с ледотранзитом до скопления льда; $L_{л,i}$ и $B_{л,i}$ — длина и ширина участка реки с густотой ледохода φ_i .

В периоды зажоро- и заторообразования авиаобследования следует производить с частотой 1–2 суток, а в исключительно сложных ледовых ситуациях — дважды в сутки. При этом желательно использование вертолетов, что позволяет небольшому экспедиционному отряду, высаживаясь на берегу (или островах) в различных точках по длине речного участка, оперативно измерять уровни воды путем временной привязки отметок уреза к различного рода сооружениям (домам, телеграфным столбам и т. п.).

Спутниковая информация позволяет охарактеризовать ключевые моменты замерзания и вскрытия таких больших рек, как Амур, Енисей, Лена и др.

2.5. Прогноз наводнений, обусловленных зажорами и заторами льда

О предстоящем наводнении судят по превышению прогнозируемого максимального зажорного или заторного уровня воды над отметкой начала затопления застроенной территории. В настоящее время наводнения, обусловленные зажорами и заторами льда, прогнозируются преимущественно для тех речных участков, где скопления льда формируются ежегодно. Это участки резкого уменьшения продольного уклона реки или сочетания нескольких видов русловых препятствий для движения льдин, например, крутого поворота с конусом выноса. Для предсказания зажорных и заторных максимумов уровня используются, как правило, эмпирические зависимости уровней от факторов, определяющих процессы зажоро- и заторообразования, которые устанавливаются по данным многолетних гидрометеорологических наблюдений. Из-за разнообразия местных условий заторообразования на реках для каждого отдельного заторного речного участка методика прогноза индивидуальна, т.е. опирается на свой набор факторов, предопределяющих образование затора.

При разработке методик прогноза максимальных зажорных и заторных уровней воды используются срочные значения этой величины. Если таковые отсутствуют в некоторые годы, то строятся графики связи срочных и средних суточных значений уровня, по которым восстанавливается ряд срочных значений.

Прогнозы максимальных зажорных уровней основываются на зависимостях этих уровней от трех показателей процесса замерзания рек:

а) расхода у перемещающейся вверх по течению кромки ледяного покрова ($Q_{кр}$), который меньше Q_3 на величину ежесуточного расхода воды на формирование подпорной призмы зажора;

б) длительности шугохода (T);

в) средней за период замерзания температуры воздуха ($\theta_{ср}$), характеризующей интенсивность теплообмена воды с атмосферой.

Так как величины T и $\theta_{ср}$ связаны между собой, то при прогнозе максимальных зажорных уровней учитывается только одна из них. Прогноз уровня H_3 составляется в день начала ледовых явлений. На этот день по кривой $Q(H)$ по измеренному уровню воды определяется расход в начале замерзания Q_0 . Расход воды $Q_{кр}$, прогнозирует-

ся по связи его с расходом Q_0 . При появлении первых осенних ледяных образований река переходит на грунтовое питание, вследствие чего сток воды уменьшается. Если это уменьшение устойчивое, то расход предвычисляется по формуле

$$Q_{кр} = Q_0 \exp(-kT), \quad (2.24)$$

где k — коэффициент, зависящий от погодных условий в период замерзания, в частности, от $\theta_{ср}$.

Значение T рассчитывается по выражению

$$T = D + \frac{L}{V_{кр}}, \quad (2.25)$$

где D — период между датами начала ледостава у нижнего по течению гидрологического поста и ледохода у верхнего гидрологического поста, для которого составляется прогноз; L — расстояние от верхнего поста до кромки ледяного покрова на день составления прогноза, определяемое в ходе ледовой авиаразведки; $V_{кр}$ — скорость перемещения кромки вверх по течению:

$$V_{кр} = -\frac{m\theta}{V_n}, \quad (2.26)$$

здесь m — эмпирический коэффициент; θ — температура воздуха, прогнозируемая синоптическими методами; V_n — поверхностная скорость течения.

Расход воды $Q_{кр}$, определяется не только расходом на день начала ледовых явлений, но и количеством жидких осадков, выпадающих в период замерзания реки. Влияние осадков на осенний сток весьма существенно, поскольку они носят обложной характер и выпадают при малой водопоглотительной способности бассейна. Таким образом, для прогноза необходимо иметь сведения о будущих осадках за период замерзания, который изменяется от нескольких дней до месяца. Предсказать осадки с такой заблаговременностью практически невозможно. Поэтому в районах, характеризующихся значительными осенними осадками, расходы и, следовательно, уровни H , прогнозируются только для рек, сток которых зарегулирован крупными озерами (Нева, Ангара). Для этих рек можно по-

лучить удовлетворительные зависимости расхода от среднего уровня воды озера (или реки в истоке озера) в один из предшествующих замерзанию месяцев. Такие зависимости обеспечивают большую заблаговременность прогноза, обычную для долгосрочных гидрологических прогнозов.

При прогнозе наводнений, обусловленных заторами льда, можно ограничиться для повышения устойчивости прогностического решения следующими интегральными показателями процесса заторообразования:

а) максимальным уровнем в начале ледостава ($H_{\text{лс}}$), характеризующим мощность скопления шуги в русле, у верхней границы которого весной формируется затор;

б) расходом воды у перемещающейся вниз по течению реки кромки ледяного покрова ($Q_{\text{кр}}$), который является характеристикой сил, развиваемых водным потоком в зоне торошения льда;

в) глубина предпаводочной сработки водохранилища (для зон выклинивания кривых подпора уровней воды водохранилищ).

Влияние первого фактора процесса заторообразования велико на реках, замерзающих по зажорному типу. На некоторых водотоках (Амур, Ангара, Селенга, Сухона) имеют место настолько тесные связи между H_z и $H_{\text{лс}}$, что они могут использоваться для долгосрочного прогноза заторного максимума уровня с заблаговременностью в несколько месяцев. Следует заметить, что для рек, протекающих в районах с зимой, характеризующейся многократными оттепелями, в периоды которых, с одной стороны, происходят подвижки льда, а с другой, скопления шуги интенсивно размываются, влияние зажорных явлений лучше оценивается через предпаводочный уровень воды. При наличии за многолетний период данных ледемерных съемок в зависимостях для прогноза заторных максимумов уровня учитывается непосредственно объем льда на участке реки накануне вскрытия.

Ожидаемые максимальные заторные уровни на беззажорных участках рек определяются по зависимости, аргументом которой является только затороформирующий расход Q_z . На больших реках он прогнозируется с помощью связи соответственных по ледовым фазам расходов воды с учетом их изменения по длине реки, т.е.

$$Q_z = f(Q_{\text{кр}}, Q_{\text{пр}}, q_{\text{пр}}), \quad (2.27)$$

где $Q_{кр}$ – средний расход воды у кромки ледяного покрова на пути ее перемещения в пределах ледосборного участка, приблизительно равного произведению средней поверхностной скорости течения на продолжительность ледохода с густотой от 1,0 до 0,3, определяемый по данным расположенного выше по течению гидрологического поста; $Q_{пр}$ – расход воды крупного притока ($Q_{пр}/Q_{кр} > 0,4$), вскрывающегося раньше основной реки или одновременно; $q_{пр}$ – рассредоточенный приток с частного бассейна между створами верхнего и нижнего постов.

В зависимости от условий формирования стока учитывается только часть предикторов Q_3 . Если нижний створ является створом водохранилища, то одним из предикторов H_3 является отметка уровня воды в центральной части водохранилища или у плотины (Z).

Верхний (информационный) гидрологический пост выбирается с учетом необходимой точности и достаточной заблаговременности прогноза (обычно на расстоянии 70–200 км от створа, для которого дается прогноз). Заблаговременность предсказания расхода Q_3 и, следовательно, максимального заторного уровня (H_3) зависит от скорости перемещения кромки ледяного покрова, которая, в свою очередь, определяется скоростью перемещения фронта потепления (V_θ) и разностью между длительностями периодов таяния льда в нижнем и верхнем створах (ΔT_r), т.е.

$$\Delta T = \Delta L / V_\theta + \Delta T_r. \quad (2.28)$$

Для больших рек, текущих на север (Северная Двина, Печора, Обь, Лена, Енисей), заблаговременность прогноза Q_3 и H_3 изложенным способом составляет 10–15 суток.

Расход воды $Q_{кр}$ определяется по одной из кривых расходов, соответствующих различным ледовым условиям стока воды весной у верхнего гидрологического поста (рис. 2.9). Выбор кривой при прогнозе осуществляется по информации о ледовой обстановке или об интенсивности подъема уровня воды на день вскрытия реки у этого поста.

Дата выпуска прогноза приурочивается ко дню вскрытия реки у верхнего поста или к более позднему сроку, например, ко дню окончания густого ледохода. При этом, благодаря более тесной связи между H и Q в последние дни ледохода, повышается точность предвычисления расхода $Q_{кр}$, однако уменьшается заблаговременность прогноза.

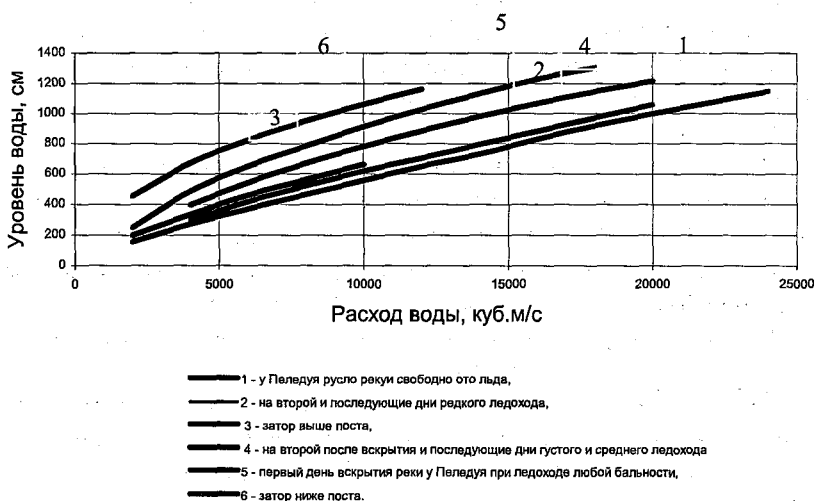


Рис. 2.9. График связи уровней воды р. Лены у р. п. Пеледуй и расходов воды через 2 суток у г. Ленска.

Для участков рек, где заторообразование происходит на волне половодья, сформированной в бассейне раньше вскрывающегося крупного притока, прогноз H_3 составляется в день вскрытия притока в одном из его верхних створов.

Максимальный заторный уровень воды на участках рек, вскрывающихся одновременно на всем протяжении за счет половодья с частного бассейна, предвычисляется в день максимума бокового притока, ежедневные значения которого рассчитываются по формуле

$$q_{\text{пр}} = F_{\text{пр}} \sum_1^n M_i, \quad (2.29)$$

где $F_{\text{пр}}$ — площадь частного бассейна; M_i и n — соответственно, модули стока и количество рек-аналогов, в качестве которых выбираются небольшие реки с наибольшей вероятностью состояния «чисто» и «редкий ледоход» в день выпуска прогноза.

Поскольку на дату $q_{\text{пр, мк}}$ ледовая обстановка у верхнего створа наблюдений может быть различной, то в прогностическую зависи-

мость (2.27) вводится дополнительный аргумент – положение кромки ледяного покрова относительно места заторообразования.

Если затор формируется на пике весеннего половодья, то в существующих методиках прогноза заторных явлений часто применяется метод прогноза стока по данным о распределении воды в русловой сети.

Кроме расхода Q_z , показателями водности реки в период заторообразования являются максимальные снегозапасы на водосборе ($t_{\text{сн,мк}}$) и характеристика потенциальной сопротивляемости ледяного покрова $\phi t_{\text{л}}$ (ϕ – отношение прочности льда на n -й день таяния к прочности в начале таяния), значение которой на дату вскрытия реки в одном из расположенных выше по течению створов рассчитывается по методике С.Н. Булатова [2].

В настоящее время прогнозы максимальных заторных уровней воды составляются региональными управлениями Росгидромета для всех больших и многих средних рек России. Оправдываемость прогнозов больше природной обеспеченности прогноза по норме на 10–30 %.

2.6. Методы расчета максимальных зажорных и заторных уровней воды

Расчетные наивысшие зажорные и заторные уровни воды при наличии данных гидрометрических наблюдений достаточной продолжительности определяются с помощью эмпирических кривых или аналитических функций распределения ежегодных вероятностей превышения максимумов уровней. Для построения кривых и установления параметров функций используется ряд срочных значений уровня на дату наибольшего подпора от скопления льда в период с начала осенних ледовых явлений до установления ледостава в случае зажора и с начала подвижек ледяного покрова до окончания весенних ледовых явлений в случае затора. При этом зажорным или заторным считается подъем, значение которого превышает значение ΔH при сплошном однослойном скоплении льдин, которое рассчитывается по формуле

$$\Delta H = h_{Q_z} [(\alpha^{1.5} + 1)^{0.4} - 1] + 0,9 t_{\text{л}}, \quad (2.30)$$

где h_{Q_3} — глубина реки при отсутствии ледовых явлений, соответствующая уровню H_{Q_3} ; t_l — толщина льдин; коэффициент α вычисляется при $n_l = 0,030$ осенью и $n_l = 0,015$ весной.

Ежегодная вероятность превышения максимальных зазорных (заторных) уровней определяется по формуле (1.25). Эмпирическая вероятность превышения последнего члена ряда максимальных с ΔH_3 , большим ΔH , практически равна повторяемости заборов (заторов) льда.

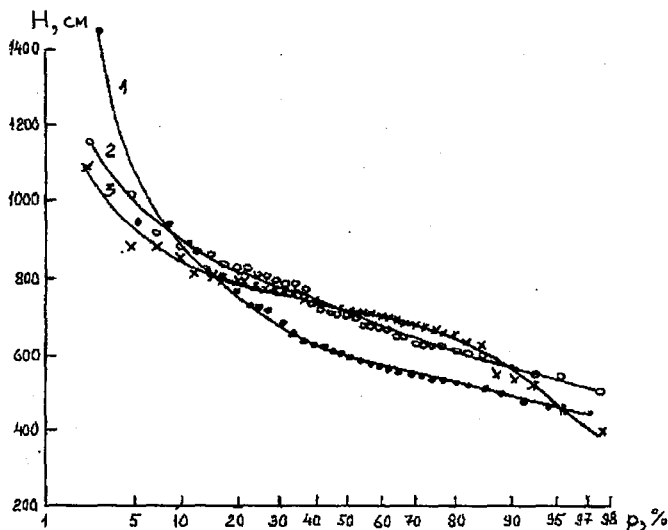


Рис. 2.10. Кривые обеспеченности максимальных заторных (1), ледоходных (2) уровней и уровней весеннего половодья (3) Печоры у с. Усть-Щугор.

Для экстраполяции кривых распределения вероятностей превышения максимальных уровней воды, обусловленных зазорами и заторами, можно пользоваться аналитическими функциями распределения вероятностей. Кривые $H_3 = f(p)$ имеют значительную положительную асимметрию по сравнению с кривыми распределения вероятностей превышения уровней при свободном ото льда русле (рис. 2.10). Параметры кривой распределения следует определять графоаналитическим способом по трем опорным точкам H_{3, p_1} , H_{3, p_2} и H_{3, p_3} , соответствующим с учетом усеченности кривой $H_3 = f(p)$

значениям вероятностей $p_1 = 100\%/n + 1$, $p_2 = 0,5(p_1 + p_3)$ и p_3 , которое равно повторяемости зажоров (заторов).

В случае отсутствия наблюдений в расчетном створе для определения максимальных зажорных и заторных уровней используются данные наблюдений соседних гидрологических постов, расположенных в пределах участка подпора воды. Перенос уровня производится с помощью уравнивания неравномерного водного потока методом последовательного приближения.

Уровни зажорного и заторного происхождения и уровни при ледоходе (шугоходе) не являются однородными по происхождению. Поэтому максимальные зажорные, заторные и ледоходные уровни нельзя объединять в один ряд, так как они определяются разными факторами. Если зажорные (заторные) уровни зависят от расхода воды, местоположения очага зажора (затора) относительно расчетного створа, гидравлического сопротивления нижней поверхности и длины скоплений, то ледоходные — от расхода воды, толщины льдин и степени покрытости ими водной поверхности. Различны между собой также процессы и факторы формирования зажорных и заторных уровней. Таким образом, кривые ежегодных вероятностей превышения наивысших зимних уровней воды следует рассчитывать для 4-х групп однородных уровней воды: 1) заторных, 2) весенних ледоходных, 3) зажорных и 4) осенних ледоходных. Обобщенная кривая распределения вероятностей превышения независимо от условий формирования уровней рассчитывается на основе кривых, устанавливаемых по однородным совокупностям. При этом ежегодная вероятность превышения уровня воды определяется по формуле

$$p = [1 - (1 - p_1)(1 - p_2)(1 - p_3)(1 - p_4)] 100 \%, \quad (2.31)$$

где p_1 , p_2 , p_3 и p_4 — вероятности превышения значения максимально-го уровня по каждой однородной кривой.

Поскольку скопления льда формируются в ходе замерзания и вскрытия рек не ежегодно, то статистические совокупности максимальных зажорных и заторных уровней воды часто ограничиваются 10–30 членами (годами наблюдений). Вместе с тем, известно, что определение параметров кривых распределения по коротким статистическим рядам ведет к большим ошибкам. Поэтому при недостаточности исходных данных применяют различные приемы приведения гидрологических рядов многолетнему периоду. Для удлине-

ния рядов зажорных и заторных максимумов уровня используется метод композиции [22], т.е. процедура установления кривой распределения вероятностей переменной величины с помощью кривых распределения вероятностей её компонентов. Итоговое распределение определяется как произведение вероятностей распределения слагаемых в случае некоррелированности компонентов или с учетом добавки на межрядную корреляцию в случае их связанности.

Максимальный зажорный (заторный) уровень воды – это композиционная величина, представляющая собой сумму двух слагаемых уровня H_{Q_3} , определяемого зажорным (заторным) расходом воды в условиях свободного ото льда русла и подъема ΔH_3 над H_{Q_3} , обусловленного стеснением русла льдом и дополнительным гидравлическим сопротивлением. Аналогично можно представить и площадь поперечного сечения русла, соответствующую уровню H_3 .

Интегральная функция распределения

$$p(H_3) = p(\Delta H_3) p(H_{Q_3}/\Delta H_3) = p(H_{Q_3}) p(\Delta H_3/H_{Q_3}), \quad (2.32)$$

где $p(\Delta H_3)$ и $p(H_{Q_3})$ – одномерные функции распределения или безусловные обеспеченности переменных величин ΔH_3 и H_{Q_3} , $p(H_{Q_3}/\Delta H_3)$ и $p(\Delta H_3/H_{Q_3})$ – условные обеспеченности этих величин.

Для наивысшего расчетного уровня

$$\hat{H}_3 = \Delta \hat{H}_3 + \hat{H}_{Q_3} + a \Delta H \quad (2.33)$$

значение $p_{\hat{H}_3}$, можно определить путем экстраполяции кривой связи ежегодных значений p_{H_3} и произведения $p_{\Delta H_3} p_{H_{Q_3}}$, установленной по имеющемуся ряду наблюдений, или по формуле

$$p_{\hat{H}_3} = r \sqrt{p_{\Delta \hat{H}_3} p_{\hat{H}_{Q_3}}}, \quad (2.34)$$

где $\Delta \hat{H}_3$ – максимальное в ряду значение заторного подъема уровня воды; $\hat{H}_{Q_3}$ – уровень, соответствующий максимальному в многолетнем ряду зажорному (заторному) расходу воды в условиях свободного ото льда русла; ΔH – разность уровней $\hat{H}_{Q_3}$ и H_{Q_3} в год с $\Delta \hat{H}_3$; a – коэффициент линейного уравнения прямой зависимости ΔH_3 от H_{Q_3} ; r – парный коэффициент корреляции между ΔH_3 и H_{Q_3} ($r \geq 0$).

Участки рек, на которых местоположение очага затора непостоянно от года к году характеризуются слабой связанностью слагаемых

ΔH_3 и H_{Q3} . Значение коэффициента корреляции r между ними колеблется для этих участков в основном от 0 до 0,6. Лишь на участках с постоянным местоположением головы скопления льда коэффициент r близок к 1. Таким образом, при двух составляющих ΔH_3 и H_{Q3} с обеспеченностями $p = 10^{-2}$ каждого распределения можно получить обеспеченность сочетаний слагаемых в композиции $p = 10^{-4}$.

Определение расчетных значений максимальных зажорных и заторных уровней при кратковременности (2–4 года) и отсутствии гидрометрических наблюдений на исследуемом речном участке предполагает выполнение инженерно-гидрометеорологических изысканий. Они используются для выявления возможности формирования зажоров и заторов льда на исследуемом участке.

При анализе условий замерзания учитывается, что возможность образования зажоров определяют следующие признаки:

- замерзание, происходящее путем перемещения кромки ледяного покрова снизу вверх по течению, что имеет место на реках, которые текут с юга на север или с гор на равнину;

- наличие в пределах участка или ниже его перелома продольного профиля реки с резким уменьшением к устью уклонов (в 3 раза и более), сужений русла, крутого поворота, островов и других русловых образований, уменьшающих лед;

- уклон водной поверхности выше очага зажорообразования, превышающий 0,05 ‰, при котором шуговые скопления начинают вовлекаться под кромку ледяного покрова;

- интенсивный и длительный (6 и более суток) шугоход с расположенного выше по течению участка, что характерно для рек, процесс замерзания которых прерывается оттепелями, и для участков рек с большой тепловым стоком из глубоких озер и водохранилищ;

- большая осенняя водность (модуль стока более 3 л/с · км²).

Возможность формирования заторов определяют:

- более позднее вскрытие участка реки, расположенного ниже по течению, которое имеет место на реках, текущих с юга на север, при переходе рек с гор на равнину и в устьях рек;

- интенсивное снеготаяние и быстрый сброс воды в русловую сеть, чему благоприятствуют большой уклон и малые залесенность, заболоченность и озерность бассейна;

- наличие в пределах участка реки перелома продольного профиля водной поверхности с резким уменьшением уклонов, сужения.

русла, крутого поворота, островов и других русловых образований, стесняющих живое сечение реки и уменьшающих льдопропускную способность русла;

– большая толщина и прочность льда перед вскрытием, наличие зажорных скоплений и наледей в пределах исследуемого участка, интенсивное поступление льда после вскрытия с расположенного выше по течению участка реки, а также с раньше вскрывающихся крупных притоков ($Q_{пр}/Q > 0,4$).

В зависимости от имеющегося состава и объема исходных данных и требуемой точности вычисления для расчета выбирается один из рассматриваемых ниже методов.

Р.В. Донченко [7] для расчета максимальных зажорных уровней воды предложен метод, основанный на учете соотношения гидравлических характеристик водного потока при наличии скоплений льда и при реке, свободной от ледяных образований. Расчет уровней ведется по зависимостям:

$$H_{з,р\%} = f(h_{з,р\%}), \quad (2.35)$$

$$h_{з,р\%} = 27,6 I_{Q_3}^{0,3} h_{Q_3,р\%}, \quad (2.36)$$

где I_{Q_3} и h_{Q_3} – уклон и средняя глубина реки на расчетном участке, соответствующие расходу $Q_{з,р\%}$ в условиях открытого русла и равномерного режима потока. Расход $Q_{з,р\%}$ устанавливается по модулю стока $M_{з,р\%}$, определенному по данным наблюдений на ближайшем гидрологическом посту в пределах бесприточного участка реки, где измеряются расходы воды, или по данным наблюдений на участке или реке-аналоге с близкими уклонами и условиями замерзания.

Метод расчета максимальных заторных уровней воды 1%-ной обеспеченности М.А. Жуковой [9] основан на условии гидравлического подобия процесса заторообразования на реках. Уровень определяется по формуле

$$H_{з,1\%} = \frac{H_{\bar{Q}_3} - H_{\bar{Q}_{мин}}}{1 - \mu} + H_{\bar{Q}_{мин}}, \quad (2.37)$$

где $H_{\bar{Q}_3}$ и $H_{\bar{Q}_{мин}}$ – уровни, соответствующие в условиях свободной ото льда реки среднему за многолетний период затороформирующему расходу воды ($\bar{Q}_3$) и среднему многолетнему минимальному

30-дневному зимнему расходу $\bar{Q}_{\min}$); μ – параметр, характеризующий относительное стеснение русла реки при заторе льда. Он рассчитывается по уравнению

$$\mu = 0,30 + 0,21 Fr_{\bar{Q}_{\max}}^{0,5} F^{0,17} + 0,52 \lg \frac{I_{\bar{Q}_{\max}}}{8,5 Fr_{\bar{Q}_{\max}}^{1,16}}, \quad (2.38)$$

где $Fr_{\bar{Q}_{\max}}$ – число Фруда, соответствующее среднему многолетнему максимальному расходу воды в период весеннего половодья в условиях свободной ото льда реки; F – площадь водосбора, км².

Уровень $H_{\bar{Q}_3}$ устанавливается по кривым связи чисел Фруда

$$Fr = \frac{V^2}{gh} \text{ и } Fr' = \frac{V^2}{gB} \text{ с уровнем (рис. 2.11) через уровень } H_{\bar{Q}_{\max}},$$

исходя из условия

$$Fr'_{H_{\bar{Q}_3}, V_{\pi}} = Fr'_{H_{\bar{Q}_{\max}}, V_{\text{ср}}} - \quad (2.39)$$

для участков первого типа;

$$Fr_{H_{\bar{Q}_3}, V_{\pi}} = Fr_{H_{\bar{Q}_{\max}}, V_{\text{ср}}} - \quad (2.40)$$

для участков второго типа и

$$Fr_{H_{\bar{Q}_3}, V_{\max}} = Fr_{H_{\bar{Q}_{\max}}, V_{\text{ср}}} - \quad (2.41)$$

для речных участков третьего типа.

В равенствах (2.39)–(2.41) значки $V_{\text{ср}}$, $V_{\max}$ и V_{π} означают, что числа Фруда рассчитываются по средней, максимальной в створе или поверхностной скорости течения воды, при этом $V_{\pi} = 0,5 (V_{\text{ср}} + V_{\max})$.

К первому типу заторных участков относятся в основном устьевые участки рек. Во вторую группу участков вошли заторные участки, занимающие по гидравлическим признакам промежуточное положение между участками первого и третьего типов. К третьему типу относятся горные и полугорные речные участки.

Метод дает существенные ошибки при промежуточном положении участков по их типу. Недостаток изложенного метода заключается также в том, что соотношение уровней $H_{\bar{Q}_3}$ и $H_{\bar{Q}_{\min}}$ зависит в основном от гидравлических показателей водного потока в расчетном створе

ре, которые могут быть не характерными для всего заторного участка в целом. Он не учитывает местные ледовые условия вскрытия.

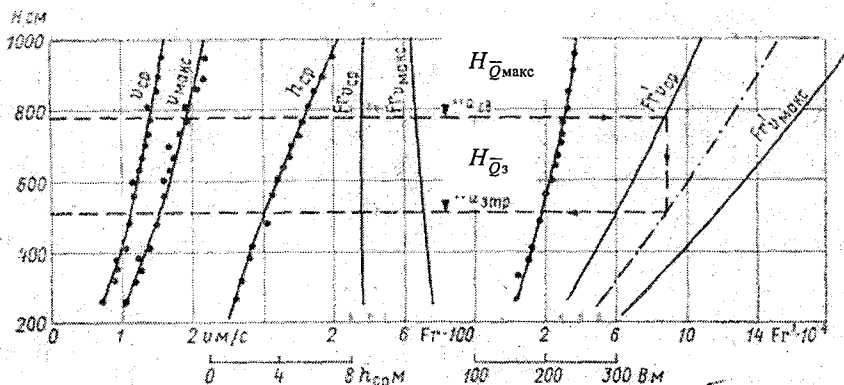


Рис. 2.11. Определение уровня H_{Q_3} по числу Fr и уровню $H_{Q_{\max}}$
р. Илим у д. Сотникова (участок 1-го типа).

В работе [1] предлагается решение, в котором вклад местных факторов заторообразования в формирование максимального заторного уровня оценивается путем выполнения специальных наблюдений и расчетным методом. При этом интегральным количественным показателем местных факторов служит коэффициент заторности η_3 . Показателем наполнения русла является площадь поперечного сечения русла ω , связь которой с уровнем устанавливается нивелировкой берегов в расчетном створе.

Для расчета площади поперечного сечения русла (m^2), соответствующей искомому значению максимального заторного уровня $H_{3, p\%}$, рекомендуется формула

$$\omega_{3, p\%} = 2,31 k_p \eta_p (\bar{Q}_a n_p)^{0,6} B_{Q_a}^{0,4}, \quad (2.42)$$

где k_p – коэффициент перехода от среднего значения площади к значению площади заданной вероятности превышения (табл. 2.2); η_3 – коэффициент заторности речного участка; $\bar{Q}_a$ – средний многолетний расход воды на дату вскрытия реки (m^3/c); n_p – коэффициент шероховатости русла; B_{Q_a} – ширина реки (m) при расходе $\bar{Q}_a$.

Таблица 2.2

Значения переходного коэффициента k_p в формуле (2.42)

$B_{\bar{Q}_s}$, м	p, %						
	0,1	1	2	3	5	10	25

 $\eta_s < 20$

< 500	1,23	1,08	1,02	0,98	0,94	0,86	0,78
500–1000	1,07	1,02	1,00	1,00	0,97	0,95	0,91

 $\eta_s = 20-40$

< 500	1,34	1,12	1,04	0,98	0,93	0,81	0,62
500–1000	1,10	1,04	1,01	0,97	0,96	0,95	0,92
> 1000	1,04	1,01	1,00	1,00	0,99	0,98	0,96

 $\eta_s > 40$

< 500	1,50	1,20	1,08	0,98	0,94	0,82	0,61
-------	------	------	------	------	------	------	------

Коэффициент заторности рассчитывается по формуле

$$\bar{\eta}_s = 66300 \Delta I_{\bar{Q}_s} + 8,70 \frac{F}{B^2} + 19, \quad (2.43)$$

где $\Delta I_{\bar{Q}_s}$ – разность уклонов водной поверхности в пределах ледосборного участка и ниже расчетного створа при расходе $\bar{Q}_s$ в условиях свободной ото льда реки; F – площадь водосбора реки, км²; B – ширина реки в расчетном створе, м.

Величина $\Delta I_{\bar{Q}_s}$ как показатель морфометрических условий формирования заторов льда характеризует участки с переломом продольного профиля реки, поворотами и прочими русловыми особенностями, с которыми связано уменьшение льдотранспортирующей способности реки. Второй член уравнения (2.43) отражает соотношение объема льда, участвующего в заторообразовании, и льдотранспортирующей способности.

Исходные данные, необходимые для расчета по формуле (2.43), берутся с карт и из гидрологических справочников.

При оценке средних многолетних расходов воды на дату вскрытия реки могут встретиться следующие ситуации:

Ситуация 1. Пункт, для которого ведется расчет, находится поблизости от створа стационарных гидрометрических наблюдений. Разница в сроках вскрытия реки не превышает 1–2 суток. Ледовые и гидравлические условия протекания водного потока сходные. Тогда для створа гидрологического поста рассчитывается влекущее касательное напряжение водного потока подо льдом, соответствующее среднему многолетнему расходу при вскрытии:

$$\tau_{\bar{Q}_B} = \gamma_B I_{\bar{Q}_B}^{0,3} \left[\bar{q}_B n_n \left(1 - \frac{1}{\alpha^{1,5} + 1} \right) \right]^{0,6}, \quad (2.44)$$

где γ_B – удельный вес воды (кН/м³); α – отношение коэффициента шероховатости нижней поверхности льда (n_n) к коэффициенту шероховатости русла (n_p); $\bar{q}_B$ – удельный расход воды (м²/с). Значение напряжения $\tau_{\bar{Q}_B}$ переносится в расчетный створ и по кривой связи τ с Q определяется искомый расход воды.

Подобная ситуация чаще всего встречается на небольших и средних реках в районах с плотной гидрометрической сетью.

Ситуация 2. Выше и ниже расчетного створа имеются гидрологические посты, но на большом расстоянии от него. Разница в сроках вскрытия превышает двое суток. Тогда, если есть совместные кратковременные наблюдения (в течение двух–четырёх лет) в расчетном створе и в створе гидрологического поста (створе-аналоге), то устанавливается переходный коэффициент

$$K_\tau = \frac{\tau_{\bar{Q}_{B,p}}}{\tau_{\bar{Q}_{B,a}}}, \quad (2.45)$$

который затем используется для расчета $\tau_{\bar{Q}_B}$. Если расчетный створ находится между двумя гидрологическими постами, то $\tau_{\bar{Q}_B}$ определяется путем интерполяции значений влекущего касательного напряжения, вычисленных по данным этих постов. Описанная ситуация чаще всего имеет место на больших реках.

Ситуация 3. Расход $\bar{Q}_B$ почему-либо невозможно определить способом аналогии по ближайшим створам гидрометрических наблюдений. В этом случае среднее многолетнее значение расхода воды при вскрытии реки определяется по зависимости, координаты которой приведены ниже:

$I_{\bar{Q}_{\text{макс}}}$	0,00002	0,00005	0,0001	0,0002	0,0005 ,
$\frac{\bar{Q}_в}{\bar{Q}_{\text{макс}}}$	0,489	0,378	0,301	0,201	0,076 .

Последняя зависимость определяется тем обстоятельством, что имеет место закономерное увеличение вниз по течению отношения расхода воды при заторе льда к максимальному расходу весеннего половодья. Подобная картина объясняется тем, что волна половодья продвигаясь с юга на север (это совпадает с направлением течения большинства рек на заторных участках), встречает на своем пути все более толстый и прочный ледяной покров, для взлома и транспортировки которого необходима все большая удельная энергия водного потока.

Точность изложенных методов расчета наивысших заторных уровней воды характеризуется погрешностями, изменяющимися от 5 до 20% амплитуды колебаний уровней. Ошибки расчета объясняются, прежде всего, неучетом местоположения скопления льда относительно расчетного створа.

2.7. Расчет толщины скопления льда

В настоящее время методы непосредственного измерения толщины и объема зажорных и заторных масс льда в руслах рек только разрабатывается, однако имеется метод косвенной оценки этих масс на основе гидравлического расчета, опирающегося на гидрометрические характеристики русла и наблюдения горизонтов и расходов воды [7]. При этом толщину льда на речном участке реки определяют из уравнения, характеризующего водопрпускную способность русла под скоплением льда, которое можно представить в следующем виде:

$$\frac{\bar{Q}^2}{\Delta Z} = \frac{l(\omega - 0,9t_{\text{ск}}B)}{n_p^2 [B(\alpha^{3/2} + 1)]^{4/3}}, \quad (2.46)$$

где $\bar{Q}$ – расход воды под скоплением льда; ΔZ – перепад уровня воды на участке длиной l ; ω – площадь поперечного сечения русла, соответствующая средней отметке уровня на этом участке ($Z_{\text{ср}}$); $t_{\text{ск}}$ – толщина скопления льда; B – ширина реки по нижней поверхности льда при уровне $Z_{\text{ср}}$; α – отношение коэффициента шероховатости нижней поверхности льда ($n_{\text{л}}$) к коэффициенту шероховатости русла (n_p).

Правая часть уравнения (2.46) является функцией отметки уровня воды и толщины скопления льда. Если задаться разными значениями ω и $t_{\text{ск}}$, то с помощью этого уравнения для участка l , вычисляя $Q^2/\Delta Z$, можно построить семейство кривых

$$t_{\text{ск}} = f\left(Z_{\text{ср}}, \frac{Q^2}{\Delta Z}\right), \quad (2.47)$$

которые называются опорными кривыми (рис. 2.12) и используются для оценки толщины скопления льда на участке реки. Предварительно этот участок разбивается на ряд однородных по морфометрическим характеристикам (уклону, ширине, коэффициенту шероховатости русла) расчетных участков длиной 1–4 км. Для построения кривых (2.47) необходимо располагать следующими характеристиками расчетного участка:

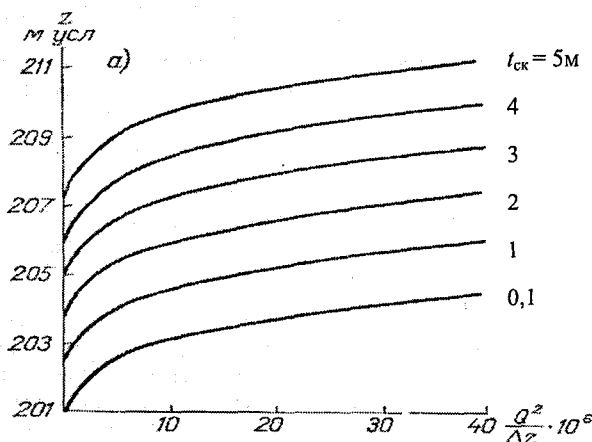


Рис. 2.12. График опорной кривой.

- 1) графиками связи площади водного сечения и ширины реки с уровнем воды;
- 2) коэффициентами шероховатости русла (n_p) и нижней поверхности скопления льда (n_n).

Последний находится по табл. 2.2, а коэффициент n_p определяется по гидравлическим справочникам. Морфометрические характеристики устанавливаются по материалам русловых и береговых топографических съемок, а также по крупномасштабным картам.

Имея данные о расходе и уровнях воды на каждом из расчетных участков в разные моменты времени, нетрудно с помощью кривых (2.47) оценить характер распределения льда в зажоре или заторе.

Таблица 2.2

Коэффициенты шероховатости нижней поверхности скопления льда

Толщина скопления, м	Скопление образовалось		
	из рыхлой шуги	из плотной (промерзшей) шуги	из льдин
0,50	0,01	0,02	0,05
0,70	0,02	0,03	0,06
1,00	0,03	0,04	0,07
1,50	0,04	0,06	0,08
2,00	0,04	0,07	0,09
3,00	0,05	0,08	0,10
5,00	0,06	0,09	—

2.8. Противозаторные мероприятия и их эффективность

Поскольку зажоры льда формируются в период низкой водности реки и отрицательной температуры воздуха, то они очень устойчивы, и бороться с ними практически невозможно. Заторы менее устойчивы, так как образуются при больших расходах воды и положительной температуре воздуха. Кроме того, наводнения, обусловленные ими, более опасны, чем наводнения при зажорах льда. Поэтому на сегодня в основном разработаны и применяются меры, направленные на предупреждение заторов, борьбу с ними и защиту от них.

В методических рекомендациях по борьбе с заторами и зажорами льда [12] противозаторные мероприятия разделены на разовые, направленные на предотвращение мощных заторов и борьбу с ними, и долгосрочные, кардинально решающие проблему защиты той или иной прибрежной территории от затопления и повреждения льдом сооружений, находящихся на ней.

Разовые мероприятия по целевому назначению и общему направлению подразделяются на три вида:

- 1) предупредительные — недопущение образования затора;
- 2) регуляционные — ограничение развития затора по достижении определенной величины подпора уровня воды, смещение места

очага затора и искусственное образование скопления льда в заданном месте;

3) ликвидационные – разрушение образовавшегося затора.

Предупредить образование затора можно путем предварительного ослабления ледяного покрова его зачернением, разрезанием на блоки ледорезной машиной, подрывами льда и ледокольными работами.

Зачернение применяется в местах заторообразования, где задержка вскрытия происходит вследствие увеличения толщины и прочности ледяного покрова. Желаемый эффект от зачернения верхней поверхности льда после перехода температуры воздуха к положительным значениям достигается лишь при солнечной погоде. В пасмурную погоду он незначителен.

Взрывают ледяной покров вдоль береговой линии в местах концентрации касательных напряжений, возникающих во льду с начала подъема уровня воды в реке. Другое направление взрывных работ состоит в оперативном разрушении ледяных перемычек, образующихся при ледоходе и являющихся потенциальными очагами скопления льда. Необходимо заметить, что взрывы негативно сказываются на рыбном поголовье.

Ослабление ледяного покрова путем зачернения, расчленение его на блоки и подрывы дают ожидаемый результат, если их осуществлять в очаге затора и ниже по течению на участке длиной (км):

$$L = \frac{\Delta H_3}{I_{Q3}}, \quad (2.48)$$

где ΔH_3 – в метрах, а I_{Q3} – в промилле.

При $\Delta H_3 = 5$ м и $I_{Q3} = 0,1\%$ получаем $L = 50$ км. На участке такой длины в короткий период положительных температур воздуха ослабить ледяной покров толщиной более 0,5 м, изложенными выше способами невозможно, поэтому чаще всего приходится бороться с образующимся или уже образовавшимся затором. Эти же способы целесообразно использовать главным образом для защиты мостов от разрушения их льдом.

На значительных расстояниях в короткие сроки способны разрушать ледяной покров суда на воздушной подушке (СВП) с поддержанием давления более 2 МПа. Они разрушают ледяной покров

резонансным методом, в основе которого лежит использование эффекта возбуждения изгибно-гравитационных волн во льду. Положительный опыт разрушения льда с помощью СВП имеется на р. Припяти.

Достаточно эффективным мероприятием по предотвращению заторов в устьях судоходных рек являются ледокольные работы, которые сводятся к пробивке канала во льду и его расширению с целью увеличения льдопропускной способности русла. Результатом ледокольных работ в устье Северной Двины является почти полное прекращение образования заторов в главном рукаве дельты, повторяемость которых до этого была 50 %. Этот эффект зависит от водности реки в период вскрытия. С уменьшением водности уменьшается эффект ледокольных работ, но в годы с малой весенней водностью и заторы небольшие.

В местах, где находятся важные хозяйственные объекты, возможно применение для предотвращения заторов русловых выправительных работ. Цель их заключается в создании благоприятных условий на речном участке для транзита ледяного материала, что может быть достигнуто спрямлением крутых поворотов или созданием сосредоточенного водного потока с повышенным уклоном за счет перекрытия отдельных рукавов на разветвленных участках реки. Следует иметь в виду, что уничтожение руслового препятствия на данном участке не гарантирует беззаторного пропуска льда на нижних участках. К категории регуляционных работ относятся также взрывные работы для создания искусственных русел, отводящих воду из зоны подпора.

Опасность заторных наводнений в значительной мере можно снизить намораживанием ледяных перемычек и плотин выше заторного участка, сооружением запаней, строительством шпор, «спичечных» и низконапорных плотин. Перечисленные ледоудерживающие сооружения уменьшают ледосборный участок и устраняют такой, имеющий большое значение, фактор, как прорывающиеся сверху компактные массы льда, создающие при остановке мощные заторы. Кроме того, они изменяют места образования скоплений льда.

Во всех случаях разрушение формирующихся или уже сформировавшихся скоплений льда достигается взрывными работами, артиллерийским обстрелом и бомбометанием. Положительный эф-

фект таких работ достигается, если ниже затора имеется открытая водная поверхность, а разрушение его производится снизу вверх по течению реки. Под воздействием взрывов происходит встряхивание скопления льда. При этом крупные льдины располагаются наверху, а мелкие ближе ко дну. Центр тяжести скопления льда опускается, что делает его более устойчивым как к опрокидыванию при увеличении уклона водной поверхности с увеличением разности высот уровня выше и ниже скопления, так и к активным воздействиям. Для подрыва ледяного покрова лучше использовать заряды с плавильником. Производимый таким зарядом подледный взрыв имеет значительно больший КПД, чем наледный взрыв. Для выявления мест подрыва – низовых откосов голов заторов рекомендуется использовать радиолокатор, установленный на вертолете. Сохранение не нарушенного ледяного покрова ниже затора, усиление и стабилизация его при понижении температуры воздуха до отрицательных значений не благоприятствуют искусственному разрушению скопления льда.

На участках рек, где заторы образуются ежегодно в одном месте, для разрушения скоплений льда может использоваться импульсная подача под лед сжатого воздуха, который подается от компрессора в уложенные на дне реки перфорированные отверстиями трубопроводы. Этот способ борьбы с заторами, конечно, более экологичен по сравнению с взрывами и бомбометанием.

К *долгосрочным мерам* защиты от заторных наводнений относятся сооружение высоконапорной ГЭС выше по течению, искусственное повышение поверхности затопляемой территории, возведение заградительных дамб, обвалование и т.п. Створ ГЭС ограничивает ледосборный участок. При этом лед с верхних участков реки и ее притоков собирается водохранилищем и тает в нем. Маневрирование расходом воды через гидроузел, а следовательно, и уровнем водохранилища – мера, позволяющая перемещать в зоне выклинивания кривой подпора воды очаг затора с места на место. К сожалению, положительный эффект регулирования уменьшается здесь из-за увеличения после заполнения водохранилища повторяемости и мощности заторов. В нижнем бьефе регулированием сбросных расходов можно поддерживать необходимое соотношение между приращением уровня воды и тепловой подготовкой ледяного покрова к

вскрытию, влияя тем самым на длину ледосборного участка ниже гидроузла.

Основным средством защиты от заторных наводнений являются земляные оградительные дамбы. Однако заторы часто полностью разрушают эти дамбы, и главную роль в разрушении играет лед. При весеннем подъеме воды вместе со льдом поднимается вмерзший в него булыжник. Во время подвижек лед бороздит по откосу дамбы, распахивая его, и снимает предохранительную одежду. С началом ледохода льдины, упираясь в откос, подрезают его, образуя уступ. В дальнейшем откос оттаивает и осыпается, далее начинается подмыв и разрушение надворных построек и жилых зданий, телефонных, телеграфных и электролиний. Поэтому дамбы должны создаваться в сочетании с лесозащитными насаждениями.

Определение наиболее эффективного способа воздействия на процесс заторообразования и средства защиты от заторов основывается на анализе местных гидрологических условий формирования скоплений льда, а также на сравнении ожидаемого ущерба со стоимостью противозаторного мероприятия при учете имеющихся технических возможностей. Понятно, что ежегодное проведение противозаторных мероприятий требует больших денежных затрат. Использование при планировании противозаторных мероприятий данных гидрологического прогноза может существенно сократить затраты на их проведение. От них можно полностью отказаться, когда выполняется условие (1.5).

Контрольные вопросы

1. Чем отличается зажор от затора льда?
2. В результате каких процессов формируются зажоры и заторы?
3. На каких реках России зажоры и заторы наиболее опасны?
4. Какие наблюдения проводят при изучении зажоров и заторов льда?
5. В чем особенность расчета наивысших заторных уровней воды?
6. Как прогнозируют зажоры и заторы?
7. Какие существуют способы борьбы с заторами?

3. ВОЗДЕЙСТВИЕ ЛЬДА НА ГИДРОТЕХНИЧЕСКИЕ СООРУЖЕНИЯ

3.1. Виды воздействия льда на гидротехнические сооружения

Изучение воздействия льда на береговую полосу и находящиеся на ней и в реке сооружения является одним из основных разделов ледотехники – науки, близкой к гидрологии. Все вопросы, связанные со строительством гидроузлов, мостов, причальных сооружений и дамб, неминуемо соприкасаются с проблемой воздействия льда.

Различают следующие виды воздействия льда на ГТС:

а) статическое давление сплошного ледяного покрова при его термическом расширении, вызванном изменением температуры воздуха;

б) воздействие примерзшего к сооружению ледяного покрова при колебании уровня;

в) статическое давление свободно плавающего ледяного поля при навале его на сооружение под воздействием ветра и течения;

г) динамическое давление свободно плавающих ледяных полей и льдин, возникающее при движении льда, которое может быть вызвано ледоходом, течением или ветром, в зависимости от того, где находится объект: на реке, озере или водохранилище;

д) динамическое воздействие зажорных или заторных масс льда;

е) истирающее действие льдин на поверхность сооружения при их движении, под влиянием ветра, течения и колебания уровня воды. Накопленный большой практический опыт работы сооружений под воздействием льда в разных условиях обобщен в работе [6]. Теоретические основы рассматриваются в монографии И.С. Песчанского [18].

Высокая текучесть льда под нагрузкой позволяет рассматривать его как вязкую среду и применить к нему законы гидромеханики, на основании которых, а также результатов экспериментальных исследований давления льда при температурном расширении Ройеном установлено достаточно простое соотношение между нагрузкой

на лед (P), его средней температурой и временем действия нагрузки (ΔT). Если выразить температуру льда через температуру воздуха (при этом принимается, что отношение скорости изменения температуры льда во времени к скорости изменения температуры воздуха изменяется от 0 в начальный момент повышения температуры до 0,5), то зависимость Ройена для расчета силы сжатия льда в случае его температурного расширения имеет следующий вид:

$$P = 1,97 \frac{(\theta_n + 1)^{1,67}}{\theta_n^{0,88}} \left(\frac{\Delta \theta}{\Delta T} \right)^{0,33}, \quad (3.1)$$

где P – в тоннах на погонный метр (умножая на 9,81, получим P в кН/м); θ_n – начальная температура воздуха; $\Delta \theta$ – изменение температуры за период времени ΔT , выраженный в часах.

При оценке силы воздействия неподвижного ледяного поля, наваливающегося на сооружение, учитываются действие течения воды:

$$p_v = 5 \cdot 10^{-6} V^2, \quad (3.2)$$

ветра:

$$p_u = 2 \cdot 10^{-8} U^2, \quad (3.3)$$

гидродинамического давления, оказываемого на кромку ледяного покрова:

$$p_{t_n} = 5 \cdot 10^{-4} \frac{t_n V^2}{L}, \quad (3.4)$$

и горизонтальной составляющей веса ледяного поля при наличии уклона водной поверхности:

$$p_I = 9,2 \cdot 10^{-3} t_n I, \quad (3.5)$$

где V – максимальная скорость течения воды под льдом в период ледохода, м/с; U – максимальная скорость ветра в период ледохода, м/с; t_n – толщина ледяного поля, м; L – средняя длина ледяного поля по направлению потока, м; I – уклон водной поверхности.

Очевидно, общая сила воздействия ледяного поля в мН

$$P = (p_v + p_w + p_{t_n} + p_I) \Omega, \quad (3.6)$$

где Ω – наибольшая площадь ледяного поля по данным наблюдений.

Примерзший к сооружению ледяной покров с изменением уровня воды подвергается изгибу. При этом вертикальная сила воздействия

льда на сооружение определяется пределом сопротивления льда отдельно в растянутом и сжатом слое. Положение слоя зависит от направления изменения уровня. Если уровень повышается, то растягивается верхний слой ледяного покрова, а если понижается — нижний.

Динамическое давление льда возникает в том случае, когдадвигающиеся ледяные массы остановились или потеряли часть своей кинетической энергии в результате соприкосновения с препятствием. Движение ледяного поля в случае его воздействия на ГТС происходит под воздействием ряда сил, а именно: сил реакции сооружения, гидродинамических сил, составляющих веса и др. Процесс разрушения льда носит пульсирующий характер. Время остановки льдины зависит от ее размеров, прочности и скорости движения, а также формы ГТС в плане. В расчете удара ледяных полей и льдин о вертикальные опоры, рассматривается либо условие, что максимальное значение силы от воздействия движущегося льда равно значению силы, необходимой для его разрушения:

$$P = k_{\phi} \sigma_c b t_n, \quad (3.7)$$

либо условие, определяющее равенство запаса кинетической энергии льдины работе реакции сооружения:

$$P = k_{\phi} V_{\text{л}} t_n \sqrt{\Omega_{\text{л}} \sigma_c}, \quad (3.8)$$

где P — давление льда на сооружение, мН; k_{ϕ} — коэффициент формы сооружения; σ_c — предел прочности льда при его сжатии, мПа; b — ширина сооружения, м; толщина ледяного поля, м; t_n — толщина ледяного поля, м; Ω — площадь ледяного поля, м²; $V_{\text{л}}$ — скорость подхода льдины, м/с.

Если сооружение откосного профиля, т.е. с наклонной поверхностью в зоне действия льда, то ледяное поле при ударе о поверхность сооружения разрушается за счет своего изгиба. При этом сила изгиба, определяется как вертикальная составляющая общей силы удара со стороны поля:

$$P = k_o \sigma_n t_n^2, \quad (3.9)$$

где k_o — коэффициент, определяемый в зависимости от угла наклона откоса к горизонту и толщины льда; σ_n — предел прочности льда при его изгибе, мПа; t_n — толщина ледяного поля, м.

Расчетное выражение для силы от навала массы льда на сооружение перпендикулярно его фронту при зажоре или заторе льда вытекает из зависимости (2.9):

$$P = (p_x B - 2 c t_{\text{ск}}) \cdot (1 - e^{-2 \zeta f L B}) / 2 \zeta f, \quad (3.10)$$

где p_x — давление, соответствующее сумме давлений, определяемых по формулам (3.2)–(3.5); b — ширина сооружения.

Из структуры этого выражения (3.10) ясно, что сила давления увеличивается, асимптотически приближаясь к своему наибольшему значению на протяжении участка ограниченной длины L , далее же практически не изменяется. Предельная длина этого участка при $\zeta f = 1/3$ составляет шесть ширин реки, а эффективная — 1,5 ширины реки (B) т.е.

$$P = 1,5 B p_x. \quad (3.11)$$

Истирающее воздействие льдин на поверхность сооружения зависит от стойкости верхнего слоя поверхности. Оно снижается путем устройства облицовки с гладкой поверхностью.

3.2. Расчет ледовых нагрузок на ГТС и методика определения исходных данных

При проектировании гидротехнических сооружений расчет ледовых нагрузок на них производится гидротехниками в зависимости от вида сооружения в соответствии со Строительными нормами и правилами 2.06.04–82* [15]. Задача гидрологов — дать исходные данные для этого расчета. К ним относятся:

- сведения о ледовых явлениях и строении ледяного покрова на акватории вблизи сооружения;
- толщина ледяного покрова и льдин в период того или иного вида нагрузки; высота снега на льду;
- значения сопротивления льда сжатию (σ_c) и изгибу ($\sigma_{\text{и}}$);
- площади ледяных полей и льдин;
- скорость движения ледяных полей или поверхностная скорость течения воды у сооружения в период ледохода;
- наиболее вероятное направление и скорость ветра;
- температура воздуха в период с ледовыми явлениями;
- уровень воды в период ледостава.

Прежде всего, для характеристики ледового режима на участке проектируемого гидротехнического сооружения используются ма-

териалы многолетних наблюдений на сети постов и станций, которыми располагает Росгидромет. К сожалению, участок строительства того или иного сооружения (особенно на пойме) не всегда освещается наблюдениями гидрологических постов, которые удалены друг от друга нередко на сотни километров. Кроме того, задачи проектирования требуют таких характеристик ледового режима, как прочность льда, скорость и направление перемещения ледяных полей, размеры льдин в период ледохода, места навалов льда и т.д., наблюдения за которыми на сети Росгидромета не ведутся. Таким образом, для определения многих характеристик ледового режима рек, водохранилищ и озер, необходимых для проектирования ГТС, нужно проведение исследований, осуществляемых по специальным программам. Эти исследования выполняются как кратковременные экспедиционные работы в течение двух-трех, а иногда и более полевых сезонов.

Полевые исследования ледового режима рек всегда включают в себя стандартные наблюдения, которые производятся с целью получения данных о сроках ледовых явлений у сооружения, толщине ледяного покрова, уровнях воды и метеорологических элементах в период с ледовыми явлениями с целью дальнейшей их привязки к данным многолетних наблюдений на ближайших постах Росгидромета. Последнее необходимо для того, чтобы привести полученные в ходе полевых исследований данные к требуемой нормативным документом [15] 1%-ной обеспеченности.

Метеорологические наблюдения производят на береговых или островных площадках. В состав метеонаблюдений входят измерения температуры воздуха, направления и скорости ветра. Их организуют с даты перехода температуры воздуха через 0°C от положительных значений к отрицательным значениям до даты обратного перехода. Сроки наблюдений стандартные: 1, 7, 13 и 19 ч по местному времени.

Наблюдения над уровнем воды и ледовыми явлениями производят в сроки 8 и 20 ч по местному времени, а в период замерзания и вскрытия более часто. К пункту наблюдений за ледовыми явлениями предъявляется требование хорошего обзора участка. Для этого его выбирают на высоком открытом берегу. Уровненный пост не должен заваливаться льдом.

Стационарные наблюдения за толщиной льда ведутся один раз в пять дней. Производят их на расстоянии 5–10 м от берега и на се-

редине акватории. Измеряются также высота снега на льду и слой суги подо льдом.

Иногда делают на характерных участках ледомерные съемки. Протяженность этих участков 5–10 км. Число съемок за зиму не менее трех: первая в первые дни после установления ледостава, вторая в середине зимы и третья за несколько дней до вскрытия. На одну съемку уходит 3–4 дня. Сократить это время позволяет разработанный в ГГИ прибор «Метель», устанавливаемый на мотосанях. Он фиксирует время отражения от верхней и нижней поверхности ледяного покрова радиосигналов, формируемых антенной. Толщину льда определяют по графику связи ее с разностью времени отражения сигнала от этих поверхностей. Прибор плохо работает весной, когда на льду появляется вода. Кроме стандартных наблюдений, выполняются также береговые маршрутные обследования акватории вблизи проектируемого ГТС, которые необходимы для описания ледовых явлений на значительном протяжении. Они выполняются отрядом экспедиции после наиболее резких изменений ледовой обстановки. По данным обследований составляется план исследуемого участка реки, водохранилища или озера с нанесением мест образования заберегов, перемычек, трещин в ледяном покрове, участков с ледоходом и навалами льда.

Измерение размеров ледяных полей и льдин можно производить как визуально по соотношению этих размеров и заранее определенных расстояний (например, ширины реки), так и с помощью различных дальномеров, в частности, волномера-перспектометра, для чего пользуются наклонными линиями сетки прибора, предназначенными для измерения расстояний, перпендикулярных лучу зрения. При наблюдениях за размерами льдин ограничиваются расстояниями до них не более 1,5 км, тогда измерения надежны.

При необходимости учета направления движения льдин делают специальную съемку, охватывающую в плане достаточную акваторию. Съемку производят теодолитом с высокого берега, фиксируя точки местоположения отдельных хорошо заметных льдин. Расстояние до льдины находится по формуле

$$L = \frac{ht \operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \beta}, \quad (3.12)$$

где h – высота инструмента над уровнем воды, определяемая нивелированием; α – угол между перпендикуляром к берегу и направлением на льдину, отсчитываемый по горизонтальному лимбу; β – угол между горизонтом и направлением на льдину, отсчитываемый по вертикальному кругу теодолита.

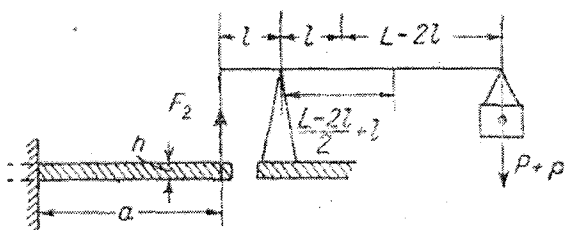
Отсчеты углов производятся несколько раз на всем протяжении участка. Имея траекторию и время перемещения льдины, нетрудно определить ее скорость.

В ряде случаев выполняются авиаразведки и аэрофотосъемки ледовой обстановки, которые дают в основном плановые сведения. По их данным определяются места трещин в ледяном покрове и навалов льда, размеры ледяных полей и льдин, участки зажоров и заторов, последовательность замерзания и вскрытия притоков и проток. Преимуществом авиаразведок является быстрота получения необходимой информации. При аэрофотосъемке достигается также детальность ледовой обстановки для большой акватории. Для наблюдения за ледовой обстановкой на реках, озерах и водохранилищах в северных широтах, где зимой светлое время суток небольшое, может использоваться радиолокационная система бокового обзора «Торос», разработанная в ААНИИ. Она устанавливается на самолете типа АН-24. Обзор местности осуществляется двумя радиолучами, направленными перпендикулярно к продольной оси самолета и формируемыми неподвижными антеннами, расположенными вдоль фюзеляжа. Ширина обзора 32 км при высоте полета 4 км. Изображение на экране локатора имеет вид непрерывной полосы вдоль движения самолета. Изображение фиксируется компьютером или на пленку. Лед на снимке получается более светлым, чем вода. Система «Торос» позволяет наблюдать за ледовыми явлениями через облака и туман.

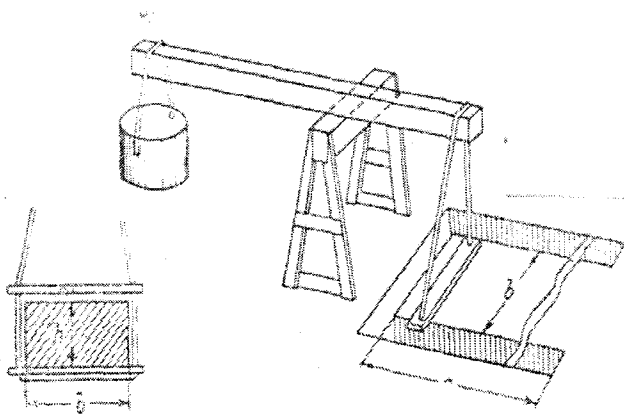
Наиболее важным элементом в расчете ледовых нагрузок на ГТС является прочность льда. Для ее определения чаще всего применяют метод ледяных клавиш (консолей). Их выпиливают в ледяном покрове размером $t_{\text{л}} \times t_{\text{л}} \times 5t_{\text{л}}$ бензопилой или двуручной пилой с грузом.

Станок для создания сосредоточенной нагрузки на свободном конце ледяной клавиши (рис. 3.1) представляет собой рычаг второго рода для нагрузки, действующей вверх. В качестве рычага используется деревянный брус сечением 20×30 см или бревно диаметром

25–30 см. Опорой рычага служат деревянные или металлические козлы, устанавливаемые на льду вблизи свободного конца клавиши. Трос, связывающий короткий конец рычага со льдом, закрепляется в П-образной короткой прорези. Для предохранения льда от прорезания его тросом к нему прикрепляются две планки из углового или швеллерного железа. Через отверстия на концах планок пропускается трос так, что образуется стремя. В качестве тары для нагрузки конца консоли используется железная обрезанная бочка. Грузом может служить чугунная дробь, гравий или песок. Они насыпаются в бочку постепенно и при изломе клавиши насыпку моментально прекращают.



a



б

Рис. 3.1. Расчетная схема (a) и детали конструкции станка для испытаний ледяных клавиш (б).

Сила, прилагаемая к свободному концу консоли, согласно схеме на рис. 3.1, рассчитывается по формуле:

$$P = P_r \frac{L-l}{l} + q \left(\frac{L^2}{2l} - L \right), \quad (3.13)$$

где P_r – вес груза, кг; q – вес одного погонного метра рычага; l – длина малого рычага, м; L – полная длина рычага.

Предельное сопротивление льда изгибу (МПа) вычисляется по формуле:

$$\sigma_{\text{н}} = \frac{0,6Pa}{bt_{\text{л}}^2} = 0,75\sigma_{\text{с}}, \quad (3.14)$$

где a и b – длина и ширина консоли, см; $t_{\text{л}}$ – толщина льда, см.

Более простым способом испытания льда на прочность является сжатие цилиндров, получаемых путем послыйного распиливания кернов, выбуриваемых из ледяного покрова кольцевым буром ПИ-8. Цилиндр раздавливается по диаметру в полевом прессе ПИМ-100 с нагрузкой до 100 кг. Хотя образец льда испытывает при этом в основном растяжение, но значение разрушающего напряжения получается близким к определенному по методу консолей. Оно рассчитывается по формуле:

$$\sigma_{\text{р}} = \frac{0,1P}{\pi rd}, \quad (3.15)$$

где $\sigma_{\text{р}}$ – напряжение растяжения, МПа; P – нагрузка на образец, кг; r – радиус, см; d – длина образца, см.

Поскольку натурные испытания льда на прочность, как правило, выполняются в течение двух-трех полевых сезонов, то они не дают представления о среднем многолетнем и наибольшем значениях прочности. В настоящее время существует ряд теоретических и полуэмпирических формул, аналитически выражающих условие вскрытия реки. С их помощью имеется возможность получения ежегодных значений прочности весеннего льда по связи с гидравлическими характеристиками потока при его вскрытии, которые определяются по данным многолетних гидрометрических наблюдений. По данным испытаний льда на прочность в течение двух-трех полевых сезонов можно также установить параметры σ_0 и s_0 в формуле С.Н. Булатова [2]:

$$\sigma_{\text{н}} = \sigma_0 \left(1 - \sqrt{\frac{s}{s_0}} \right)^2, \quad (3.16)$$

где s – количество поглощенной льдом солнечной радиации в период его таяния.

После этого ежегодные значения $\sigma_{\text{н}}$ рассчитываются по данным многолетних наблюдений на ближайшей к исследуемой акватории метеостанции.

Если испытания льда на прочность не проводятся, то в [15] для ее расчета рекомендованы следующие формулы:

$$\sigma_c = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (c_i \pm \Delta_i)^2}, \quad (3.17)$$

$$\sigma_{\text{н}} = 0,75 \sigma_c, \quad (3.18)$$

где N – количество слоев одинаковой толщины, на которые разбивается ледяное поле ($N \geq 3$); c_i – прочность льда при сжатии (МПа) в i -м слое при температуре t_i (табл. 3.1); Δ_i – доверительная граница случайной погрешности определений c_i .

Таблица 3.1

Значения $c_i \pm \Delta_i$ для расчета нормативного сопротивления льда сжатию (МПа) [15]

Тип кристаллической структуры льда	Температура льда в i -м слое ледяного поля			
	0	-3	-15	-30
Зернистый (снежный)	1,2±0,1	3,1±0,2	4,8±0,3	5,8±0,4
Волокнистый (шестовато-игольчатый)	0,8±0,1	2,0±0,2	3,2±0,3	3,8±0,4
Призматический (столбчатый)	1,5±0,2	3,5±0,3	5,3±0,4	6,5±0,5

Температура льда в i -м слое ледяного поля

$$t_i = z_i t_0, \quad (3.19)$$

где z_i – расстояние от границы лед – вода до середины i -го слоя в долях толщины ледяного поля; t_0 – температура на границе лед (или снег) – воздух, принимаемая равной средней суточной температуре воздуха до момента расчетного воздействия льда на сооружение при его толщине: 0,5 м – за 5 суток; 0,75 м – за 11 суток; 1,0 м – за 19 суток; 1,5 м – за 43 суток и 2,0 м – за 77 суток. В период весеннего ледохода допускается принимать $t_0 = 0^\circ\text{C}$ после пере-

хода температуры воздуха к положительным значениям до момента расчетного воздействия льда на ГТС при толщине льда: 0,5 м – за 1 сутки; 1,0 м – за 5 суток; 1,5 м – за 11 суток; 2,0 м – за 19 суток.

3.3. Внутриводный лед и ледовые затруднения в работе водозаборов и гидроузлов

Внутриводный (глубинный и донный) лед – различные ледяные кристаллы (пластинчатые, круглые, чечевицеобразные и др.) или скопления их в виде губчатой непрозрачной массы, находящейся в толще воды, на подводных предметах (глубинный лед) или на дне (донный лед). Образуется при охлаждении воды ниже 0°C (переохлаждении) и интенсивном ее перемешивании при открытой водной поверхности в предледоставный период и зимой в полыньях. Вынутые из воды скопления внутриводного льда легко отдают воду и не распадаются на отдельные кристаллы. Всплывая со дна на поверхность воды, внутриводный лед имеет вид снежно-белых комьев различной формы и часто содержит включения ила, песка и гальки. В мелких местах донный лед хорошо виден под водой.

Шуга – всплывший на поверхность потока внутриводный лед в виде комьев, ковров, не правильных в плане очертаний или в виде венков правильной формы, может находиться в состоянии движения (шугоход) или в виде скоплений масс ее под ледяным покровом и на участках зажоров.

Термины внутриводный лед и шуга практически равнозначны, причем первый применяется в тех случаях, когда хотят подчеркнуть происхождение льда.

Помехи, вызываемые образованием внутриводного льда, можно разделить на три группы:

- 1) оледенение подводных частей ГТС (турбин ГЭС, сороудерживающих решеток и насосов водозаборов), вследствие подхода к гидротехническому сооружению переохлажденных масс воды;

- 2) необходимость пропуска больших масс шуги через турбины или отвода с помощью специальных шугосбросных устройств в нижний бьеф;

- 3) скопление масс шуги в нижних бьефах, в результате чего возникают зажоры, вызывающие резкие подъемы уровня воды и наводнения.

Помехи первой группы обусловлены способностью кристаллов льда примерзать и прочно удерживаться на поверхности металла, т.е. так называемыми гидрофильными свойствами металла. На неметаллических поверхностях в условиях переохлажденной воды лед удерживается плохо.

В последние годы в ряде крупных городов (С.-Петербург, Петрозаводск, Хабаровск и других) имели место затруднения в работе водозаборных сооружений ряда хозяйственных объектов (в основном ТЭЦ). Отверстия водозаборов оставались забитыми внутриводным льдом в течение нескольких дней, что нарушило нормальное функционирование жилых зданий и предприятий.

Необходимыми условиями образования внутриводного льда в потоках и водоемах являются: 1) переохлаждение воды ниже 0° , 2) наличие центров кристаллизации, 3) хороший отвод тепла, выделяющегося при ледообразовании, т. е. наличие турбулентного перемешивания масс воды. Вопрос об интенсивности переохлаждения детально изучался при исследованиях кристаллизации воды в лабораторных и натурных условиях [7]. Результаты анализа и обобщений данных этих исследований представлены в виде графической зависимости переохлаждения воды от плотности теплового потока с водной поверхности в атмосферу и коэффициента турбулентного перемешивания (рис. 3.2).

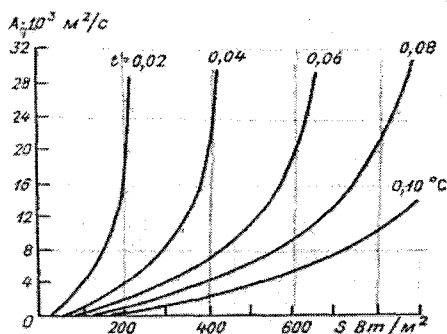


Рис. 3.2. Зависимость температуры переохлаждения воды от плотности теплового потока S и коэффициента турбулентного обмена A_t .

Как следует из графика, значительное переохлаждение воды ($-0,1^{\circ}\text{C}$ и больше) может быть при относительно малом перемешивании (значения A_t не более $0,01 \text{ м}^2/\text{с}$) и больших теплотоперях ($S >$

200 Вт/м²). Такие переохлаждения наблюдаются в реках в экстремальных условиях. На равнинных реках переохлаждение воды небольшое (−0,02 ... −0,03°C), а на горных оно превышает указанные значения и нередко достигает значений −0,05 ... −0,08°C из-за малой водности при интенсивной теплоотдаче в атмосферу.

Два последних условия, при которых может происходить образование внутриводного льда, как правило, имеют место в предледоставный период на многих реках и на некоторых озерах и водохранилищах. Они обеспечиваются заносом кристаллов льда и снега из холодной атмосферы в воду, наличием льда заберегов, сала и других многочисленных центров кристаллизации и, кроме того, наличием хорошего перемешивания масс воды под действием течения или волнения.

В работе [7] дается теоретическое описание процесса ледообразования, основанное на связи между интенсивностью ледообразования по глубине h теплообменом S и турбулентной теплопроводностью η_T :

$$P_z = \frac{S}{\sqrt{m\eta_T}} \frac{\operatorname{ch}\left[(h-z)/\sqrt{m\eta_T}\right]}{\operatorname{sh}\left(h/\sqrt{m\eta_T}\right)}, \quad (3.20)$$

где m — параметр, характеризующий период появления первичных кристаллов льда. Он равен отношению температуры переохлаждения и интенсивности ледообразования в поверхностном слое воды.

Характер распределения P_z по глубине в зависимости от η_T иллюстрируется графиком на рис. 3.3, из которого следует, что при относительно слабом перемешивании процесс ледообразования сосредоточен в поверхностном слое воды. При больших значениях коэффициента η_T распределение P_z по всей глубине приближается к равномерному распределению. На поверхности

$$P_o = \frac{S}{\sqrt{m\eta_T}}. \quad (3.21)$$

Чем меньше P_o , тем вероятнее образование внутриводного льда. При большом значении P_o , наоборот, наиболее вероятно образование льда на поверхности. Образование поверхностного льда происходит, если $P_o > 2 \cdot 10^{-4}$ Вт/см³, а внутриводного, если $P_o < 2 \cdot 10^{-4}$ Вт/см³.

На участках рек с малыми уклонами и небольшой скоростью течения (до 0,2 м/с) переохлаждение воды имеет место только в тонком поверхностном слое, в котором появляются и смерзаются между собой кристаллы льда игольчатой формы, образуя корку льда. Ледяной покров формируется большей частью в результате роста и смыкания заборов.

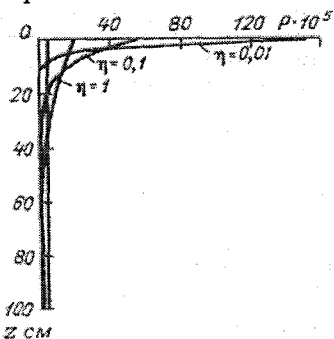


Рис. 3.3. Распределение интенсивности ледообразования P_z по глубине для различных значений η_r .

В реках со скоростью течения более 0,4 м/с перемешивание водных масс способствует переохлаждению всей толщи воды, поэтому образование льда происходит на разных глубинах и на дне. При интенсивном перемешивании воды образование льда на водной поверхности затруднено не только в результате незначительного переохлаждения воды, порядка 2–3 сотых градуса, но и вследствие механического воздействия на кристаллизацию.

В турбулентном потоке под влиянием теплообмена и многообразных ситуаций скоростного поля кристаллы льда формируются в ледяные образования различного размера, формы и степени устойчивости. В свою очередь форма и размеры ледяных образований являются по существу отражением турбулентной структуры потока. В начальной стадии процесса ледообразования перемещение кристаллов льда происходит в виде пассивной примеси, распределенной в толще потока в форме шуговых облаков размером от 0,5 до 5–7 глубины потока по его длине и от 0,1 до 0,3 h по ширине. Вследствие гидродинамической неустойчивости основного течения шуговые облака не являются стабильными и в процессе движения распадаются на менее крупные образования – комья, которые затем

превращаются в плотные шуговые скопления в результате роста, смерзания, а также механического слипания в переохлажденной воде. Под действием сил потока из комьев формируются на водной поверхности более устойчивые шуговые скопления в форме венков диаметром от 0,5 до (2...3) h и толщиной от 0,1 до 0,6 h в зависимости от скорости течения и физических свойств шуги. В течение периода замерзания плотность шуги, движущейся в поверхностном слое, увеличивается от 300 до 700 кг/м³. При этом ледяные образования приобретают устойчивость и не разрушаются под действием сил потока при достаточном сцеплении кристаллов льда не менее 30–40 кПа.

На основании данных достаточно точных наблюдений над температурой воды можно установить вероятность образования внутриводного льда на исследуемом участке потока или водоема. Однако в ряде случаев представляется необходимым установить и самый факт образования внутриводного льда, а также место, время и интенсивность его выделения.

Простейшим приемом обнаружения внутриводного льда, применение которого известно уже весьма давно, является погружение в переохлажденную воду различных приспособлений, на которых с течением времени осаждаются кристаллы этого льда. Эти приспособления состоят обычно из куска металлического троса, по длине которого в нескольких местах привязаны пучки металлических сеток или проволок. Трос снабжается грузом и погружается в воду, а верхний конец его укрепляется за поплавков или к надводной части строения (моста, плотины). Через несколько часов трос поднимают и по наличию на нем и на пучках проволок внутриводного льда судят о глубине, на которой внутриводный лед выделился. Применение описанного или аналогичного приспособления, несмотря на его несовершенство и относительную длительность процесса наблюдений, оправдывается его простотой.

Более совершенным устройством для установления момента начавшегося выделения внутриводного льда является шугосигнализатор. В устройстве этого прибора используется сравнительно резкое различие электропроводностей воды и льда. В переохлажденный поток опускаются два параллельно расположенных металлических прутка (электрода), электросопротивление между которыми при температуре окружающей их воды (0°) известно. Электроды прибора выполняются из пары металлических прутьев, скреплен-

ных держателем из изолирующего материала, и соединяются с индикаторной частью двух жильным кабелем. Основной частью шугосигнализатора является обычный мост Витстона, в одно из плеч которого включены электроды. При выделении внутриводного льда кристаллы его будут осаждаться на поверхности электродов (примерзая к ним), создавая здесь изолирующий слой. Вследствие этого электросопротивление между электродами возрастает и в диагонали моста появляется ток. С помощью усилительного устройства шугосигнализатора, снабженного реле, момент возрастания сопротивления свыше известной нормы может быть зарегистрирован и приведены в действие звуковые или световые сигналы либо автоматически включен электрообогрев сороудерживающих решеток водозаборов, частей затворов ГЭС, подвергающихся обмерзанию. Достаточно высокая чувствительность прибора позволяет уловить образование внутриводного льда в начальный момент этого процесса и предупредить о нем обслуживающий персонал с достаточной заблаговременностью, т.е. до образования на решетках значительной корки льда.

Для стационарных условий работы применяют приборы, рассчитанные на питание от сети, а для экспедиционных условий работы приборы снабжаются батарейным питанием. С помощью шугосигнализаторов можно по существу установить лишь факт начавшегося выделения внутриводного льда, но нельзя установить насыщенность потока его кристаллами. Для этого используются более сложные приборы — шугомеры, которые приспособлены для определения содержания льда в пробе воды калометрическим методом [23].

На основании результатов систематических измерений насыщенности воды шугой в различных точках по длине и сечению потока, произведенных в зоне ее образования с помощью указанных выше приборов (шугосигнализатора и шугомера), можно установить место, время и интенсивность образования шуги. Такие наблюдения в натурных условиях представляют значительный интерес для количественного анализа процесса образования шуги в переохлажденных потоках. Практическое значение результаты наблюдений имеют для обеспечения бесперебойной эксплуатации гидростанций, водозаборных сооружений, водопровода и пр.

С целью борьбы против явления примерзания кристаллов льда к подводным частям гидротехнических сооружений применяется защита металла решеток слоем краски, резины или другими гидрофобными веществами, т.е. веществами, обладающими антиоледительными свойствами. Однако эти меры малоэффективны из-за недостаточной прочности покрытий. Применяется также обогрев решеток электрическим током или горячей водой, циркулирующей в стержнях пустотелой конструкции, что дает известный положительный эффект, не требуя значительных затрат электроэнергии (около $0,5 \text{ кВт/м}^2$ решетки) при условии правильного назначения обогрева. Таким назначением является повышение температуры поверхности стержней решетки до $0,1\text{--}0,2^\circ$ выше нуля. При этом не происходит примерзания кристаллов льда к металлу стержней в момент, когда наблюдается переохлаждение воды и выделение внутриводного льда. Однако в случаях, когда образование льда принимает большие размеры, например, шуга поступает к ГЭС большими массами, скопившимися не только вблизи него, но и на значительном участке выше по течению, применение электрического или иного обогрева не дает положительного эффекта.

Если решетки и турбины ГЭС забиваются шугой, то режим работы станции резко нарушается из-за увеличения гидравлического сопротивления, что снижает мощность турбин. В этих случаях приходится устраивать шугосбросы и затрачивать часть воды на транспорт шуги через эти устройства. При сбросе же шуги в нижний бьеф в нем могут возникать еще более вредные последствия – заборы и вызываемые ими наводнения.

3.4. Несущая способность ледяного покрова

Ледяной покров представляет опасность в случае использования его в качестве переправы при недостаточной несущей способности. В этом случае природное явление является пассивным агентом опасности.

Ледяной покров как естественная конструкция, несущая нагрузку, в соответствии с условиями нагрузки, может рассматриваться или в качестве упругого тела, или в качестве пластичного материала. Если воздействие нагрузки кратковременно, то ледяной покров ведет себя как упругое тело. При быстро перемещающихся нагрузках лед прогибается, и возникают волновые колебания.

В этом случае деформации ледяного покрова также можно рассматривать как упругие в силу кратковременности процесса их возникновения и исчезновения. Только при длительном приложении статических нагрузок ледяной покров проявляет свойства пластичных материалов.

Поведение ледяного покрова как упругого тела характеризуется следующим:

а) прогиб линейно зависит от веса нагрузки при постоянных толщине льда и его физико-механических свойствах;

б) радиус зоны положительного прогиба поверхности ледяного покрова не зависит от нагрузки, но увеличивается с толщиной льда;

в) разрушение ледяного покрова происходит при прогибе, зависящем от толщины и модуля упругости льда;

г) зависимость разрушающего (проламывающего) груза от толщины льда подчиняется степенному закону и может быть выражена параболой второй степени.

Для поведения ледяного покрова как пластичного тела при действии длительных неподвижных нагрузок характерно следующее:

а) прогибы ледяного покрова при действии неподвижной нагрузки постоянной величины возрастают со временем;

б) скорость деформации возрастает с увеличением приложенной нагрузки и уменьшается с увеличением толщины льда;

в) при наличии под ледяным покровом упругого основания (вода) скорость деформации (нарастания прогиба) с течением времени уменьшается, стремясь к некоторому постоянному значению, зависящему от соотношения толщины льда и нагрузки.

Методы расчета грузоподъемности ледяного покрова можно разделить на две основные группы: 1) методы, основанные на эмпирических формулах; 2) расчетные методы, базирующиеся на положениях теории упругих деформаций тел.

Выявление действительной картины работы ледяного поля под нагрузкой весьма сложно, так как приходится иметь дело с рядом непостоянных факторов, и усугубляется большой математической сложностью описания. Поэтому широкое распространение получили простые расчетные формулы. К их числу относится формула М.М. Корюнова:

$$P = 0,01 t_n^2, \quad (3.22)$$

где P — допускаемый вес груза, т (умножая на 9,81, получим P в кН); t_n — толщина ледяного покрова, см.

Эта формула дает для предварительных расчетов вполне удовлетворительные результаты. Однако практически почти никогда не бывает условий, когда грузоподъемность льда можно определить только по его толщине, хотя она и является одной из основных характеристик.

Одной из лучших является формула М.М. Казанского и А.Р. Шульмана, которые получили зависимость также весьма простого вида:

$$P = \frac{\lambda_s K}{m} t_n^2, \quad (3.23)$$

где P — допускаемая нагрузка на лед, т; λ — коэффициент распределения нагрузки (100 — для колесных грузов; 125 — для гусеничных весом до 18 т и 115 — весом более 18 т); t_n — наименьшая фактическая толщина льда без снега, м; $K = \frac{100 + \theta}{100}$ (θ — температура воздуха за истекшие 3 суток), а при положительных температурах $K = 1 - 0,05n$, где n — число суток с положительной средней суточной температурой воздуха); m — коэффициент запаса прочности и учета трещин (изменяется от 1 до 2 [18]); s — коэффициент учета солености (1,0 — для пресных льдов и 0,7 — для соленых).

Теория упругости дает точное теоретическое решение задачи о деформации ледяного покрова как упругой тонкой плиты бесконечных размеров, расположенной на упругом основании для двух основных схем статических нагрузок:

- 1) для равномерно распределенной нагрузки по площади круга некоторого радиуса (центральный изгиб);
- 2) для равномерно распределенной нагрузки по бесконечно длинной полосе (цилиндрический изгиб).

Решение практических задач обычно сводится к одной из этих двух схем в зависимости от соотношения длины и ширины основания груза. В обоих случаях предполагается, что размеры ледяного покрова не ограничены во всех направлениях. Практически это означает, что размеры ледяного поля должны во много раз превосходить размеры области прогибов.

В случае наиболее распространенного центрального изгиба ледяного поля окончательная расчетная формула для максимально допускаемого груза на льду (t) имеет следующий вид [18]:

$$P = \frac{\pi \sigma_n r^2 t_n^2}{3(1+n)^2 c}, \quad (3.24)$$

где σ_n – разрушающее напряжение при изгибе льда, т/м^2 ($1 \text{ т/м}^2 = 9,81 \text{ кПа}$); r – радиус основания груза, м; n – коэффициент Пуассона (характеризует отношение поперечной деформации к продольной), c – функция $\frac{r}{l}$,

$$l = \sqrt[4]{\frac{E t_n^3}{12(1-t_n^2)}}, \quad (3.25)$$

E – модуль упругости, характеризующий переход тела при нагрузке на него от упругого состояния к пластическому состоянию, т/м^2 .

Изменение модуля упругости в небольших пределах мало скаывается на величине напряжений и допускаемой нагрузке, так как он входит в формулу под квадратным корнем и корнем четвертой степени.

Принимая коэффициент Пуассона равным 0,3, а модуль упругости для весеннего льда при температуре выше -5° равным 10^5 т/м^2 , для зимнего льда под снежным покровом $4 \cdot 10^5 \text{ т/м}^2$ и для зимнего льда при температурах ниже -25° без снега $5,5 \cdot 10^5 \text{ т/м}^2$, получаем следующие расчетные зависимости для условий:

1) весеннего льда:

$$P = \frac{\pi r^2 \sigma_n t_n^{5/4}}{13,2(1,16r - t_n^{3/4})}; \quad (3.26)$$

2) зимнего льда под снежным покровом:

$$P = \frac{\pi r^2 \sigma_n t_n^{5/4}}{26,4(0,82r - t_n^{3/4})}; \quad (3.27)$$

3) зимнего льда при температурах воздуха ниже -25° и расчищенном от снега ледяном покрове:

$$P = \frac{\pi r^2 \sigma_n t_n^{5/4}}{31(0,76r - t_n^{3/4})}. \quad (3.28)$$

Главной задачей расчета грузоподъемности ледяного покрова является определение допускаемых предельных нагрузок в зависимости от габаритов груза, толщины и структуры ледяного покрова, изменения метеорологических условий, для чего необходимо предварительно выбрать основные расчетные величины: толщину льда, температуру, допускаемые напряжения, модуль упругости и коэффициент Пуассона.

Расчетная толщина льда $t_{л,р}$ принимается на основании измерений. Под ней понимается не вся измеренная толщина, а только та часть ледяного покрова, которая воспринимает нагрузку. Если при измерении вся толщина льда состояла из трех слоев ($t_{л,1}$ — толщины прозрачного нижнего слоя льда, $t_{л,2}$ — толщины мутного слоя шугового льда и $t_{л,3}$ — толщины слоя снежного льда), то поскольку мутный лед слабее прозрачного, $t_{л,2}$ обычно принимается с коэффициентом 0,5. Снежный лед, состоящий из смерзшегося снега, в расчет вообще не принимается. Поэтому

$$t_{л,р} = t_{л,1} + 0,5 t_{л,2} . \quad (3.29)$$

Практически более выгодно принимать в расчет не максимальные, а средние толщины льда: участки же с минимальной толщиной необходимо выделять и повышать их грузоподъемность искусственным путем.

Для практического расчета грузоподъемности ледяного покрова приходится прибегать к упрощенным приемам оценки температуры льда через температуру воздуха. В зависимости от местных особенностей следует вводить поправки исходя из непосредственных наблюдений над температурой льда. Для расчета температуры льда могут быть использованы следующие зависимости:

а) при отсутствии снега на ледяном покрове

$$\theta_{л} = \kappa_l \theta_{в} , \quad (3.30)$$

где $\theta_{л}$ — температура льда расчетного слоя; $\theta_{в}$ — средняя температура воздуха для данного периода (не менее чем за трое предшествующих суток); κ_l — коэффициент, учитывающий расчетный слой: для поверхностного слоя $\kappa_l = 1$, для среднего слоя $\kappa_l = 0,5$, для средней полосы нижнего слоя $\kappa_l = 0,25$;

б) при наличии снега на ледяном покрове уравнение (3.30) принимает вид

$$\theta_{\text{л}} = \kappa_{\text{л}} \theta_{\text{в}} \frac{\lambda_{\text{сн}} t_{\text{л}}}{\lambda_{\text{л}} t_{\text{сн}} + \lambda_{\text{сн}} t_{\text{л}}}, \quad (3.31)$$

где $\lambda_{\text{сн}}$ и $\lambda_{\text{л}}$ — коэффициенты теплопроводности снега и льда (Вт/м · град); $t_{\text{сн}}$ и $t_{\text{л}}$ — высота снега и толщина льда.

Если температуры воздуха положительные, их влияние скажется на ослаблении льда и в основное уравнение грузоподъемности вводится коэффициент ослабления κ_{σ} , который определяется из следующей зависимости:

$$\kappa_{\sigma} = 1 - 0,05n, \quad (3.32)$$

где n — число суток с положительными среднесуточными значениями температуры воздуха.

Для определения допускаемых напряжений в ледяном покрове $\sigma_{\text{л}}$ проводятся экспериментальные полевые исследования, а при их отсутствии можно пользоваться табл. 3.1.

Расчет грузоподъемности обычно производят на кратковременную статическую нагрузку, так как это наиболее неблагоприятный и частый случай возникающих в ледяном покрове напряжений. При расчете на кратковременную нагрузку следует пользоваться формулами упругого изгиба. На случай непредвиденной остановки груза на льду необходимо ввести коэффициент запаса для учета пластической деформации.

Особое внимание нужно уделять периодам оттепелей и на основании прогнозов определять их возможную продолжительность. Учитывая снижение временного сопротивления льда и допускаемых напряжений при продолжительной оттепели, необходимо заранее произвести соответствующий расчет на снижение грузоподъемности, а также определить число суток с положительными непрерывными температурами, по истечении которых работа на ледяном покрове должна быть прекращена из-за снижения прочности льда.

В практических расчетах часто приходится решать обратную задачу: по заданной нагрузке P находить необходимую для передвижения груза минимальную толщину льда.

Ледяные переправы можно разделить на два типа: ледяные переправы без верхнего строения и ледяные переправы с верхним строением.

В ледяных переправах первого типа движение осуществляется непосредственно по естественной поверхности льда. Искусственные сооружения устраиваются только в местах сопряжения трассы с берегами для спуска грузов на лед. При подготовке постоянно действующей трассы после установления ледостава производится систематическая очистка льда от снега. Этим создаются благоприятные условия для нарастания льда по трассе. При кратковременно действующих переправах или при переправах, организуемых для единичной переброски грузов, предварительная подготовка ледяного полотна не делается.

Переправы для автомобильного и гужевого транспорта обычно устраиваются без верхнего строения, железнодорожные — с верхним строением. Если прочность ледяного покрова недостаточна или необходимо сохранить верхнюю поверхность льда ездовой части от разрушения, в особенности при интенсивном движении или передвижении тяжелых грузов, устраивают верхнее строение и на автогужевых переправах.

Переправа по естественному льду (без верхнего строения) требует минимальных затрат, так как не связана с какими-либо строительными работами, за исключением съездов с берега на лед. Подготовка трассы заключается в заблаговременной расчистке поверхности льда вдоль намеченного пути от снега для ускорения нарастания льда. Расчистку от снега без применения снегоочистительных машин можно начинать при нарастании льда до толщины 9–10 см, причем ширина очищаемой полосы должна быть не менее 40–50 м. Вдоль трассы необходимо установить вехи, указывающие путь при метелях и заносах. При работе переправы в ночное время устанавливаются фонари. Для съездов на берегу выбирается участок, на котором при минимальной затрате труда по выемке грунта можно обеспечить уклон не более 0,1 для колесных грузов, 0,2–0,3 для гусеничных грузов и 0,15–0,20 для санного движения. Конструкция переходов с берега на лед зависит от толщины льда, амплитуды возможных колебаний уровня воды в водоеме, через который устраивается переправа, от типа и веса грузов, а также от характера и крутизны берегов.

Если колебания уровня воды незначительны, то съезд с берега на ледяной покров можно сделать пологим, для чего осуществляется намораживание льда до толщины не менее 1,2 м. Намораживание

ведется путем периодических поливов водой (тонкими слоями) поверхности льда или путем укладки ледяных кабанов с последующим поливом их для лучшего смерзания швов. Площадь намораживания от берега должна в зависимости от толщины и состояния естественного ледяного покрова иметь длину до 15–20 м при ширине не менее 10–15 м. При непрочном и тонком ледяном покрове следует укреплять возможно большую площадь съезда. Поверх намороженного слоя полезно уложить хворост, засыпать его снегом и затем полить водой. После этого укладывается настил из досок или жердей с устройством колесоотбойных брусьев по бокам съезда. При отсутствии хвороста настил укладывают непосредственно на лед и подсыпают снег и небольшое количество мерзлого грунта. Места съездов должны быть обставлены вехами и в ночные часы хорошо освещены.

При работе переправы обычно приходится вести борьбу с образованием трещин. Наиболее часто на дорогах без верхнего настила поверхность льда покрывается сеткой мелких несквозных трещин, происходящих от совместного действия температурных напряжений и напряжений от проходящих грузов, а также деформацией льда под тяжестью снежных отвалов при расчистке трассы. Образование таких трещин, имеющих самое различное направление и пересекающихся между собой, часто приводит к выкалыванию и просадке отдельных участков ледяного покрова при прохождении груза. Температурный фактор или совместное действие указанных выше причин могут вызвать появление сквозных трещин. Такие трещины пересекают дорогу под некоторым углом или, что еще хуже, располагаются примерно вдоль оси движения грузов. Сквозные трещины на переправах без верхнего строения представляют опасность при достижении ширины 5–6 см. В этом случае необходимо устраивать переходы через трещины или замораживать их. В качестве переходов применяются временные мостики или щиты, деревянные щиты используются при переходах через узкие небольшие трещины, сверху они засыпаются снегом и поливаются водой.

Временные мосты для перехода через широкие трещины (более 20–30 см) устраиваются из нескольких продольных бревен, уложенных, по возможности, перпендикулярно трещинам. Поверх бревен укладывается настил из досок или брусьев. Длина продольных

бревен должна быть возможно большей (не менее 8 м при ширине трещины не более 1 м).

По одну сторону трещины бревна, служащие балками моста, вмораживаются в лед, для чего производится подсыпка снега с последующей заливкой водой. С другой стороны трещины под балки подкладывается ряд поперечных лежней, замороженных в ледяной покров тем же способом, а бревна, служащие балками, свободно опираются на лежни, чем достигается возможность горизонтального перемещения одной из опор моста. Создание свободы горизонтальных перемещений совершенно необходимо, ибо при неподвижном закреплении обеих опор в результате изменения температур или действия ветра в ледяном покрове при подходах к мосту появляются новые трещины.

Для заделки и замораживания трещин шириной 30 см можно рекомендовать производить их заделку с помощью бревен, подводимых к нижней кромке льда у трещины; поверх бревен набивается снег или ледяная крошка, которые для лучшего смерзания поливаются водой. При этом края трещин с помощью пещни скалываются и спрямляются, и в трещину закладываются бревна соответствующего диаметра, подвешенные по концам на канатах, закрепленных на поверхности льда. Вместо бревен могут быть использованы также пакеты связанных жердей или досок. Заделка трещин начинается с одного конца и ведется последовательно по всей длине до другого конца. Этот способ применяется при температуре не выше -7° и ширине трещин не более 30–40 см. При более широких трещинах производится их заделка с помощью ледяных кабанов. Они скалываются с двух краев на клин и вставляются в трещину, края которой предварительно также скалываются под тем же углом. Этот способ применяется при ширине трещины до 60 см. Заделка широких трещин (до 3 м) может быть осуществлена ледяными плитами, выкалываемыми из ледяного покрова в некотором удалении от пути. Под нижнюю поверхность плиты кладутся три бревна длиной до 4 м, к ним привязываются тросы, с помощью которых льдина скрепляется с бревнами и подтягивается к месту заделки. Концы тросов от нижних бревен привязываются к шестиметровым бревнам, укладываемым поверх трещин. Пазы между плитой и ледяным покровом засыпаются ледяной крошкой или снегом и поливаются водой.

Контрольные вопросы

1. Как лед воздействует на гидротехнические сооружения?
2. В чем состоит задача гидрологов при оценке воздействия льда на ГТС?
3. Какие существуют методы определения прочности льда?
4. Чем вреден внутриводный лед?
5. В каких условиях нагрузки лед проявляет пластичные свойства, а в каких упругие?
6. Как оборудуется ледовая переправа?

4. НАЛЕДИ

4.1. Классификация наледей

Наледь – это слоистый ледяной массив на поверхности земли, льда или инженерного сооружения, образовавшийся при замерзании периодически изливающихся на верхнюю поверхность природных или техногенных вод. Наледи характерны в основном для территорий мерзлой зоны горных или предгорных районов севера ЕТР, Сибири и Дальнего Востока.

На реках следует различать наледь речных вод, которая образуется в речном русле за счет замерзания только речной воды на поверхности ледяного покрова и речную наледь, которая формируется в долине реки смешанными природными водами, чаще всего подземными. Первый вид наледей составляет около 80 % всех наледних ресурсов, а второй – около 20 %.

Наледи речных вод формируются при интенсивном нарастании ледяного покрова, закупорке русла шугой или донным льдом, а также перемерзание отдельных участков реки с глубинами от 0,5 до 1,0 м.

Причиной формирования наледей подземных вод является естественная разгрузка их бассейнов и промерзание водоносных систем с образованием криогенного напора. По генезису наледообразующих источников в области сезонно-мерзлых и краткомеззлых горных пород различают ключевые наледы, питающиеся постоянно действующими источниками подземных вод, и грунтовые наледы, формирующиеся за счет воды, залегающей на первом от поверхности водоупоре, а в области многолетнемерзлых пород – наледы надмерзлотных, межмерзлотных и подмерзлотных подземных вод [25].

Объем наледного льда определяется величиной наледного питания, прерывистостью (степенью дискретности) наледообразующего потока, запасами холода и продолжительностью периода возможного наледообразования – интервалом времени, в течение которого может происходить намораживание воды. Наледи речных вод вытягиваются в длину на 50 км и имеют толщину до 5 м. Наиболее

крупные наледи подземных вод занимают площадь в десятки км² при толщине льда до 12 м.

По времени своего существования наледи делятся на сезонные, перелетки (не успевающие растаять в теплый период данного года и переходящие в наледный цикл следующего года) и многолетние наледи.

4.2. Условия формирования и режим наледей речных вод

Наледи речных вод – это результат временного несоответствия расходов воды и пропускной способности русла. Чаще всего формирование наледей происходит, когда сокращение живого сечения вследствие нарастания ледяного покрова опережает его условное сокращение вследствие зимнего уменьшения расхода воды. В итоге избыток воды изливается на поверхность ледяного покрова и даже прилегающую к реке местность, постепенно превращаясь в наледь.

Критические значения ледовых и гидравлических характеристик, при которых происходит образование наледи в результате выхода воды через трещины на поверхность ледяного покрова, определяются по А.Н. Чижев [28] условием

$$\frac{48ht_{\text{л}}\mu_{\text{л}}\Delta Q}{\sigma_{\text{л}}B^2} \geq 1, \quad (4.1)$$

где h – глубина потока подо льдом, м; $t_{\text{л}}$ – толщина льда, м; ΔQ – интенсивность приращения расхода воды за сутки, %; $\mu_{\text{л}}$ и $\sigma_{\text{л}}$ – динамический коэффициент вязкости льда (мПа·с) и разрушающее напряжение льда при изгибе (мПа), значения которых находятся в соответствии в нормативным документом [15]; B – ширина реки, м.

Для формирования наледи необходима прочная связь ледяного покрова с берегами реки, поэтому образование наледей происходит только на речных участках с шириной русла, меньшей некоторой ширины $B_{\text{мин}}$, значение которой можно определить из условия (4.1). Если $B = B_{\text{мин}}$, то наледи сравнительно небольшой мощности формируются на отдельных участках реки, если $B < B_{\text{мин}}$, то наледи образуются только на участках рек, протекающих в пределах котловин, наконец, если $B < B_{\text{мин}}$, то на речных участках полугорного и горного типов интенсивное наледообразование происходит ежегодно.

Опережающее нарастание толщины ледяного покрова по сравнению с интенсивностью уменьшения расхода воды приводит к возникновению напорного движения подледного потока. При этом пьезометрический уровень воды может существенно превышать уровень верхней поверхности льда. Та часть напора, которая обусловлена реакцией водного потока на его стеснение, носит название «добавочный напор» (ΔH). Он численно равен разности глубин потока при отсутствии напора и с напором.

Если удельный расход воды для подледного потока при отсутствии напора

$$q = C_{\text{пр}} h \sqrt{I_0 \frac{h}{2}}, \quad (4.2)$$

то при наличии напора для участка длиной L

$$q_n = \bar{C}_{\text{пр}} \bar{h} \sqrt{I_0 \frac{\bar{h}}{2}}, \quad (4.3)$$

где $\bar{C}_{\text{пр}}$ и $\bar{h}$ – приведенный коэффициент Шези ($\text{м}^{0.5}/\text{с}$) и глубина водного потока подо льдом (м) осредненные для участка L соответственно.

Из формул получается, что уклон водной поверхности при изменении гидравлических характеристик в результате нарастания льда

$$I = \left(\frac{C_{\text{пр}}}{\bar{C}_{\text{пр}}} \right)^2 \left(\frac{h}{\bar{h}} \right)^{3/2} \left(\frac{q_n}{q} \right)^2 I_0. \quad (4.5)$$

Выражение для гидравлического уклона I в условиях наледи можно записать и следующим образом:

$$I = I_0 + \frac{\Delta H}{L}. \quad (4.6)$$

Тогда из (4.5) и (4.6) можно получить, что приращение напора на участке длиной L

$$\Delta H = I_0 L \left[\left(\frac{q_n C_{\text{пр}}}{q \bar{C}_{\text{пр}}} \right)^2 \left(\frac{h}{\bar{h}} \right)^{3/2} - 1 \right]. \quad (4.7)$$

Из формулы (4.7) следует, что приращение напора при изменении гидравлических характеристик подледного потока зависит от базового продольного уклона русла I_0 .

В случае жесткой модели ледяного покрова приращение напора по длине реки должно привести к тому, что в каком-нибудь створе добавочный напор достигнет значения, достаточного для разрушения ледяного покрова и излива воды. При этом уровень верхней поверхности наледи не превышает пьезометрического уровня воды на участке, расположенном выше стеснения русла льдом.

4.3. Речные наледи, обусловленные выходом подземных вод

Наледи этого типа формируются обычно на одних и тех же местах в пределах наледных полей или наледных участков, которые представляют собой расширения речной долины из-за боковой эрозии склонов. Поскольку поверхность наледей обычно имеет выпуклую форму, то потоки талых весенних и дождевых вод чаще всего концентрируются в краевых частях наледного массива и усиленно размывают склоны долины. Дно поляны сложено, как правило, валунами и галькой преимущественно крупного размера, и имеет относительно плоскую поверхность с системой проток. Деревья на ней угнетены и искривлены. При толщине льда более 2,5–3 м наледная поляна полностью лишена растительного покрова. Уклон ее вдоль долины меньше уклона речного русла.

Во многих случаях размеры наледей и наледных полей не совпадают, что связано с миграцией местоположения выходов источников подземных вод и ежегодной активностью наледообразующих и наледоразрушающих процессов.

Морфологические особенности наледей характеризуются их длиной L , шириной B , толщиной t , площадью Ω и объемом W . По площадным размерам наледи делятся на очень мелкие (до 10^3 м^2), мелкие (10^3 – 10^4), средние (10^4 – 10^5), крупные (10^5 – 10^6), очень крупные (10^6 – 10^7) и гигантские (более 10^7 м^2). Как установил Б.Л. Соколов [25], морфометрические характеристики наледей в конце зимы взаимосвязаны соотношениями:

$$W = 0,96\Omega^{1,094}, \quad (4.8)$$

$\Omega, \text{м}^2$	10^3	10^4	10^5	10^6	10^7	10^8
$t, \text{м}$	1,00	1,21	1,48	1,75	2,21	2,70

Размеры наледей зависят от продолжительности наледообразовательного процесса (только до площади $\Omega = 2 \cdot 10^6 \text{ м}^2$ – рис. 4.1), силы морозов, расходов наледоформирующих вод, высоты снега, глубины промерзания грунта, уровней грунтовых или подмерзлотных вод. Многолетняя изменчивость размеров наледей определяется в основном расходом наледоформирующих вод.

T , сутки

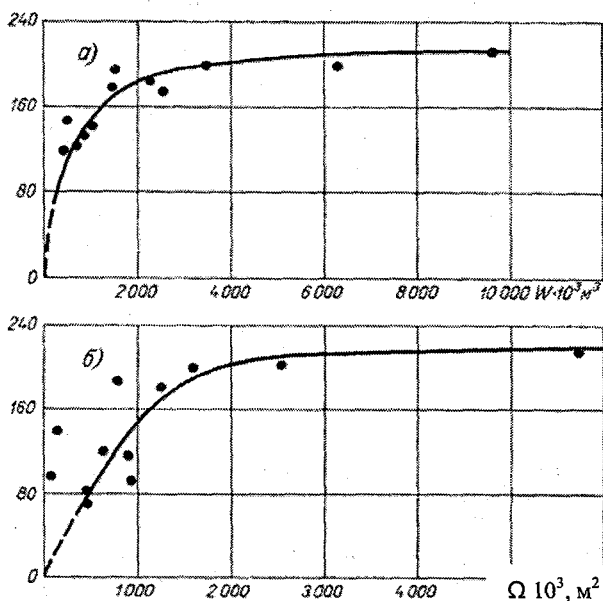


Рис. 4.1. Зависимость продолжительности формирования наледей T от их объемов W (а) и площадей Ω (б) [25].

Зимой в наледях аккумулируются речные и подземные воды. Весной и летом наледные воды возвращаются в речную сеть. Отдельные наиболее крупные наледи не успевают растаять в теплый период. Остатки наледей (перелетки) увеличивают объем льда, формирующийся следующей зимой, т.е. переходят на следующий наледный цикл. В зависимости от природных условий размеры перелётков изменяются в широких пределах.

Таяние наледей рассчитывают по уравнению теплового баланса. Кроме того, для определения слоя стаивания наледи можно использовать формулы:

$$\Delta t = \alpha \sum_1^n \theta, \quad (4.9)$$

$$\alpha = 0,0016Z + 2,3, \quad (4.10)$$

где Δt – слой стаивания, мм; α – температурный коэффициент стаивания, мм/°С; θ – среднесуточная температура воздуха; n – число суток таяния; Z – абсолютная отметка местности, м.

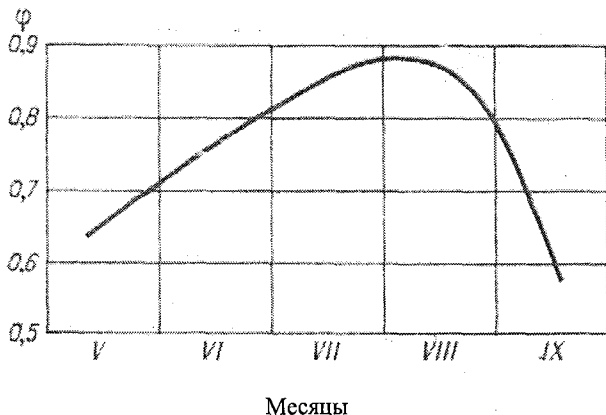


Рис. 4.2. График для определения параметра φ в формуле (4.1) [25].

Разрушение наледей происходит также путем эрозии льда под воздействием речных вод и особенно интенсивно в периоды весеннего половодья и летне-осенних дождевых паводков. Этот процесс называют термоэрозионным разрушением, поскольку интенсивное таяние льда на участке контакта наледи с рекой происходит за счет тепла, приносимого речным потоком. Изменение объема наледи в результате термоэрозии

$$\Delta W_3 = \frac{\Delta W_{\tau}}{\varphi}, \quad (4.11)$$

где φ – параметр, характеризующий ту часть общего изменения объема наледи, которая приходится на долю стаивания под действием тепловых факторов (рис. 4.2).

Величина ΔW_T связана со слоем стаивания следующим образом:

$$\Delta t = \frac{\Delta W_T}{\Omega_0 - 0,187 \Delta W_T^{1,04}}, \quad (4.12)$$

где Ω_0 — площадь наледи в начале таяния, тыс. м²

4.4. Полевые исследования режима наледей

Характеристики наледей важны для оценки их вредного влияния на функционирование тех или иных инженерных сооружений, расположенных вблизи. Они могут быть определены по данным специальных изыскательских работ: наледной съемки, наблюдений на наледных полигонах и аэрофотосъемки.

Наледная съемка может быть линейной, т.е. когда она проводится по какому-либо одному направлению, например, вдоль трассы ЛЭП, или площадной. Съемка делается раз в 10 дней, а весной в период интенсивного таяния льда — через 5 дней. Необходимая длительность периода многолетних наблюдений за наледями равна

$$N = \frac{C_v^2}{\sigma_N}, \quad (4.13)$$

где C_v — коэффициенты вариации величин W , Ω и t ; σ_N — задаваемая точность определения значений W , Ω и t .

Наиболее распространенным приемом измерения площади, мощности, слоя нарастания и стаивания льда при стационарных исследованиях является использование размеченных реек или ледомерных вех, расположенных в определенной последовательности в пределах наледной поляны. Рейки устанавливаются осенью после исчезновения наледи и закрепляются таким образом, чтобы нуль отсчета совпадал с поверхностью наледного ложа. Их местоположение закрепляется на плановой основе. Зимой рейки вмерзают в лед.

В зависимости от конфигурации наледи и технических возможностей рейки размещают двумя способами. На наледях небольшой ширины и значительной протяженности они устанавливаются, как правило, на поперечных профилях в характерных местах наледной поляны. Иногда дополнительно назначаются продольные

профили. При сложной конфигурации очертаний наледи поперечные и продольные профили располагаются под углом друг к другу. Ледомерные вехи на профилях устанавливаются на расстоянии от 20 до 500 м. На наледях небольшой протяженности относительно их ширины рейки иногда располагаются в углах прямой сетки со сторонами от 50 до 400 м и более (50 × 50, 50 × 100, 50 × 200, 100 × 200, 200 × 400 м и т. д.).

Толщину льда измеряют с точностью до 1 см переносной рейкой по каждой ледомерной вехе от первой засечки, возвышающейся над поверхностью наледи, исключая высоту снежного покрова. Если наблюдения за режимом начаты после даты начала образования наледи (рейки осенью не установлены), то мощность льда определяют по разности отметок поверхностей наледи и ложа, используя нивелировки. Границу распространения наледей отмечают по ближайшим рейкам, наносят на план и планиметрированием определяют ее площадь. Слой нарастания и стаивания льда вычисляют по разности отметок поверхности наледи между датами съемок.

Материалы наледной съемки оформляются в виде карт, которые служат для разработки прогноза наледной опасности.

Наледный полигон – это репрезентативная для данного природного района наледь, на которой проводится исследование динамики наледей в годовом и многолетнем циклах, оценивается влияние наледей на инженерные сооружения и проводятся эксперименты с противоналедными устройствами.

4.5. Наледная опасность и противоналедные устройства

Наледная опасность – это опасность:

- 1) затопления территории водой в результате образования наледи;
- 2) статического и динамического давления наледного льда на сооружения;
- 3) развития явлений криогенного пучения, сопутствующих образованию наледей;
- 4) наледной денудации (разрушения и выноса рыхлых горных пород).

Наличие наледей в поймах рек приводит к резкому подъему воды в период весеннего половодья, размыву участков поймы вдоль границ наледи. На некоторых реках с наледями из-за интенсивного

механического разрушения льда в период дождевых паводков формируется летний ледоход, который представляет серьезную угрозу судам и инженерным сооружениям.

Зимой термическое расширение наледного льда при повышении температуры воздуха приводит к сдвигу и опрокидыванию опор линий электропередач. Наледные бугры пучения деформируют инженерные сооружения. Обычно бугор указывает на местоположение наледообразующего источника и место наибольших напряжений в наледи. Бугры достигают в высоту 5 м и в длину 100 м. Известны случаи взрывов наледных бугров пучения, сопровождающихся выбросом многотонных глыб льда, грунта и мощных потоков воды. Инженерные сооружения при этом могут быть разрушены в течение несколько секунд.

В борьбе с наледями используются следующие противоналедные устройства:

1) наледный пояс – это искусственно расширенный участок русла, на котором происходит распластывание и охлаждение наледообразующих вод и их быстрое замерзание;

2) противоналедный забор – ограда из бревен, досок, деревянных или бетонных щитов в некотором удалении от инженерного сооружения;

3) противоналедный вал – насыпь из грунта;

4) противоналедный навес – это крыша, устраиваемая на некотором удалении от инженерного сооружения с целью увеличения скорости промерзания воды в отсутствии снега;

5) резервная выемка – открытая полость в толще горных пород для заполнения ее наледным льдом с размерами, соответствующими максимальному объему наледи.

Контрольные вопросы

1. В чем отличие речной наледи от наледи речных вод?
2. Какой режим водного потока под речной наледью?
3. Какие устройства используются в борьбе с наледями?

5. СЕЛИ И ПРОРЫВНЫЕ ПАВОДКИ

5.1. Условия формирования и распространение селей

Сель – это бурный поток, внезапно возникающий на горных реках и состоящий из смеси воды и рыхлообломочной породы. Наблюдаются сели в предгорьях и горах. Сель несет с собой большое количество наносов как в виде мелких частиц, так и в виде гальки и камней. Он представляет собой особую форму дождевого паводка, хотя может возникать и в результате совпадения дождя со снеготаянием в горах. В ледниковых районах сели нередко формируются в результате обрыва ледников, вызываемого землетрясением, или другими причинами. Такие сели называют гляциальными.

Сель – грозное явление природы. Сели особенно опасны тем, что нарастают быстро, порой почти мгновенно. Селевые потоки приводят к гибели людей, частичному или полному уничтожению населенных пунктов, разрушению мостов и дорог, занесению рыхлообломочным материалом полей и садов. Они обуславливают большие расходы на ликвидацию последствий их вредного воздействия.

Для возникновения селя необходимы три условия: значительная крутизна склонов речных долин, логов и балок и, следовательно, большие уклоны водных потоков; наличие на склонах больших масс легко смываемого рыхлого мелкообломочного материала; интенсивный ливень или очень дружное снеготаяние (со средней интенсивностью более 1 мм/мин). Накопившиеся на склонах долин продукты разрушения горных пород находятся в состоянии устойчивого равновесия, если угол наклона плоскости скольжения к горизонту меньше угла внутреннего трения сыпучей среды. При увлажнении связных грунтов силы трения и сцепления в них снижаются, а глинистые грунты становятся даже текучими. Поэтому во время сильных ливней скопившиеся на склонах гор продукты разрушения горных пород приходят в движение и вместе с потоками воды с огромной скоростью устремляются вниз, в долины, обогащаясь по пути новыми материалами и водой.

Соотношение количества твердого и жидкого вещества, которое может быть выражено величиной плотности смеси, – главное и

определяющее свойство селевого потока. Плотность селевых потоков колеблется в широком диапазоне – от 1100 до 2500 кг/м³. Наряду с плотностью, поведение смеси (селевой массы) определяется ее фракционным составом, т. е. относительной массой частиц разных размеров.

В зависимости от состава и плотности селевой массы Ю.Б. Виноградов [4] выделяет три типа селей: наносоводные, грязевые и грязекаменные. Граничные значения плотности для отдельных типов селевых потоков следующие: 1100–1500, 1600–2000, 2100–2500 кг/м³ (рис. 5.1).

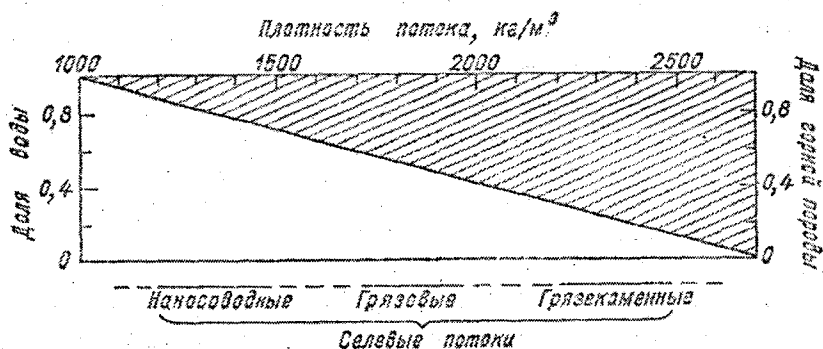


Рис. 5.1. Взаимосвязь между соотношением воды и горной породы, плотностью селевой массы и качественными определениями трех типов селевых потоков [4].

Наносоводный – селевой поток, возникающий при прохождении сильного паводка, переносащий большое количество взвешенных и влекомых наносов за счет своей транспортирующей способности.

Грязевой – селевой поток высокой плотности, состоящий в основном из грязи с включением обломков горной породы.

Грязекаменный – селевой поток предельно высокой плотности, состоящий в основном из обломков горной породы, промежутки между которыми заполнены грязью.

В отличие от водных потоков, сели, особенно грязекаменные, движутся не непрерывно, а отдельными валами, то останавливаясь совсем, то опять ускоряя свое движение, резко увеличиваясь в объеме по пути. Причина такого прерывистого, не имеющего определенной закономерности движения грязекаменного потока кроется

в том, что из-за наличия в нем крупного материала в местах резких поворотов, сужений и переломов продольного профиля селевого русла селевая масса образует каменный затор и останавливается. Затем, когда перед таким затором скапливается значительная грязекаменная масса, его прорывает и сель вновь продолжает свое движение с еще большей силой, неся больше твердого материала и воды, чем перед возникновением затора. Если обычно скорость движения грязекаменных потоков составляет 10–15 км/ч, то при прорыве заторов она увеличивается до 20–35 км/ч.

Длительность прохождения селя обычно составляет 1–2 ч, но в отдельных случаях 6 ч и более. После того, как селевая масса грязекаменного потока прекращает свое движение, она обезвоживается и застывает наподобие лавы.

Сели обладают огромной разрушительной силой. Они в состоянии увлечь с собой валуны весом до 190 т. С квадратного километра площади своего формирования сель может выносить 50–90 тыс. м³ горных пород. Сели в одном и том же селевом русле повторяются редко, иногда через десятки лет. Однако в селеопасных районах их возникновения ждут ежегодно.

Один из наиболее селеопасных районов России – это бассейн р. Куры. Селевые потоки возможны на всех ее горных притоках. Мощные гляциальные сели, вызывавшие завалы р. Терек и приводившие к катастрофическим наводнениям, неоднократно наблюдались в районе ледников Центрального Кавказа. В высокогорной части бассейна р. Терек сели повторяются примерно один раз в десять лет. Сели наблюдаются также на Северном Урале, на Алтае, в Саянах и Забайкалье. Полоса гор, тянувшаяся от Байкала на восток, а затем на северо-восток вдоль побережья Охотского моря и далее от горного узла Сунтар-Хаята, раскидывающаяся во все стороны, заполнена такими селеносными хребтами, как Баргузинский, Кодар, Удокан, Становой, Джугджур, Верхоянский, Черского, Колымский, Корякский. С продвижением к северо-востоку камни в селевой массе мельчают, но это частично компенсируется числом и интенсивностью селепроявлений, мощностью наносоводных селей, чему в немалой степени способствует многолетняя мерзлота.

Сели не наблюдаются в тех горных районах, где выпадает много осадков и развивается богатая травяная и древесная растительность, препятствующая размыву верхних слоев грунта.

5.2. Параметры и типы селевого процесса

Сель, как и затор льда, представляет собой сыпучую среду. Сила сопротивления сдвигу этой среды зависит от свойств сыпучей породы и определяется простым выражением:

$$F = Pf + F_c, \quad (5.1)$$

где P – составляющая веса вдоль русла (силы тяжести) породы; F_c – сила сцепления между выступами обломков породы, а также склеивания и цементации крупных частиц более мелкими, например глинистыми (статическое трение); f – безразмерный коэффициент внутреннего трения, которое осуществляется между движущимися частицами внутри породы. Этот коэффициент численно равен тангенсу угла внутреннего трения сыпучей среды φ .

Более общее выражение, не зависящее от объема рыхлообломочной породы, получается, если поделить все члены уравнения (5.1) на площадь, занимаемую этой породой:

$$\tau = \sigma \operatorname{tg} \varphi + c, \quad (5.2)$$

где τ – касательное напряжение сопротивления сдвигу; σ – нормальное давление или сжимающее напряжение; c – сцепление; φ – угол внутреннего трения.

Все слагаемые в формуле (5.2) измеряются в единицах давления (напряжения), т. е. в Н/м^2 . Эта формула отображает так называемый закон Кулона.

Если к рыхлообломочной породе прилагается сила, то по достижении определенного значения $\tau \geq c$ состоится сдвиг и порода будет перемещаться с некоторым ускорением, и, если бы русло, по которому она перемещается, не было ограничено в длину, слагающие ее элементы достигли бы определенной постоянной скорости, при которой силы – движущая и сопротивления – уравновешены. Однако если прилагаемую силу постепенно уменьшить, то при достижении τ порогового значения порода остановится.

На рис. 5.2 представлен график, где по горизонтальной оси отложены значения σ , а по вертикальной – τ . Двум видам внутреннего трения – статическому и динамическому, на графике соответствуют два угла внутреннего трения. Угол φ характеризует силу сопротивления сдвигу, которая преодолевается в момент начала движения,

а угол φ^* соответствует силе трения, действующей в процессе движения и торможения сыпучей породы. В последнем случае соотношение Кулона упрощается:

$$\tau^* = \sigma \operatorname{tg} \varphi^*. \quad (5.3)$$

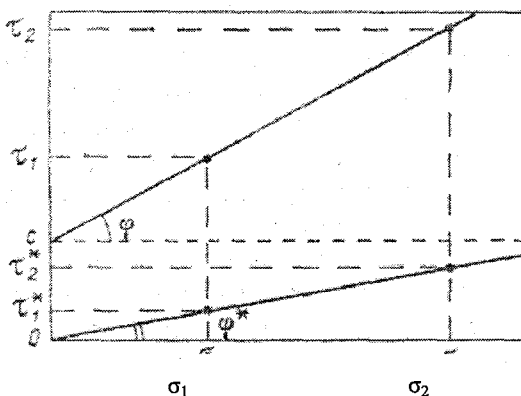


Рис. 5.2. График сдвиговых характеристик рыхлообломочной породы.

Сдвиговые параметры обломочной породы (c , φ , φ^*) зависят от ее влажности. Они всегда меньше, чем у грунта в сухом состоянии.

Ниже рассмотрим условия равновесия на склоне обломочной породы, содержащей воду, по Ю.Б. Виноградову [4]. Он учитывает следующие показатели, определяющие соотношения между силами, пытающимися привести обломочную породу в движение и препятствующими этому:

– для породы: ρ – плотность вещества (кг/м^3); ε – пористость (отношение объема пор к общему объему обломочной породы); θ – объемная влажность (отношение объема воды, содержащейся в обломочной породе, к общему объему последней); углы внутреннего трения и сцепление: φ_s , c_s (Н/м^2) – сухой породы, φ_θ , c_θ – влажной, φ , c – затопленной водой; t – толщина слоя (м);

– для воды: $\rho_w = 1000 \text{ кг/м}^3$ – плотность; β – относительная (в долях t) глубина в толще породы; $h_{\text{н.п.}}$ – глубина потока над поверхностью породы; h – полная глубина селевого потока; α – угол наклона поверхности к горизонту.

Тогда напряжения, характеризующие взаимодействия воды и горной породы, можно выразить следующими формулами:

— давление, оказываемое на горизонтальную площадку толщей обломочной породы:

$$\sigma_1 = g t \rho (1 - \varepsilon); \quad (5.4)$$

— то же, но под водой (закон Архимеда):

$$\sigma_2 = g t (\rho - \rho_s) (1 - \varepsilon); \quad (5.5)$$

— дополнительное давление за счет влажности обломочной породы:

$$\sigma_3 = g t \rho_s \theta; \quad (5.6)$$

— давление, оказываемое на горизонтальную площадку водой, заполняющей обломочную породу:

$$\sigma_4 = g t \rho_s \varepsilon; \quad (5.7)$$

— дополнительное давление, оказываемое толщей воды над поверхностью породы:

$$\sigma_5 = g h_n \rho_s. \quad (5.8)$$

Во всех формулах g — ускорение свободного падения (м/с^2). Из них можно составить уравнения равновесия для различных ситуаций заполнения породы водой. При этом следует иметь в виду, что если тело лежит на наклонной плоскости, то давление, им оказываемое, может быть разложено на составляющие: одну, направленную вдоль линии уклона (давление умножается на $\sin \alpha$), и вторую, перпендикулярную ей (давление умножается на $\cos \alpha$).

Если слева в уравнении записывать сдвигающее, а справа препятствующее напряжение, то условие равновесия имеет вид для сухой породы

$$\sigma_1 \sin \alpha = \sigma_1 \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi_c + c_c, \quad (5.9)$$

влажной породы

$$(\sigma_1 + \sigma_3) \sin \alpha = (\sigma_1 + \sigma_3) \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi_\theta + c_\theta. \quad (5.10)$$

Из равенств (5.9)–(5.10) можно получить критические значения ряда величин, при которых осуществляется сдвиг обломочной по-

роды. Так, из условия равенства сдвигающей и удерживающей сил для сухой сыпучей породы, для которой можно пренебречь сцеплением,

$$\sigma_1 \sin \alpha = \sigma_1 \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi_c \quad (5.11)$$

следует, что критический уклон

$$\operatorname{tg} \alpha = \operatorname{tg} \varphi_c \quad \text{или} \quad \alpha = \varphi_c. \quad (5.12)$$

Таким образом, угол внутреннего трения – это предельный угол откоса сыпучей породы, когда сдвиг еще не происходит; малейшее увеличение угла наклона немедленно повлечет за собой осыпание породы. Если же, наоборот, при постепенном уменьшении угла наклона имеет место переход от движения к покою, то угол, зафиксированный в момент остановки, равен динамическому углу внутреннего трения, или, как его иногда называют, углу естественного откоса. Такой угол откоса формируется не при последовательном падении отдельных частиц, а только при массовом движении с проявлением внутреннего трения.

Решение уравнения (5.10) для породы, заполненной водой, относительно угла наклона приводит к результату:

$$\operatorname{tg} \alpha_1 = \frac{(\rho - \rho_w)(1 - \varepsilon) \operatorname{tg} \varphi + \frac{c}{g t \cos \alpha_1}}{\rho(1 - \varepsilon) + \rho_w \varepsilon}. \quad (5.13)$$

Если такая обломочная порода уже находится в движении и надо определить минимальный угол наклона, при котором порода начинает останавливаться, или, что, то же самое, максимальный угол, при котором порода совсем остановится, то статический угол внутреннего трения заменяется динамическим, а в числителе последнего выражения исчезает член, включающий сцепление:

$$\operatorname{tg} \alpha_2 = \frac{(\rho - \rho_w)(1 - \varepsilon)}{\rho(1 - \varepsilon) + \rho_w \varepsilon} \operatorname{tg} \varphi^*. \quad (5.14)$$

Водный поток, текущий во врезе, в рывтине или селевом русле можно разделить на два яруса: нижний, где он рассредоточен и блуждает между камнями, осуществляя турбулентную фильтрацию сквозь валунные нагромождения, и верхний, где он является уже

сплошным и свободным. Нижний поток активно размывает обломочные отложения, вовлекая в транспортный процесс мелкозем и щебень и обнажая крупнообломочный каркас потенциального селевого массива (ПСМ). Камни и глыбы подмываются и подвергаются воздействию архимедовой и влекущей сил. От возможности вовлечения их в движение зависит формирование селя. В противном случае быстро будет создана крупновалунная или глыбовая русловая самоотмостка, т. е. русло «вымостят» камни определенного размера, сдвиг которых при данном расходе воды невозможен, и дальнейшее развитие селевого процесса прекратится. Таким образом, при анализе взаимодействия водного потока и обломочной породы большое значение приобретает еще одно понятие: «*критический расход*», т.е. расход воды, обеспечивающий сдвиг практически всех элементов ПСМ, включая крупные валуны и глыбы. Критический расход находится из условия сдвига самых крупных камней. Выражения для критического расхода имеют следующий вид:

$$\begin{aligned} Q_{кр} &= rB\varepsilon^*(\beta_{кр}d)^{1,67} \sin^{0,17} \alpha; \\ Q_{кр} &= rBd^{1,67}(\varepsilon^* + \delta_{кр}^{1,67}) \sin^{0,17} \alpha, \end{aligned} \quad (5.15)$$

где r – коэффициент, обратный шероховатости русла; B – ширина русла; d – высота валунов, лежащих в русле; ε^* – «пористость» валунных нагромождений (относительная площадь русла, свободная от валунов данного и большего размеров); β – относительная (в долях от d) глубина рассредоточенного водного потока (1-й ярус); $\delta = \frac{h}{d}$ – относительная глубина при $\beta \geq 1$; β^* и δ^* – критические значения β и δ .

Первое выражение отвечает случаю «малой воды», когда верхушки валунов еще торчат из нее, второе же соответствует полному затоплению всех русловых образований.

Таким образом, для толщи породы с данными свойствами находятся критические углы наклона толщи и расхода воды в ней, разбивающие диапазоны уклонов и расходов на интервалы, каждый из которых, согласно Ю.Б. Виноградову, отвечает возможности проявления следующих типов (или стадий) селевого процесса: сдвигового, транспортно-сдвигового или транспортного.

Сдвиговой селевой процесс начинается в заполненной обломочной породой ложбине, угол наклона которой превышает первый критический, т.е.

$$\alpha > \alpha_1.$$

Проявления сдвигового селевого процесса очень многообразны. Местные природные условия (тип рельефа, характер почв и растительности, состав и свойства горных пород, особенности гидрографии) придают ему многие специфические черты. Тем не менее, во всех возможных вариантах селевых очагов сдвиговой селевой процесс способен развиваться в основном при обводнении. В случае обводнения потенциального селевого массива (ПСМ) в его толще возникает поток грунтовых вод. Возможность сдвига ПСМ и, следовательно, формирование грязекаменного селя, определяется переходом величины β через ее критическое значение, т.е. угроза развития сдвигового селевого процесса отображается также неравенством

$$Q > Q_{кр}.$$

В ложбинах, заполненных продуктами разрушения, поступающими с окружающих скальных и полускальных гряд и массивов, во время выдающегося ливня первая подвижка ПСМ обычно возникает в их верхней части, где уклон значительнее. От верховьев крутопадающей скальной ложбины грязекаменный вал стремительно увеличивается. Наползая на ПСМ, находящийся уже в состоянии, близком к критическому, вал вбирает его в себя и с этого момента начинает составлять с ним одно целое.

При выпадении дождя на поверхность рассредоточенного по площади ПСМ рыхлая порода намокает, в многочисленные борозды подтекает дождевая вода и, как следствие, грунт быстро и неизбежно оплывает и растекается в виде селевых микропотоков, которые затем объединяются в едином русле. С увеличением интенсивности дождя растут скорость процесса и число «работающих» борозд. Одновременно подмываются и уже больше не удерживаются на месте многочисленные глыбы и камни, с большой скоростью они несутся по склонам, еще больше разрушая и перемешивая грунтовую массу. Во время совместного обрушения потоки воды и мокрой породы перемешиваются, превращаясь в селевую лаву.

Своеобразен вариант развития сдвигового процесса, когда ПСМ сложен продуктами разрушения таких пород, как мергели или глинистые сланцы, которые при увлажнении приобретают пластические свойства. Если толща такой обломочной породы превысит 10 м, а погода сырая и дождливая, то в породе начинается пластическая деформация. Она приводит к тому, что рыхлая сыпучая среда при сдвиге уплотняется, а уже плотная, наоборот, как бы вспухает, разрыхляется и расширяется. В обоих вариантах достигается одна и та же пористость, которая в грунтоведении получила название критической плотности. Если в этот момент начнется сильный ливень, то в результате притока дождевой воды и обрушения грязекаменных лавин тело ПСМ тяжелеет. На переднем фронте его движение ускоряется, и с какого-то момента ПСМ начинает изливаться, а вверх перемещается волна возмущения. Вниз черная масса из погруженных в глинистую пасту сланцевых плиток движется ламинарным потоком.

Сдвиговый селевой процесс часто захватывает уступы древних и современных морен. Формирование ПСМ здесь связано с протавлением мерзлой моренной толщи под влиянием тепла, выделяемого стекающей водой. Непосредственной причиной возникновения грязекаменного потока чаще всего служат случайные изменения путей фильтрации воды с тающих ледников. Дополнительное силовое воздействие на талый ПСМ оказывает сам фильтрационный поток.

Транспортно-сдвиговый селевой процесс имеет место при

$$\alpha > \alpha_2, \quad Q < Q_{кр}.$$

Он занимает промежуточное место по степени активности горной породы и воды в селеобразовании, которая зависит от крупности обломочного материала, а также влажности и уклона ПСМ.

Картина возникновения селевого потока при проявлении транспортно-сдвигового процесса имеет следующий вид. Сначала водный поток устремляется в крутое и узкое ущелье. Им подхватываются песок, гравий и мелкие камни. Валуны сдвигаются, одни из них скользят, другие опрокидываются, перекатываются. Чем дальше вниз по очагу продвигается фронт селевого потока, тем он круче, выше и объединяет все более крупные камни. Нередко формируется селевой поток высокой плотности (более 2000 кг/м³). Далее с подрезанных потоком склонов оползают и обваливаются блоки по-

роды. Однако уровень грязекаменного потока начинает постепенно падать, несмотря на то что его расход остается тем же или даже увеличивается. Поток погружается в ПСМ. Он зарывается в толщу обломочной породы, вовлекая в движение все более глубокие ее слои. Поэтому, когда поступление воды заканчивается и селевой процесс затухает, на дне ущелья остается зияющая рытвина, выработанная в толще ПСМ при формировании грязекаменного селя. Дно этой свежей рытвины по сравнению с исходной поверхностью ПСМ опущено на много метров вниз.

Транспортный селевой процесс имеет место при

$$\alpha > \alpha_2, \quad Q > Q_{кр}.$$

Дождевой паводок, если он по своим размерам переходит определенную границу, связанную с его способностью сорвать русловую крупновалунную самоотмостку и тем самым привести в массовое движение обломочный материал, слагающий ложе русла, становится наносоводным селем.

Возникновение наносоводного селя складывается из двух последовательных этапов. Сначала на поверхности горных склонов формируется ливневой сток и происходит эрозионный смыв, а затем, после попадания стекающей суспензии в русловую сеть, начинается собственно транспортный селевой процесс, т. е. процесс взаимодействия потока воды или суспензии с русловыми обломочными накоплениями.

Различают бассейновый и русловой этапы формирования наносоводного селевого потока. Первый из них ничем не отличается от формирования дождевого стока. В ходе стекания дождевой воды осуществляет эрозионный процесс, т. е. процесс смыва почвы и мелкоземной породы. Мутность ливневых вод сильно зависит от интенсивности дождя. Количество взвешенных наносов в первую очередь определяют эродируемая поверхность водосбора и ливень. Паводки может сформировать как короткий, но сильный ливень, так и продолжительный, но умеренной интенсивности дождь. В первом случае мутность водотока будет всегда существенно выше.

Интенсивность поступления твердого материала в русловую сеть в результате эрозионного смыва пропорциональна интенсивности поверхностного стокообразования и уклону склона или микроводосбора.

Потоки дождевой воды, перегруженные наносами, образуют грязевые микропотоки, продвигающиеся до ближайшего русла, где мутные склоновые ручьи объединяются в мощный единый поток. Далее происходит транспортирование влекомых наносов, т.е. движение обломочной породы по дну за счет энергетических затрат потока воды.

5.3. Селевые очаги и селевая масса

Участки горных речных бассейнов, где имеют место условия для образования грязекаменных потоков, называют *селевыми очагами*. Очаги исключительно разнообразны, но их объединяет общее — это ложбина, которая служит местом накопления рыхлой обломочной породы, способная концентрировать сток и имеющая достаточный уклон для развития селевых процессов.

Ландшафтные типы очагов объединяют в себе все многообразие элементов рельефа и гидрографии. По ландшафтным признакам селевые очаги условно можно подразделить на две группы: 1) потенциальные (без видимых следов селевой деятельности) и 2) действующие, на которые периодическое или недавнее зарождение селей наложило отпечаток. Вчерашний потенциальный очаг сегодня может стать действующим.

К потенциальным селевым очагам относятся ложбины залесенные, задернованные, с осыпными склонами, в скальных и полускальных массивах, на уступах морен, заболоченные, а к действующим — обнажения, врезы, рывины. Они представляют собой новообразования, явившиеся следствием селевых процессов и отличающиеся друг от друга морфометрической формулой $M\Phi = h_{\text{макс}}/B \times L/B$, где $h_{\text{макс}}$, B и L — соответственно максимальная глубина в профиле поперечного сечения, ширина и длина образования. Для обнажений $M\Phi = 0,01 + 0,06 \times 1 + 15$, для врезов $M\Phi = 0,4 + 0,8 \times 1 + 15$, для рывин $M\Phi = 0,4 + 0,8 \times 15 + 100$ и более.

Рассмотренные селевые очаги можно объединить под названием *локальные*. Особняком от них стоят *очаги рассредоточенного селеобразования*. Это крутые обнажения легко разрушаемых пород с густой сетью больших и малых борозд, быстро заполняющихся твердым материалом в межселевые промежутки времени. Возможности накопления здесь ограничены, а скорость разрушения породы по мере заполнения борозд быстро уменьшается. Селевые потоки,

сформированные в очагах рассредоточенного селеобразования, сравнительно маломощны. Они могут повторяться на одном и том же объекте несколько раз в году.

Закономерности развития сдвигового селевого процесса в очагах локального и рассредоточенного типов одинаковы. И здесь и там селеформирование определяется сдвигом и последующим массовым движением рыхлообломочной породы.

От селевого очага неотделим его *потенциальный селевой массив* (ПСМ). В свойствах обломочной породы, слагающей ПСМ, во многом заложены особенности поведения будущего грязекаменного потока. В процессе движения селя состав *селевой массы* изменяется. В первую очередь поток стремится потерять крупные камни. При этом в потоке растет содержание глинисто-пылеватых фракций. В селевой массе по сравнению с ПСМ глинисто-пылеватые фракции увеличиваются тем существеннее, чем турбулентнее поток и чем большее расстояние он прошел.

Следует различать три фазы селевой массы: твердую, жидкую и газообразную. Практически достаточно рассматривать только две первые из них, так как аэрация (насыщение воздухом) массы – явление, не имеющее существенное значение. Соотношение количества твердого и жидкого вещества в селевой массе – главное и определяющее ее свойство. В зависимости от характера распределения частиц по размеру это свойство может приобретать те или иные особенности.

Твердая фаза селевой массы (это относится также и к ПСМ) представляет собой так называемый дисперсоид, сложенный частицами и обломками горной породы самых разных размеров: диаметр крупнейших включений может превышать размер мельчайших частиц в 10 раз (табл. 5.1). В такой ситуации кривая распределения частиц по размерам или соответствующая ей гранулометрическая матрица приобретают важнейшее значение. Применение осредненных показателей, например, среднего диаметра частиц, обедняет информацию о составе селевой массы, а также ПСМ, и приводит к неоднозначности выводов и решений и недопустимой неточности инженерных расчетов. Операции с матрицами, включающими в себя параметры связанной влаги, показателей внутреннего трения, плотности минералов и фазово-гранулометрических элементов, да-

ют возможность определить любые параметры математических моделей, описывающих поведение селевой массы.

Обломки горной породы гранулометрических диапазонов 5–9 (табл. 5.1) составляют крупнообломочную часть селевой массы. В принципе, возможно самостоятельное течение такого материала даже в сухом состоянии. В природе такие обломочные потоки возникают при течении песка на склонах дюн и барханов, осыпании горной породы по скальным кулуарам, дроблении скальных массивов при обвалах.

Таблица 5.1

Гранулометрический состав селевой массы [4]

№ п/п	Размер частиц		Условное наименование
	мм	м	
1	<0,001		Коллоиды, глина
2	0,001–0,01		Глина
3	0,01–0,1		Пыль
4	0,1–1		Песок
5	1–10		Гравий
6	10–100		Галька, щебень
7		0,1–1	Валуны, камни
8		1–10	Глыбы
9		>10	Индивидуальные объекты

Физико-механические свойства селевой массы из гранулометрических диапазонов 5–9 слабо зависят от минералогического вида горной породы. Валуны, галька и гравий независимо от того, состоят ли они из известняка, гранита или другой породы, ведут себя приблизительно одинаково. Отклонением от правила является прочный и шероховатый песчаник, имеющий в обломочной массе повышенное внутреннее трение, а с обратными свойствами – глинистый сланец, особое поведение которого определяется плоской формой его обломков.

Масса частиц первых четырех гранулометрических диапазонов, называется мелкоземом. На свойства мелкозема сильнейшее влияние оказывает его минералогический состав, прежде всего, наличие глинистых минералов – специфических силикатов, имеющих кристаллическую структуру, основу которой составляет группа SiO_4 . Главное значение имеют водоудерживающие свойства глинистых минералов. Один объем чистой глины связывает 16 объемов воды.

В зависимости от степени увлажнения мелкозема он может находиться в твердом, пластичном и текучем состояниях. Если к сухому мелкозему, перемешивая его, медленно добавлять воду, то наступит момент, когда он приобретет свойство связности и пластичности, т. е. уже не будет крошиться. Это состояние соответствует так называемому пределу пластичности.

По мере дальнейшего добавления воды пластичный мелкозем становится все более податливым, пока, начиная с некоторого момента, он не начнет растекаться под влиянием собственного веса. Это новое состояние увлажненного мелкозема соответствует уже другому пределу — текучести. Массу мелкозема можно считать текучей после того, как он полностью использует свои водосвязывающие возможности. С этого момента смесь воды и мелкозема может быть уже названа грязью, так как, помимо связанной в ней, появляется свободная вода, малейшее добавление которой ведет к резкому увеличению текучести. Грязь — это смесь воды и мелкозема в диапазоне плотности суспензии между пределом текучести и пределом сохранения структуры. Начиная с какой-то степени разбавления суспензии водой, структурные связи практически исчезают.

Селевая масса, имеющая пластические свойства, в первой стадии движения скользит при так называемом структурном режиме. В этом случае почти вся масса как единое целое скользит по тонкому слою разжиженной глинистой суспензии. Сам поток практически не деформируется, тем более что он армирован каменными включениями. Структурный режим движения грязекаменных потоков наблюдается исключительно при малых значениях глубины и уклона, причем оба этих фактора могут частично компенсировать друг друга по принципу: меньший уклон — большая глубина, и наоборот. С увеличением скорости движения структурный режим меняется от ламинарного к турбулентному режиму при попадании селевой массы в русло с большими уклоном и шероховатостью.

Грязекаменные потоки двигаются не непрерывно, а последовательными волнами. Образование этих волн обусловлено пульсационным характером транспортно-сдвигового процесса в селевом очаге, связанном с упорядоченным чередованием зон повышения и понижения скорости движения потока, а также увеличением и уменьшением интенсивности захвата потоком обломочной породы. При медленном движении, если мощность потока недостаточна, голова

селя зачастую останавливается или замедляет ход на любых участках русла до подхода новых селевых масс. В местах же сужений или у других препятствий такая остановка, естественно, более вероятна. Появление валов могут вызвать также:

- 1) перерывы в поступлении воды в селевой очаг взаимодействия;
- 2) последовательное поступление валов из разных очагов;
- 3) обрушение масс мокрой породы с откосов вреза;
- 4) тормозящее влияние группы особо крупных глыб и валунов, соизмеримых с шириной и глубиной потока;

5) волнообразование при сверхбурном состоянии потока, т. е. при сочетании малых глубин, повышенного сопротивления и, тем не менее, относительно высокой скорости.

Лишенная возможности двигаться селевая масса мгновенно превращается в селевые отложения, хотя и с повышенной податливостью к сдвигу. Вновь подошедший поток вполне может сдвинуть каменный затор, но при этом он должен затратить дополнительную энергию, потеряв скорость и, следовательно, уменьшив расход. В результате – скопление воды выше временной плотины. Последствия прорыва прямо связаны с накопленным объемом и высотой подпертого уровня.

В зависимости от состава массы и условий движения существует классификация состояний и режимов движения грязекаменных потоков, приведенная в табл. 5.2.

Таблица 5.2

Классификация состояний и режимов движения грязекаменных потоков

Тип движения	Состояние потока	Режим движения	
		крупных обломков	гязи
Скольжение		Структурный	
Течение	Спокойное	Упорядоченный	Ламинарный
	Бурное	Хаотический	Турбулентный
	Сверхбурное	Лавинный	Турбулентный

Кинематическое уравнение селевой массы имеет вид:

$$g(h - y)(\sin \alpha - \operatorname{tg} \varphi^* \cos \alpha) = \frac{\mu}{\rho} \frac{dv}{dy} + \left(jh \frac{dv}{dy} \right)^2, \quad (5.16)$$

где y — расстояние от дна; h — глубина потока; φ^* — динамический коэффициент внутреннего трения; μ — коэффициент динамической вязкости; v — скорость течения массы; j — коэффициент сопротивления перемешиванию.

Принято считать, что в турбулентных водных потоках влияние вязкости пренебрежимо мало, поэтому первый член правой части уравнения может быть опущен. Наоборот, при ламинарном режиме течения жидкости ситуацию определяет именно он.

Сопротивление движению грязекаменного потока оказывает внутреннее трение. Под последним понимается противодействие среды, возникающее при относительном перемещении отдельных элементов селевой массы. Доминирующую роль играют деформации, связанные с относительным проскальзыванием и соударением камней разного размера. В движущемся селе, особенно в его голове, камни и глыбы часто образуют замкнутые группы, скользящие в данный момент времени относительно друг друга, чтобы чуть позже образовать новые группы. Происходит как бы непрерывная перепаковка камней и обломков.

В реологическом уравнении (5.16) три показателя отображают различные стороны проявления внутреннего трения в селевой массе: динамический угол внутреннего трения φ^* , коэффициент динамической вязкости μ и коэффициент сопротивления перемешиванию j .

Динамический угол внутреннего трения определяет величину сопротивления, которое, чтобы поддержать движение, должно постоянно преодолеваться.

Коэффициент вязкости отображает трение при скольжении отдельных слоев и элементов селевой массы друг по другу. Вязкость потока зависит от трех основных факторов: плотности селевой массы, гранулометрического состава и свойств породы, в том числе минералогии глинистой фракции. Чем крупнее включения, тем сильнее они взаимодействуют и проникают в соседние слои и тем больше энергии рассеивают. Имеет место закономерность убывания роли вязкости с ростом глубины потока. Если в метровом слое селевой массы вязкость полностью определяет условия селевого потока, то в 100-метровой толще ее влияние уже несравненно меньше. Значение коэффициента динамической вязкости селевой массы $(\text{н} \cdot \text{с})/\text{м}^2$ находится в пределах значений на рис. 5.3.

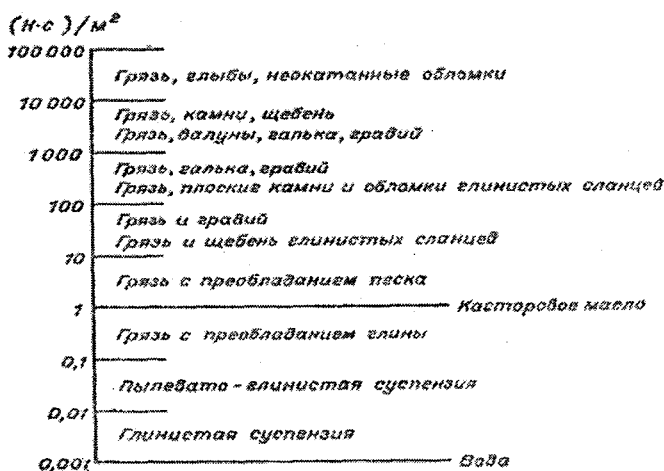


Рис. 5.3. Значения коэффициента динамической вязкости селовой массы.

Коэффициент сопротивления перемешиванию представляет собой среднее относительное расстояние, на которое перемещаются элементы селовой массы в направлении, перпендикулярном продольной оси селового потока, прежде чем вовлечься в общее продольное движение.

Все показатели внутреннего трения связаны с коэффициентом текучести:

$$\operatorname{tg} \varphi^* = \operatorname{tg} \varphi_0 (-\ln \lambda), \quad \mu = \mu_0 (-\ln \lambda), \quad \beta = \beta_0 \lambda.$$

5.4. Прорывы завальных, ледниковых и моренных озер

В горных районах время от времени происходит разрушение плотин (запруд, завалов), созданных самой природой при обрушении крутых склонов речной долины. Причины того или иного обрушения (обвала, оползня, камнепада) могут быть самыми различными: землетрясения, действие грунтовых вод, искусственная подсечка склонов при прокладке дорог и пр. Особая роль принадлежит волнам вытеснения, когда горная масса обрушивается в водохранилище или завальное озеро.

В горах насчитывается много «странствующих» ледников. Они очень разнообразны, соответственно, неодинаковы и условия возникновения подпрудженных ими озер. Озеро может возникнуть как

в период относительного похолодания, когда язык ледника ускоряет свое движение вниз, так и в период относительного потепления. В последнем случае от главного ледника отделяются рукава, между которыми и возникает озеро. Случается, что разрушается горный хребет и происходит перехват области питания соседним ледником.

Завальные озера, возникшие в результате обвалов и оползней горной породы, могут существовать десятки, сотни и тысячи лет, хотя и они могут прорваться. Ледяные же плотины, сколь бы мощными они не были, недолговечны. Лед тает, трескается, отдельные его блоки всплывают, и разрушение такой плотины – вопрос времени.

Механизм прорыва ледяной плотины бывает различным: это может быть или перелив воды через гребень, или всплывание всей плотины или отдельных блоков, или расширение трещин и других каналов стока. Момент прорыва чаще всего наступает тогда, когда уровень воды в озере достигнет 0,8–0,9 высоты плотины.

За счет прорыва подпруженных ледниками озер на горных реках наблюдаются бурные паводки. Процесс опорожнения озер следующий. В озерной чаще постепенно накапливается вода, уровень ее поднимается, пока не достигнет критической отметки. Озера практически не опорожняются путем простого перелива через ледяную плотину. Далее, активно воздействуя на ледяной барьер, вода стремится проложить себе путь в слабых местах запрудной системы. При этом реализуются все механизмы разрушения: всплывание ледяных блоков, гидростатическое давление, термическое расширение каналов стока. Затем прорыв развивается лавинообразно, так как тепла, выделяемого за счет превышения температуры воды над температурой тающего льда и, главное, перехода в тепловую энергию водного потока, движущегося через незначительный внутриледный или подледниковый канал, достаточно, чтобы за относительно короткий промежуток времени выработать туннель, способный обеспечить катастрофический сброс воды из озера. Какие-либо ограничения связаны только с падением уровня озера. Процесс движения воды через туннель носит конвульсивный характер.

После катастрофического сброса наступает период, когда приток воды в озерную котловину и отток из нее одинаков. С наступлением холодов приток воды прекращается, и туннель постепенно перекрывается. В следующий теплый сезон все может повториться, если не будут нарушены условия существования озера или силы,

удерживающие его в стационарном состоянии, по какой-либо причине не превзойдут силы прорыва.

Расход воды при опорожнении озера определяется увеличением площади поперечного сечения туннеля и падением гидростатического напора по мере сработки объема озерной воды. В свою очередь, размер туннеля при прочих равных условиях определяется количеством уже ушедшей воды, поэтому расход истечения Q и объем воды в озере W тесно связаны между собой.

Конечно-моренные образования представляют собой нагромождения рыхлообломочной породы, часто прослоенные блоками и линзами льда, отделившимися или сохранившими связь с телом основного ледника. Моренный рельеф, осложненный многочисленными грядами, холмами, ложбинками, воронками и блюдцеобразными понижениями, именно вследствие присутствия в морене погребенного льда и развития термокарстовых процессов отличается исключительной изменчивостью.

Прорывы моренных озер случаются повсеместно и не так уж редко. В период повышения температуры воздуха и продвижения нулевой изотермы высоко в горы обострение селеопасной ситуации идет по двум направлениям. Во-первых, усиливаются термокарстовые проявления, влекущие за собой разного рода изменения во внутриледниковой системе каналов стока: просадку мерзлой обломочной породы и ослабление озерных дамб. Во-вторых, резко увеличивается приток талых вод в озерные котловины, что влечет за собой опасное переполнение последних. Именно при сочетании этих двух процессов ситуация становится угрожающей и достаточно незначительного перелива, чтобы озерная плотина разрушилась, или начавшегося истечения воды, чтобы система гротов и туннелей стремительно расширилась и озеро излишне быстро опорожнилось.

Иногда моренные озера прорываются вследствие обрушения в них больших масс ледникового льда.

5.5. Прогноз и профилактика селей и прорывов горных озер

Чтобы дать количественный прогноз селя, необходим прогноз интенсивности и продолжительности ливня. Метеорологи не прогнозируют эти характеристики даже для начавшегося ливня с необходимой заблаговременностью более 12 ч. Однако если радиоосадокомер или метеорологический радиолокатор дает непрерывную ин-

формацию непосредственно на компьютер, то эту информацию можно преломить в сверхкраткосрочный селевой прогноз. Если заблаговременность предупреждения составляет полчаса—час, то в большинстве случаев этого достаточно, чтобы избежать жертв и спасти то, что можно убрать из опасной зоны.

Сверхкраткосрочному прогнозу можно противопоставить только сигнал службы оповещения о прохождении уже сформировавшегося селя в какой-либо точке бассейна, пусть даже сразу ниже селевого очага. Для объектов, которые первыми войдут в соприкосновение с селом, в этом случае время в запасе исчисляется минутами, иногда первыми десятками минут.

Прогнозы прорывов подпруженных ледником озер исходят их условия, благоприятствующего прорыву. Это обильные жидкие осадки после длительного периода жаркой погоды. Решающее значение для оценки складывающейся ситуации имеет наличие текущей информации (наземной, аэровизуальной, спутниковой и пр.).

В случае озер, подпруженных ледниками, проблема прогноза также неразрывно связана с возможностью своевременного получения информации о возникновении и росте озер. Сам факт подпруживания ледникового озера уже является первым прогностическим сигналом о возникновении опасности. Особенности формирования прорывного паводка, сказывающиеся в очень медленном нарастании расходов на первом этапе, позволяют дать краткосрочный (за несколько дней) и достаточно точный прогноз величины и времени прохождения пика прорывного паводка сразу же после того, как начался пока еще безобидный спуск озера. Срок прорыва озера очень ориентировочно может быть назван на основании прогноза времени достижения уровнем воды 85–90 % высоты плотины. Прорыв моренных озер прогнозировать труднее. В этом случае важно оценить прочность моренной плотины или даже озерного ложа в целом. В качестве основы для долгосрочного прогноза служит график изменения максимального годового объема озера. Для определения его организуются измерения уровня воды по максимальным рейкам или с помощью самописцев длительного действия и визуальные обследования состояния моренной плотины. Ежегодно проводится батиметрическая съемка озера. Результаты ежегодных измерений наносятся на график изменения во времени максимального годового объема озера и площади поперечного сечения плотины над максимальным годовым уровнем воды по линии наимень-

шего сопротивления (низшей высотной отметки). Действительно, наличие постоянного ускорения роста объема озера свидетельствует о том, что вскоре можно ожидать прорыва. Уточнение такого прогноза логично связать с продолжительным усилением притока тепла к морене.

Значительно сложнее обстоит дело, когда талые воды накапливаются во внутриглетчерных полостях. Непосредственно следить за разворачиванием событий в этом случае невозможно. Поэтому метод прогноза должен строиться на косвенных признаках. Все зависит от длительности и интенсивности процесса задержания воды. Чем большую часть воды держит ледник, тем заметнее это сказывается на уменьшении стока питаемой ледником реки, и тем катастрофичнее будет прорыв. При обнаружении сухого русла или небольшого потока вместо обычного полноводного потока, когда погодные условия, казалось, не должны бы были привести к подобному положению вещей, следует иметь в виду возможность катастрофы. Именно этот признак может быть положен в основу прогноза. Сравнение расходов двух или нескольких ледниковых водотоков выявляет аномальные отклонения в стоке на одном из них.

Дополнительную уверенность при составлении прогноза может дать метод, который базируется на анализе хода хронологической линии в системе координат расход водотока – температура воздуха. Заключение о степени опасности основывается на прогнозе температуры и высоты нулевой изотермы.

Меры предотвращения гляциально-прорывных катастроф в первую очередь следует связывать с возможностью диагностики потенциальной угрозы со стороны данного ледника. Гораздо легче принять профилактические меры по отношению к подпруженному ледником или переполненному моренному озеру, чем к объекту, где накопление талых вод скрыто от глаз человека.

Профилактические меры можно разделить на три основные категории:

- 1) оповещение, имеющее целью исключение жертв и максимальное снижение материального ущерба от селевых потоков или прорывных паводков, предотвращение которых невозможно или нерентабельно;
- 2) аварийные меры, направленные на ликвидацию непосредственной угрозы со стороны уже существующего озера при конкретных чрезвычайных обстоятельствах;

3) капитальные меры, приводящие к исключению образования водоема в данном конкретном месте.

Предупреждение населения и предприятий о селеопасности, в том числе и гляциальной, проводится почти везде, где в этом возникает необходимость. Для этого необходимо создание надежной автоматической системы с соответствующими каналами связи.

Селевые потоки могут быть ослаблены методами русловой стабилизации или остановлены плотинами.

В случае возникновения и быстрого наполнения озера, подпруженного ледником, можно проложить канал через тело ледяной плотины, что возможно лишь для стабильного и не разбитого на блоки ледникового языка. Наиболее надежным способом является проходка эвакуационного туннеля в скальной породе в обход ледника. Подобная мера целесообразна при многократном возникновении подпрудного озера в одном и том же месте. Техника проходки таких туннелей хорошо разработана во Франции и Норвегии.

Для ликвидации угрозы со стороны заполненных водой внутриледниковых полостей главной задачей является установление их наличия и местоположения (геофизические методы), после чего они могут быть осушены (бурение льда и откачка воды мощными насосами).

Для спуска переполняющихся моренных озер также может быть использована проходка траншей и каналов. Прокладывание эвакуационного канала в морене может иногда не предотвратить, а вызвать катастрофу. Следовательно, этому мероприятию должны предшествовать работы по откачке воды из озера с помощью сифонов или насосов. В последнем случае необходима подача электроэнергии.

Контрольные вопросы

1. При каких условиях формируется селя?
2. Какие различают стадии развития селя?
3. Озера какого происхождения в горах угрожают своим прорывом?
4. Как прогнозируют и предотвращают сели и прорывные паводки?

6. СНЕЖНЫЕ ЗАНОСЫ И ЛАВИНЫ

6.1. Метели и метелевый перенос снега

Метель – интенсивный перенос снега ветровым потоком. В метели принимает участие как снег, поднятый с поверхности земли, так и зародившийся в облаках и еще не достигший земли.

Метели классифицируются по нескольким признакам.

По признаку рельефа подстилающей поверхности различают:

- метели *на равнинной и слабо пересеченной местности*;
- *горные* метели.

По признаку источника появления несомых ветром снежинок различают:

- *верховую метель* – снегопад при ветре до приземления атмосферных снежинок на землю, после чего они становятся уже частицами снежного покрова. В верховой метели участвуют только атмосферные снежинки.

- *низовую метель*, т. е. перемещение ветром вдоль земной поверхности как только что упавших, так и ранее отложенных снежных частиц;

- *общую метель*, т. е. сочетание верховой и низовой метелей.

Толщина слоя верховой метели соответствует расстоянию от земли до облаков (1–2 км), которое в горах резко сокращается. Облачный слой может примыкать к горам и обходить их. Сразу или через некоторое время после падения на землю снежинки становятся уже частицами снежного покрова и участницами низовой метели. Движение снежинок в низовой метели в виде *взвеси* (витание) происходит в приземном слое воздуха высотой обычно не более 10 м.

По насыщенности снегом различаются

- *насыщенные метели*, когда ветровой поток переносит количество снега, соответствующее его максимальной транспортирующей способности;

- *ненасыщенные метели*, когда вес снега, переносимого ветром, меньше максимума, насыщающего ветровой поток. Обе группы относятся только к низовым метелям.

По признаку силы ветра, скорость которого u_{ϕ} измеряется на высоте флюгера метеорологических станций, выделяются пять видов метелей:

- 1) *слабые* при скоростях ветра U_{ϕ} менее 10 м/с;
- 2) *обычные* при U_{ϕ} от 10 до 20 м/с;
- 3) *сильные* при U_{ϕ} от 20 до 30 м/с;
- 4) *очень сильные* при U_{ϕ} от 30 до 40 м/с и
- 5) *сверхсильные* при U_{ϕ} свыше 40 м/с.

Метели двух последних категорий А.К. Дюнин [8] относит к категории *катастрофических (или буранов)*, так как они сопровождаются колоссальными заносами и нередкими разрушениями строений.

Для возникновения метели нужны определенные условия. Для верховой метели обязателен снегопад. Низовая же метель может начаться и без снегопада, но для этого необходим ветер достаточной силы, чтобы привести в движение поверхностные частицы снежного покрова. Если поверхность снега рыхлая, достаточно небольшой скорости ветра для начала влечения незакрепленных снежинок. Начальная скорость ветра по флюгеру U_{ϕ} , при которой могут смещаться отдельные свободно лежащие снежинки, равна 3–4 м/с.

Подвижность снежных частиц существенно зависит от их размера. Мелкие сдуваются ветром легче, чем более тяжелые и крупные. Однако очень мелкие снежинки прочнее связаны между собой. В метелевом снеге преобладают наиболее подвижные частицы размером от 0,2 до 0,4 мм.

Если поверхностный слой снежного покрова затвердел, между его частицами возникает сцепление. Ветер в таком случае должен быть достаточно сильным для того, чтобы вырвать наименее закрепленные частицы. В дальнейшем при неизменном ветре вырванные частицы, «бомбардируя» снежный покров, разрушают связи между снежинками и своими ударами побуждают к движению все новые и новые снежинки.

Одновременно с разрушительной деятельностью сальтации усиливается противодействие сдуванию снежного покрова благодаря метелевой сепарации зерен, так как мелкие зерна в начале поля сдуваются и остаются крупные и менее подвижные. Кроме того, под влиянием сильного ветра и ускоренных им метаморфических

явлений в снеге усиливается сцепление между поверхностными снежинками, поверхность снежного покрова твердеет.

Снежное поле, на котором формируется метель, называемое *снегосборным бассейном*, имеет границы: лесные опушки, русла рек и оврагов, постройки, берега озер, водохранилищ и т. д. Нарастание масс снега, переносимого метелью в пределах поля, осуществляется постепенно, по мере разрушения поверхности снежного покрова прыгающими, сальтирующими частицами, начиная с наветренной границы поля. Через какое-то время и на некотором расстоянии x_p от наветренной границы снегосборного бассейна общий перенос снега достигает предельно возможного максимума. Расстояние x_p названо *длиной зоны разгона*.

Длина зоны разгона x_p есть функция времени. В начале метели она сравнительно невелика, но быстро возрастает по мере укрепления ветром поверхности снежного покрова. Через короткое время (порядка десятков минут) величина x_p достигает максимума (300+500 м) и стабилизируется. Важное практическое значение имеет то, что в большей части зоны разгона действует ненасыщенная метель, которая способна сдувать и переносить гораздо больше снега, чем несет фактически. Поэтому в зоне разгона она выметает на своем пути весь снег, способный к сдуванию, даже в пологих понижениях. При устойчивых направлениях метелевых ветров выгодно, например, прокладывать дороги в пределах зоны разгона, где нет условий для отложения снега не только на ровных площадках, но даже и в дорожных выемках небольшой глубины.

В горах снегосборные бассейны на плато и в долинах, как правило, малы и там низовые метели не успевают «разогнаться». В горах верховая метель — главный, решающий фактор, который регулирует распределение снега и образует снежные заносы.

Подавляющая часть снега при низовой метели переносится в слое высотой 20 см даже при сильнейших буранах. *Общим расходом снега* называется величина переноса за одну секунду через один метр ширины метелевого потока (Q).

Когда пройдена зона разгона, метель становится насыщенной снегом. Масса переносимого снежного груза, которая далее не увеличивается и колеблется около какого-то среднего значения, носит название *транспортирующей способности метелей*. Для низовой метели она находится из выражений

$$Q_h = 0,34(U_{oz} - 3)^3, \quad (6.1)$$

если $z = 0,2$ м, или

$$Q_h = 0,077(U_\phi - 5)^3, \quad (6.2)$$

если $z = 10$ м (высота флюгера), где U_z – скорость ветра, измеренная на высоте z от подстилающей поверхности; U_{oz} – скорость ветра, соответствующая началу переноса твердых частиц и измеренная на той же высоте z .

Из формул (6.1) и (6.2) следует, что перенос снега очень чувствителен к изменениям скорости ветра. Например, при незначительном изменении U_ϕ (от 7 до 8 м/с) Q_h изменится от 0,0006 до 0,002 кг/м·с, то есть более чем в три раза.

Формулы, приведенные выше, применяются для расчетов, связанных с проектированием снегозащитных средств в сильно метелевых местностях.

У расстояния, на которое способны перемещаться снежинки в низовой метели, есть предел $L_{пр}$. Работа метели по взвешиванию частиц снега осуществляется за счет пульсационной энергии. Но если эта энергия тратится, значит, она уменьшается. Уменьшаются, гасятся пульсации потока, исчерпывается его транспортирующая способность. Так, можно объяснить наличие предельной транспортирующей способности. Уменьшение пульсаций имеет следствие. Пульсации значительно увеличивают касательные напряжения, появляющиеся между потоком и подстилающей поверхностью. Если пульсации гасятся, то поток должен преодолевать меньшие сопротивления, что называется демпинг-эффектом. Этим объясняется сильный разгон буранов в приполярных областях Земли.

Также из-за ускоренного испарения снега метелевые частицы не могут переноситься на произвольно большие расстояния. Ускоренное испарение метелевых снежинок происходит по двум причинам. Во-первых, поверхность каждой частицы открыта со всех сторон, тогда как снежинка, лежащая на поверхности снежного покрова, способна испаряться лишь в одну сторону – вверх. Во-вторых, летящие снежинки обдуваются ветром, что, естественно, ускоряет их испарение. А.К. Дюнин [8] оценил величину L_s через общий расход снега при низовой метели Q_h методом баланса снега в снегос-

борном бассейне. При очень большом снегосборном бассейне, когда $L \gg L_{\text{пр}}$

$$L_{\text{пр}} \cong \frac{Q_h}{\xi_c (q - q_{\text{пр}}) - E}, \quad (6.3)$$

где ξ_c – коэффициент сдувания имеющейся в бассейне массы снега q , отнесенной к единице площади поля, за вычетом удельной массы снега $q_{\text{пр}}$, задерживаемой растительностью, оврагами, возвышенностями и понижениями; E – испарение с поверхности снежного покрова. Метелевое испарение снега является существенной частью баланса снега в районах с развитым метелевым режимом. Поэтому предельная дальность переноса снега $L_{\text{пр}}$ зависит от климата. Для западной территории России $L_{\text{пр}} = 1750$ м, в Западной Сибири $L_{\text{пр}} = 2\text{--}3$ км.

Расчеты объемов снегопереноса, применяемые для равнин, в которых вполне обоснованно учитывают только низовую метель, в горах непригодны. В горных районах крайне сложна ветровая обстановка, резко изменяющаяся не только на коротких горизонтальных расстояниях, но и по вертикали, что, естественно, сказывается на метелевом переносе снега. Кроме того, на метелевый перенос оказывает влияние рельеф местности. Положение осложняется крутыми горными склонами, недостаточными, как правило, размерами ровных площадок и плато для насыщения метелей снегом. Эти размеры меньше длины зоны разгона метелей. В распределении снега в горах верховые метели играют значительно большую роль, чем на равнинах. Общие расходы снега при верховых метелях во много раз больше, чем при сильнейших низовых метелях. Заносы, вызываемые верховыми и общими метелями в горах, весьма велики, и борьба с ними представляет немалые трудности.

6.2. Снежные заносы

Если сооружение ослабляет ветер, а метель насыщена снегом, то отложения снега неизбежны. Инженеру, проектирующему средства борьбы со снежными заносами, необходимо знать, при каких условиях снежные массы, несомые ветром, останавливаются, накапливаются и когда, где и при каких обстоятельствах они проносятся мимо, не угрожая заносами. Возникает понятие *снегозаносности* хозяйственных объектов, т. е. степени их подверженности снежным заносам.

Перемещение масс снега в поле начинается в наветренных зонах разгона, где происходит оголение поля, и постепенно продвигается в его глубь. На другом крае поля растут снежные валы до тех пор, пока ветер на их вершинах не сравняется по скорости с полевым, набегающим ветром. При ненасыщенной метели отложения необязательны даже при заметном ослаблении ветра. Пусть общий расход снега такой метели

$$Q_h = 0,077\eta(U_{\phi 1} - 5)^3 \quad (6.4)$$

(здесь η — коэффициент насыщения $\eta = \xi_c / 100 < 1$; ξ_c — коэффициент сдувания; $U_{\phi 1}$ — скорость ветра в поле перед сооружением) или

$$Q_h = 0,077\eta(U_{\phi 2} - 5)^3, \quad (6.5)$$

где $u_{\phi 2}$ — скорость ветра, при которой нет отложений снега ($u_{\phi 2} < U_{\phi 1}$).

Тогда

$$U_{\phi 2} = (U_{\phi 1} - 5)\sqrt[3]{\eta} + 5. \quad (6.6)$$

При $U_{\phi 1} = 25$ м/с и $\eta = 0,3$ (в первых двух третях зоны разгона) набегающая метель становится насыщенной при $U_{\phi 2} = 18,4$ м/с. Следовательно, скорость ветра в зоне сооружения может упасть до 18,4 м/с, то есть на 26%, без отложений снега.

Во многих случаях инженерным сооружениям можно придать такие формы, чтобы метели проносились через них, не образуя скоплений снега. Пусть ширина автодорожной или железнодорожной насыпи насыпи поверху равна b , а ее высота — h . Если $b/h < 4$, то при поперечном обдувании насыпи за нею формируется обширная зона завихрений, где снег будет откладываться независимо от насыщенности метели, пробиваясь обратными течениями к подветренному откосу насыпи. При увеличении b/h происходит безвихревое обтекание насыпи. Такая насыпь, помещенная в зоне разгона метели, может стать незаносимой.

Снег накапливается не только при уменьшении средней скорости полевого ветра. Волнообразные отложения, снежные барханы и сугробы возникают даже на гладком ледяном покрове озер и рек при сносе снега с берегов низовыми метелями, так как в насыщен-

ном снеговетровом потоке величина Q_h , претерпевает периодические колебания, пульсации разных частот, в том числе и низкочастотные.

Периодические колебания транспортирующей способности метели Q_h служат основной причиной того, что поверхность снежного покрова в поле становится неровной, похожей на некоторые формы рельефа песчаных пустынь и на донный рельеф рек с размываемым дном.

На гребнях горных хребтов ветры навешивают громадные снежные карнизы, нависающие над пропастями своеобразными консолями шириной до 10 м по ориентации и размерам карнизов можно судить о направлении и силе преобладающих горных ветров. Карнизы создают угрозу снежных лавин.

6.3. География снежных лавин

Лавины наиболее типичное и массовое явление в тех горных районах, где в достаточном количестве выпадает снег. В горах России ежегодно сходят десятки тысяч лавин. Сходу лавин подвержено около 3 млн км² горной территории нашей страны. Лавинные очаги на Кавказе и в заполярных Хибинах выглядят на карте мелкими пятнышками по сравнению с обширными лавиноопасными участками в горах Южной Сибири, Забайкалья, Дальнего Востока и почти всего Северо-Востока. Это районы разной степени освоенности. Снежные массы, собирающиеся на склонах Байкальского, Северо-Муйского, Удоканского, Кодарского хребтов, оказались неожиданностью для железнодорожников, привыкших к бесснежью давно действующей Забайкальской железной дороги. Изучение лавинной обстановки должно опережать освоение таких районов, так как речь идет о сохранности государственного имущества и человеческих жизней.

6.4. Условия возникновения и движение лавины

Лавиной называется быстрый сход с горного склона снежного покрова под действием силы тяжести. Снежные массы увлекают с собой талую воду, грунт, растительность, но в лавине всегда преобладает снег.

Очаг снежной лавины — это горный склон, нависший над долиной. При нарастании на нем толщи снега и касательных напряже-

ний в нем толща рассекается трещиной отрыва (рис. 6.1). Снег, отложившийся на горном склоне, начинает постепенно и медленно сползать. Верхние слои снега опережают при сползании нижние. Самый нижний слой, примыкающий к грунту, часто остается на месте. Такое же распределение скоростей наблюдается в слоях текучей жидкости. Снег как бы «течет» по склону.

Когда скорости и напряжения в снежном потоке достигают определенных критических пределов, медленное течение скачкообразно переходит в бурный лавинный поток. Затем начинается беспорядочный сход нижележащего снега, увлекающего за собой все новые и новые снежные массы по пути следования, называемому зоной транзита. Снежная масса устремляется вниз со скоростью экспресса. Лавина уничтожает все на своем пути. Масса низвергающихся комьев снега с воздушными промежутками между ними называется лавинным телом. У выхода в долину склон становится положе, и скорость лавины уменьшается вплоть до полной остановки. Горы снега нагромождаются в виде лавинного конуса выноса. Начало и конец движения типичны почти для всех лавин, но сами лавинные потоки существенно отличаются друг от друга.

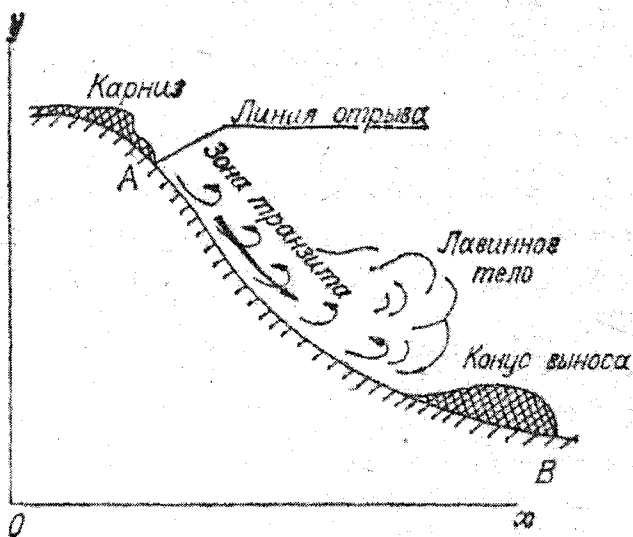


Рис. 6.1. Схема движения лавины.

Движение лавин зависит от формы и размеров склонов. На плоских склонах лавина движется в виде сплошных осовов. Вдоль логообразных понижений образуется сосредоточенный лавинный поток. Крутые обрывы лавина преодолевает прыжками. В Хибинах известны случаи, когда мощная лавина прыжком переносилась через дамбу тридцатиметровой высоты и обрушивалась на защищаемые ею сооружения. Различно ведут себя лавины из сухого, морозного и влажного снега. Они так и называются *сухими и мокрыми лавинами*.

Скорость лавин достигает 30–100 м/с, объемы вовлекаемого при этом снега – от сотен до миллионов кубических метров. Высота снежных конусов в зоне остановки лавины от 5 до 20 м, их плотность 0,6 т/м³ и более. Падение снежных масс может сопровождаться воздушной волной, способной разрушить сооружения.

Лавина, как и метель, является предметом изучения механики многокомпонентных сред. Главной задачей теории лавин является исследование динамики образования снежных нагрузок на склоне, динамики течения снежного пласта по наклонной подстилающей поверхности и динамики самой лавины.

А.Г. Гофф и ГФ. Оттен в качестве первого приближения принимали движение лавины как материальной точки по второму закону Ньютона:

$$m_n \frac{\partial v}{\partial T} = mg \sin \alpha + C, \quad (6.7)$$

где m_n – масса лавины, кг; g – ускорение свободного падения, м/с²; v – скорость лавины по направлению склона, м/с, α – угол наклона по отношению к горизонту; C – показатель силы сопротивления началу движения лавины, м/с².

Простейшая модель движения лавины, предложенная Гоффом и Оттенем, применяется в снеголавинных расчетах до настоящего времени, хотя она далеко не всегда соответствует движению реальных лавин.

6.5. Дальность выброса и удар лавины

Для строителей сооружений в горах важно знать так называемую *дальность выброса лавин*, обозначаемую $l_{\text{макс}}$. Если она надежно определена, то нетрудно наметить зону безопасного отдаления сооружения от лавинного очага, где можно строить.

Дальностью выброса лавины называется расстояние, измеренное по горизонтали от линии отрыва снега до границы распространения конуса выноса. Снег начинает соскальзывать не на самой вершине склона, а на 30–50 м ниже ее, где образуется отчетливо выраженная линия отрыва сошедшей лавины от вышележащего снежного покрова, остающегося на месте. Остановка лавины приурочена, как правило, к пологому выходу лога в долину или ущелье. Если превышение точки отрыва лавины над точкой ее остановки равно Δh , то

$$l_{\text{макс}} = \Delta h / \operatorname{tg} \varphi, \quad (6.8)$$

где φ – угол внутреннего трения снежной среды.

Важнейшими параметрами $\operatorname{tg} \varphi$ являются площадь лавиносбора $F_{\text{сб}}$ и средний угол $\alpha_{\text{ср}}$ склона. На рис. 6.2 показана графическая зависимость $\operatorname{tg} \varphi$ от них. Связи весьма тесны для таких резко отличающихся горных зон, как Хибины и Кавказ. По крайней мере, в случае сухих лавин значение $\operatorname{tg} \varphi$, даже для громадных лавиносборов площадью до 40 га, не меньше 0,3. Для большинства лавинных очагов на Шпицбергене $\operatorname{tg} \varphi = 0,4$. График на рис. 6.2 можно в первом приближении принять для примерной оценки максимального дальнодействия лавин и в других горных районах.

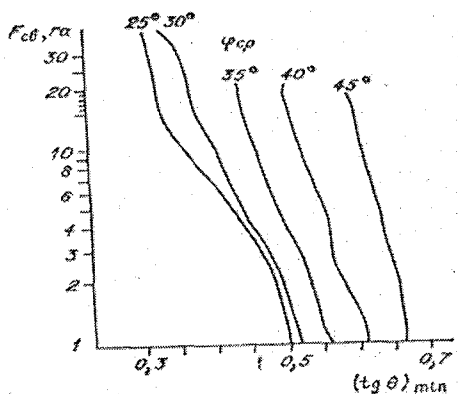


Рис. 6.2. Зависимость между площадью лавиносбора $F_{\text{сб}}$, средним углом склона $\alpha_{\text{ср}}$ и параметром трения $\operatorname{tg} \varphi$ [8].

Отдалиться на безопасное расстояние от лавинного очага чаще всего не удастся. Поэтому строительство в зоне активной лавинной

деятельности немыслимо без применения защитных мер. Инженерные объекты необходимо здесь ограждать защитными сооружениями, способными устоять под ударами лавин.

Ударное давление лавины (в Па) пропорционально первой степени ее скорости:

$$p_n = \psi \rho_n g^{0,5} S^{0,25} v \sin \theta, \quad (6.9)$$

где ψ – безразмерный коэффициент; ρ_n – плотность снега в лавинном теле, кг/м^3 ; S – площадь продольного сечения ударяющей снежной массы, м^2 ; θ – угол встречи лавины и преграды,

Линейная связь между ударом лавины и ее скоростью объясняется тем, что удар наносит не жесткая глыба, а легко деформируемая снежная масса. При ударе значительная часть кинетической энергии лавины, равной $\rho_n v^2 / 2$, тратится на деформацию лавинного тела. Эта закономерность справедлива лишь для диапазона скоростей снежных масс, не превышающих 45 м/с. Удар лавины о преграду при большей скорости рассчитывают по формуле

$$p_n = \xi_n \rho_n v^2 \sin \theta, \quad (6.10)$$

где ξ – коэффициент пропорциональности, равный 1,2–2,0.

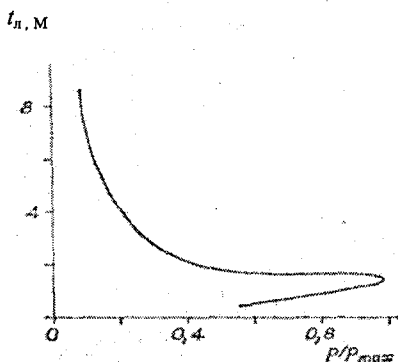


Рис. 6.3. Распределение ударного давления лавины по ее высоте, отнесенного к $p_{\text{макс}}$ на высоте 1,3 м [8].

Главное ударное действие сухих лавин сосредоточено в нижнем двухметровом слое (рис. 6.3). Максимальный удар приходится

на высоте 1,3 м, ниже и выше которой давления резко уменьшаются. Таким образом, есть возможность пропуска лавин под мостами, переброшенными через транзитный лог.

6.6. Прогнозирование лавин

Устойчивость снега на склоне под углом к горизонту α определяется как для пласта, находящегося под действием сил тяжести, трения и сцепления [14]. Пласт испытывает давления p_1 и p_2 от нижележащего и вышележащего снежного покрова. Пусть высота пласта t_c , а его длина l . Выделив составляющие сил параллельные склону, получим условие равновесия снежного пласта на склоне:

$$t_c l \rho_c g \sin \alpha = c l + t_c l \rho_c g \cos \alpha \operatorname{tg} \varphi + \Delta p t_c, \quad (6.11)$$

где ρ_c — плотность снежного пласта; $\Delta p = p_1 - p_2$; c — напряжение сцепления, Н/м².

Откуда имеем критическую, опасную высоту снежного покрова

$$t_n = \frac{c \cos \varphi}{\rho_c g \sin(\alpha - \varphi) + \Delta p}. \quad (6.12)$$

Конечно, факторы лавинной опасности многочисленны, и величина t_c — лишь один из них. Прежде всего, условия возникновения лавин определяются типом последних. Различают два типа лавин: кратковременного и замедленного действия. Первые находятся в тесной причинной связи с внешними, прежде всего, погодными факторами. Главная причина лавин замедленного действия — длительные внутренние изменения в самом снежном покрове. Надежно установить опасность подобных изменений можно с помощью рыхля шурфов.

Основные факторы, способствующие возникновению лавин *кратковременного действия*: угол склона с горизонтом, высота снежного покрова на склоне, характер поверхности склона и снега, интенсивность и общая продолжительность снегопадов, направление и сила ветров, метелевый нанос снега на склон, дожди при оттепелях.

Лавиноопасными считаются склоны, наклоненные к горизонту под углом 25–55°. Снег на них удерживается силами сцепления, значение которых зависит от гладкости подстилающих поверхно-

стей. Неровная поверхность, густой лес на склонах предохраняют снег от падения. Но не всякая растительность способствует удержанию снега. Например, стебли густой высокой травы и ветви гибких кустарников под действием снежной нагрузки расстилаются вниз по склону, образуя опасную поверхность скольжения. Свежий снег, выпавший на гладкую, затвердевшую поверхность снежного покрова, может легко соскользнуть вдоль этой поверхности. Чем больше высота снежного покрова на склоне, тем вероятнее лавина. При превышении критической высоты t_c , надо ожидать лавину. Как правило, минимальные значения этой критической высоты – 25–30 см, хотя случаются сходы и более тонких пластов.

Очень быстрый прирост снежного покрова не оставляет времени для его упрочения и развития связей с подстилающей поверхностью. Интенсивность снегопада измеряется в сантиметрах снега, выпавшего за час. Практикой установлено, что при интенсивности снегопада более 2 см/ч и длительности его до 10 ч и более лавинная опасность весьма велика.

При холодных ветрах со скоростью свыше 10–15 м/с (измеренной на высоте флюгера метеорологической станции, т. е. около 10 м) ускоряются процессы метаморфизма в снежном покрове. Нижние слои разрыхляются, а верхние, наоборот, уплотняются за счет кристаллизации охлажденных паров. Рыхлые слои, в конце концов, не выдерживают тяжести вышележащих плотных снежных досок. Возникает лавина, называемая лавиной из снежных досок.

Если ветры сопровождаются метелью, склон отягощается дополнительным грузом метелевого снега. За гребнями растут карнизы. Их обрушение немедленно вызывает лавину. Метель – один из наиболее серьезных признаков лавинной опасности. Лавины начинаются через несколько часов после сильной метели или одновременно с ней.

При длительных оттепелях и весной снежный покров на склонах становится в верхних слоях или по всей глубине рыхлым, крупнозернистым, легко проницаемым для влаги. Характерная особенность такого снега – одинаковая по высоте температура, близкая к нулю. Если подстилающий грунт водонепроницаем, то даже незначительные жидкие осадки, быстро просочившись вниз, образуют поверх него пленки с очень малым сцеплением, так что лавина может случиться и во время дождя.

Лавины замедленного действия кажутся ничем не связанными с внешней погодной обстановкой и происходят внезапно. Их прогноз особенно сложен и требует знания особенностей физических процессов в толще снежного покрова. Испарение снежных зерен, миграция паров и их кристаллизация в холодных и более плотных слоях происходят особенно быстро. Образуются слои глубинного инея, или глубинной изморози, что легко обнаруживается на стенке шурфа по характерной гроздьевидной форме слоев кристаллов. В таких слоях под нагрузкой полностью разрушаются связи между кристаллами, и они превращаются в своеобразные подшпигники для лавины.

Шурфы можно копать только на водораздельных участках склона или под защитой лавиноустойчивых преград. На бортовых участках лавинных логов снежный покров тот же, что и в углублениях склона. Наклон в сторону долины тот же, но снег не сходит, не обрушивается. Объясняется это тем, что на выпуклостях склонов он находится под действием боковых растягивающих усилий, направленных в сторону углублений. Поэтому смещение снега вниз по склону уменьшается. На водоразделах лучше сохраняется древесная растительность, удерживающая снег.

Мокрые лавины тоже, как правило, замедленного действия. Начало таяния снега само по себе не вызывает сразу такую лавину. При небольшой влажности снега жидкие водяные пленки в его порах даже способствуют укреплению связей между кристаллами. Влажный снег сходит обычно весной при достижении снежным покровом определенной критической влажности, когда отношение веса талой воды к общему весу снега превышает 0,10–0,15.

Влажность снега проще всего определяется методом центрифугирования: при быстром вращении снежного образца, погруженного в нейтральную жидкость, кристаллы льда отделяются от более тяжелой воды. Широко применяется также калориметрический метод, дающий ту же точность, но более трудоемкий. В нем используется небольшое различие между теплоемкостями льда и воды.

Основные признаки лавинной опасности. В лавинных логах нет дерна и древесной растительности. В логообразных понижениях и горных кресловинах не растет хвойный лес, хотя рядом на водоразделах благополучно живут хвойные породы. Лавины иногда щадят березу, рябину, кустарники, траву.

Характернейший признак лавинной опасности — конусы выноса лавин, состоящие из снега, грунта, остатков растительности, камней. Высота лавинного конуса достигает 10–15 м. Если обычный снег весной исчезает за полмесяца, то лавинный не стает за 2–3 месяца и может «дождаться» зимы. Летние снежники у подножия гор — первый, надежный признак лавинной опасности.

Если снег в конусе выноса лавины успел стаять, остаются обломочный материал, грязь, грунт. Обломки деревьев, камни укладываются непрочно, с большими пустотами. На верхней поверхности глыб — мелкие камешки, грязь, грунтовые частицы, осевшие вместе со снегом. Такие конусы резко отличаются от селевых конусов выноса, в которых обломочный материал как будто спрессован.

Лавинная опасность связана, прежде всего, со снежностью склонов, с наличием и обилием снега. Хороший показатель снежности — криволесье, изогнутые стволы угнетенных снегом березок, отличающихся выносливостью к большим снежным нагрузкам и даже к ударам лавин.

6.7. Методы защиты от снежных заносов и лавин

Во время метелей, особенно сильных, бесперебойная эксплуатация дорог и предприятий обеспечивается главным образом снегозащитными средствами, не допускающими больших отложений снега. К их числу относятся устройства, задерживающие снег перед защищаемыми объектами (например, щиты и заборы), устройства, сдувающие снег с объектов, и снегозащитные лесонасаждения.

Переносной щит для защиты железных дорог от снежных заносов с проницаемыми просветами более узкими сверху блестяще выдержал почти 120-летнее производственное испытание [8].

Система снегозащитных лесонасаждений на железных дорогах состоит из ряда полос, число которых определяется в зависимости от количества снега, сдуваемого метелью с окружающих полей. При создании схем лесонасаждений руководствуются следующими идеями:

- 1) любая из лесополос не должна продуваться ветром;
- 2) полосы должны быть густыми и непроницаемыми для снеговетрового потока по всей их высоте, поэтому лесопосадки делаются трехъярусными: главные (самые высокие) лесные породы, вспомогательные (подгон) и кустарники;

3) поскольку первая со стороны поля лесополоса — «полевой ветролом», испытывает на себе всю силу ударов полевой метели, она должна быть наиболее широкой и мощной.

Далее следующие со стороны поля полосы устраиваются более узкими и продуваемыми. Последняя же перед путями полоса делается непродуваемой и более широкой. Межполосные разрывы делаются достаточно большими, чтобы использовать их для аккумуляции снега. Пока посадки растут, а растут они медленно, проблем не возникает. Но когда растения достигают полной высоты, начинаются проблемы. Деревья повреждаются и отмирают. Полосы изреживаются.

Плотные полезащитные лесные полосы служат границами располагающихся между ними снегосборных бассейнов. Сразу же за пределами создаваемой лесными полосами «ветровой тени» начинается безаккумулятивная зона разгона, и снег нередко сдувается полностью на протяжении сотен метров. Это вынуждает применять между полосами дополнительные средства снегозадержания. В самом начале разгона, где перенос снега слаб, а ветер силен, снежный покров особенно тверд. Здесь сохраняется полоса очень плотного, монолитного снега шириной 15–30 м.

Самыми трудными для снегозащиты участками железных дорог были и остаются железнодорожные станции. Железнодорожные станции — открытые длинные площадки протяженностью в несколько километров, но значительно меньшие по ширине. Метель, проносящаяся вдоль такой площадки, насыщается снегом через 300–500 м, то есть в самом начале площадки, а далее начинаются обычные для чистого поля волнообразные чередования перенасыщений и недонасыщений с образованием нормального снежного покрова. Особенно опасны резкие сужения и расширения площадок. Между зонами застроек почти всегда образуются узкие «коридоры», где метель сначала ускоряется за счет сжатия, а потом замедляется при расширении приземного слоя ветрового потока. В местах замедления снег выпадает, образуя снежные отмели, физически подобные речным отмелям при переходе от перекаатов к плесам. Объем снега, остающегося на станции при продольных ветрах, почти таков же, как и при поперечных ветрах. При этом особо заносимы стрелочные переводы в горловинах. Объем затрат труда на очистку путей имеет даже тенденцию к уменьшению при увеличении

угла между осью станции и направлением сильнейших метелей, т. е. при приближении к поперечному продуванию. При продольном продувании станций во много раз возрастают затраты труда на очистку стрелочных переводов и на попытки оградить горловины станций переносными щитами. И все же в сильнозаносимых районах проектируют станции так, что бы направление путей, по возможности, совпадало с направлением сильнейших метелей, которые, как предполагают проектировщики, будут выметать весь снег за пределы станций.

При разработке генеральных планов застройки городов в сильно метелевых районах до настоящего времени иногда придерживаются принципа сплошной периферийной многоэтажной настройки со стороны господствующих метелей. Предполагается, что сплошная цепь высоких зданий, должна, мол, полностью преграждать путь метелевому снегу. В действительности же с подветренной стороны на фасады зданий наваливаются огромнейшие сугробы, достигающие 3—4-го этажа. Жители прорывают длинные тоннели, чтобы проникнуть к входным дверям. Высокие здания, встречая верховую метель, резко изменяют распределение скоростей в ветровом потоке. В итоге получается такое же неравномерное распределение отложений снега, вызванных верховой метелью, как и на подветренных склонах гор.

Некоторые северные поселки проектируются так, чтобы их улицы, наоборот, «продувались» метелями. Это не избавляет от заносов по тем же причинам, что и в случае «продуваемых» железнодорожных станций. Кроме того, увеличенные скорости ветров при сильных морозах ухудшают микроклимат поселка.

Борьба с лавинами и метелями в горах намного сложнее борьбы со снежными заносами на равнинах. При строительстве городов, предприятий, дорог и развитии сельского хозяйства в горных районах выработано множество средств борьбы с лавинной опасностью. Прежде всего, выполняются профилактические мероприятия, организуемые строителями, предприятиями, транспортными организациями или специальными снеголавинными службами. Такие службы следят за состоянием снежного покрова на опасных горных склонах, определяют периоды опасности и намечают меры предосторожности при выполнении неотложных работ в лавиноопасный период. Они также планируют постройку инженерных противо-

ударных сооружений. Расходы на организацию и содержание этих служб оправдываются многократно.

К *профилактическим мероприятиям* относится противолавинная сигнализация на железных дорогах. Простейший ее вид – проволока, протянутая поперек лавинного лога. При разрыве проволоки лавиной включается аварийное реле, и на светофорах, ограничивающих опасный участок, загорается красный свет.

В целях профилактики часто прибегают к искусственному обрушению снега со склона с помощью взрывчатых веществ и артиллерийского обстрела. Наилучший эффект дают 160-миллиметровые минометы со взрывателями осколочного действия. Обстрел склонов поручается только высококвалифицированным специалистам, обеспечивающим безопасность и высокую точность стрельбы. Обстреливаются верхние участки склона. Мины укладываются сверху вниз в шахматном порядке. Обстрел полезен и в том случае, если снег не обрушился, поскольку нарушение однородности снежного покрова минами устраняет лавинную опасность на несколько дней и даже недель. Регулярные и множественные минометные обстрелы склонов гор усиливают лавинную опасность на соседних склонах, увеличивают частоту схода лавин.

Наиболее надежное средство защиты от лавин – *противолавинные инженерные сооружения*. Они делятся на три основные категории: предупреждающие, защитные и комплексные. Назначение предупреждающих сооружений – не допускать схода снежной лавины с горного склона, прилегающего к защищаемому объекту. *Лавинопредупреждающие сооружения* различаются по оказываемому ими действию на снежный покров, образующийся на опасном склоне.

Если в формировании снежного покрова велика роль метелей, то на водоразделах лавиноопасных склонов, на прилегающих к их вершинам плато и противоположных наветренных склонах устраиваются преграды (как правило, многорядные) типа высоких снегозащитных заборов. Они преграждают доступ метелевому снегу на опасный склон и уменьшают его принос. С той же целью могут создаваться террасы, земляные дамбы, лесонасаждения. Иногда один лишь снегоудерживающий забор перед гребнем склона namного снижает и даже устраняет лавинную опасность.

Эффективны снеговыдувающие панели (дюзы), устраиваемые в самой верхней части лавиноопасного склона и предотвращающие

образование снежных карнизов, нависающих над склоном (рис. 6.4). Панели применяют сплошные и проницаемые. Общая высота дюз не может быть менее 5–6 м, высота нижнего просвета соответственно – 2,5 м. Проницаемые панели легче и дешевле, а работоспособность их такая же, как и сплошных.

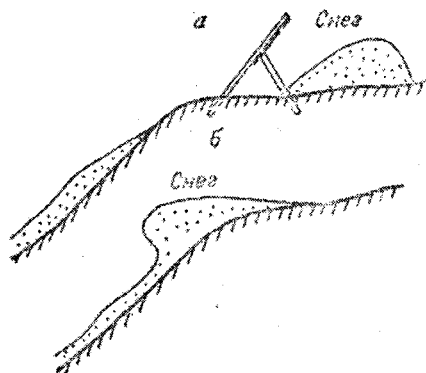


Рис. 6.4. Действие снеговыдувающих заборов на гребне горного склона.

а – отложения снега в зоне установки забора;

б – карниз на незащищенной части гребня.

В сильнометелевых районах на лавиноопасных склонах применяются одиночные деревянные или металлические щиты, приподнятые на стойке над поверхностью снежного покрова. Около них в радиусе 7–10 высоты щита ($h_{щ}$) под действием ветра образуются чаши выдувания и валы. Щиты расставляют на расстоянии 4–20 $h_{щ}$ друг от друга в шахматном порядке. Снежный покров становится крайне неровным, и формирование гладкой поверхности скольжения затрудняется.

Для предотвращения подвижек снежного пласта вниз по склону служат глубокие террасы, земляные дамбы, заборы с жестким или гибким заполнением. Наиболее универсальны заборы, так как на склонах свыше 30° террасы и дамбы малозффективны и неэкономичны.

Склон застраивают только сверху вниз, иначе незавершенная по тем или иным причинам противолавинная застройка может быть полностью разрушена лавинами в ближайшую же зиму. Наибольшее внимание уделяется прочности и надежному укреплению

в грунте опорной части заборов. Если грунт склона ненадежен (осыпи, оползни), заборы могут подвешиваться на тросах, закрепленных на вершине склона.

Любая противолавинная застройка склонов и подножий не должна препятствовать надежному и рассредоточенному стоку воды при таянии снега и отводу талых вод от защищаемых объектов. Совершенно недопустимо на горных склонах образование бессточных водоемов за преградами.

Для заполнения заборов употребляются деревянные и железобетонные доски, куски рельс, гибкие ленты и сетки из антикоррозийного материала.

Успешно применяются противолавинные металлические сетки, в том числе крупноячеистые (ячей до 40×10 см). Гибкие сетки выдерживают большие динамические давления сползающего снежного пласта. Их легко доставлять в виде рулонов на самые крутые опасные склоны и монтировать на месте с минимальными затратами труда. Снег, наползающий на сетку, медленно ее прогибает и даже частью продавливается через ячейки, но отстает от нижележащего пласта. Образуется траншея с глубокими кавернами. Холодный воздух промораживает траншею до основания, и снег, остановленный сеткой, превращается в барьер, препятствующий сползанию лежащих выше слоев.

Под защитой заборов возможно искусственное лесоразведение на опасных склонах как наиболее перспективное и совершенное противолавинное средство. В высокогорных районах положение осложняется высотной зональностью, из-за которой условия произрастания растений в верхней и нижней частях длинных склонов неодинаковы. На больших высотах холоднее, ветренее, и посадки приживаются с трудом, а именно верх склона требует самого надежного укрепления снежного покрова.

При устройстве *лавинозащитных сооружений* в отличие от лавинопредупреждающих сход лавин допускается, но объект должен быть надежно защищен от них. К основным защитным средствам относятся лавинорезы, тормозящие стенки и клинья, задерживающие и направляющие стенки и дамбы, эстакады, навесы, лавинопуски, галереи. В случаях особо сильной опасности не редко оказывается выгодным вывести застройки и транспортные коммуникации за пределы зоны действия лавины.

Лавинорезы защищают от прямого удара наиболее ответственные участки промышленных площадок, служебные и жилые здания и т. д. Лавинорез представляет собой большой клин, который сооружается непосредственно перед защищаемым объектом. Клин рассекает лавину на две части и отбрасывает их в обе стороны от объекта. Направляющие устройства располагаются дальше от объекта и соответственно отбрасывают лавинный снег на большее от него расстояние. Недостаток сооружений такого типа – локальность их действия. Далеко не всегда возможно точно определить путь схода лавины и, следовательно, место установки лавинореза.

Часто применяются задерживающие стенки и дамбы, устраиваемые в промежуточной части и в конце транзитной зоны опасного склона. Эти преграды рассчитываются на прямой удар лавин и их полную остановку. Они располагаются в тех частях подножия склона, где кинетическая энергия лавины угасает настолько, что ее недостаточно для прыжка через преграду. Слой лавины имеет мощность не менее 3–5 м, так что дамбы такой же высоты, как правило, не препятствуют ее движению. При склонах длиной свыше 600–800 м высота задерживающих стенок и дамб принимается не менее 8–12 м. За такими преградами собирается огромное количество снега. Поэтому должен быть обеспечен отвод талых вод.

Самые надежные (и самые дорогие) лавинозащитные сооружения (эстакады, лавинопуски и галереи) строятся по индивидуальным проектам со строгим учетом местных особенностей. Основное назначение этих капитальных сооружений – безопасный пропуск лавины под объектом или над ним. Они рассчитываются на динамическое воздействие транзитного лавинного потока.

Комплексные противолавинные сооружения представляют собою комбинации предупреждающих и защитных устройств. Иногда на больших склонах в их верхней части устанавливаются лавинопредупреждающие сооружения а у подножия – задерживающие стенки. В этом случае возможна экономия на высоте стенок, так как зона отрыва лавины будет ниже и ее ударная сила меньше. Нередко лавинозащитные сооружения создаются как дополнительные гарантии даже при сплошной и вполне надежной застройке склонов.

При выборе комплекса противолавинных сооружений огромное значение имеет морфология склона. Если, например, в промежуточных частях склона имеются пологие пороогообразные участки,

доступные машинам, то на таких порогах вполне целесообразно сооружать земляные дамбы, дополняющие застройку склона.

Выбор противолавинных средств существенно зависит от местных условий и должен в каждом отдельном случае обосновываться технико-экономическими расчетами. Например, чем больше снегосборная площадь склона, тем, как правило, дороже обходится его сплошная застройка сооружениями, предупреждающими сход лавины, и, следовательно, тем выгоднее защитные меры.

Контрольные вопросы

1. По какой причине образуются отложения снега у сооружений?
2. Как формируются снежные лавины?
3. Чем определяется дальность выброса и ударное давление снежной лавины?
4. Какие типы лавин учитывают при их прогнозировании?
5. Какие способы и мероприятия применяют для защиты от снежных заносов и лавин?

ОБРУШЕНИЕ БЕРЕГОВ

7.1. Факторы и механизмы обрушения берегов водохранилищ

Наиболее ярко процесс обрушения берегов проявляется на вновь созданных водохранилищах. Начальная форма берегов и береговой зоны их обычно не соответствует новым условиям воздействия на них водных масс. Несоответствие приводит к интенсивным деформациям в береговой зоне и созданию новых форм берегов, в частности, образованию береговой отмели, характерной для озер.

Берегами водохранилищ чаще становятся коренные склоны долин и террас, которые испытывают все виды воздействия водной среды и, прежде всего, волнения и течений. При этом изменяются как надводные, так и подводные части склонов.

Волны, особенно штормовые, интенсивно размывают коренные склоны котловины в первую стадию формирования берега. В эту стадию преобладает нормальный к береговой линии перенос продуктов разрушения первоначального берега. Во вторую стадию, после образования береговой отмели происходит выравнивание береговой линии, обычно вначале весьма расчлененной. Большую роль в формировании берега в этой стадии помимо волнения, выполняют вдольбереговые течения. Обладая хорошей транспортирующей способностью вследствие больших скоростей и высокой турбулентности, течения перемещают продукты разрушения от зон размыва (обычно мысов) к зонам аккумуляции (заливы, бухты), где появляются бары и косы.

В зависимости от первоначальной высоты и крутизны склонов котловин и литологического состава пород, слагающих берега водохранилищ, переработка их происходит по-разному. Крутые склоны и большие прибрежные глубины определяют *абразионный тип* развития берега. Берег отступает. При малых уклонах заливаемой суши (2–3°) берег формируется по *аккумулятивному типу* развития, в соответствии с которым береговая черта этого выдвигается в сторону водохранилища. У песчаных берегов небольшой крутизны образуются отмели, при большой крутизне-осыпи, а в тех случаях, когда песок сцементирован железистыми соединениями, возникают обрывы.

Берега, сложенные лёссовидными суглинками, разрушаются не только вследствие волнения, но и в результате намокания грунта как ниже уреза, так и выше него в зоне подпора грунтовых вод со стороны водохранилища. Смачивание грунтов особенно лёссовых и лёссовидных суглинков, приводит к изменению их физических свойств, уменьшению объема, а в конечном счете, к просадке грунта, образованию трещин, провалов. Все это способствует обрушению берега и его отступанию. Подобные явления, аналогичные процессам суффозии, наблюдаются на многих южных водохранилищах. Просадочные явления проявляются также в известковых и гипсоносных породах и обуславливаются карстовыми явлениями, усиливающимися при подъеме уровня грунтовых вод вблизи водохранилищ.

Под влиянием насыщения грунтовыми водами пористых пород интенсивное развитие получают оползневые явления, также способствующие разрушению берегов водохранилища.

Некоторую роль в формировании берегов водохранилищ играет засоренность их древесными остатками, кустарником, сплавинами торфа. Плавник гасит волну при подходе ее к берегу, предохраняя его таким образом от размыва и способствуя процессам аккумуляции. Но иногда во время шторма плавающие бревна действуют на берег как таран и усиливают его обрушение.

Процессы формирования берегов в различных участках одного и того же водохранилища протекают с разной интенсивностью в зависимости от силы и повторяемости волнения. На мелководных участках в зоне выклинивания подпора береговые деформации мало заметны. В озеровидных расширениях с большими глубинами (приплотинный участок) они отчетливо выражены. Здесь сильнее проявляется эффект рефракции волн и преобладает абразионный тип развития берега.

В нижней части Цимлянского водохранилища в первые шесть лет его существования берег отступал в глубь материка в среднем по 9 м в год, в промежуточной зоне — около 2–3 м в год. Максимальная скорость размыва составила более 50 м в год.

Специфической особенностью берегов водохранилищ является ступенчатость их поперечного профиля. Она создается в силу искусственного регулирования уровней в пределах большой амплитуды. Береговые отмели, формирующиеся при высоком стоянии уровней, подвергаются размыву в случае его снижения. Материал разрушения при этом откладывается на более низком уровне склона.

7.2. Плановые деформации речного русла

Смещения в пространстве русла реки угрожают расположенным на речных берегах строениям, а также сельскохозяйственным полям. В формировании речных русел играют роль следующие факторы: центробежная сила водного потока, сила ветра господствующего направления и воздействие волнения и льда.

Плановые очертания речных русел отличаются значительным разнообразием и вместе с тем для них характерна отчетливо выраженная извилистость. В процессе формирования извилистого русла большую роль играют поперечные течения, которые возникают при искривлении динамической оси потока.

Процесс меандрирования, заключающийся в изменении плановых очертаний русла во времени, очень сложен. Существует несколько гипотез образования меандра (этот термин вошел в гидрологическую литературу по греческому названию р. Меандр в Турции). В работах Н. Е. Кондратьева, И. В. Попова, Б.Ф. Сنيщенко и других ученых-гидрологов процесс меандрирования получил следующее объяснение.

Образование и развитие меандра происходит на реках с естественным незарегулированным режимом, с хорошо выраженным паводком (паводками) и повышенным стоком наносов. В этих условиях плановые деформации русла связаны с формированием поймы.

В зависимости от ширины дна долины и ширины поймы процесс меандрирования проявляется в различных формах.

1. На реках с узкой поймой русло в плане имеет слабоизвилистую форму, близкую к синусоидальной (рис. 7.1, а). Амплитуда синусоиды определяется шириной долины, склоны которой ограничивают возможность ее увеличения. Плановые деформации проявляются в виде беспрепятственного сползания излучины вниз по течению реки без существенных изменений в очертаниях и размерах. В течение некоторого достаточно длительного промежутка времени меандра перемещается на всю свою длину, и в результате участки выпуклого и вогнутого берега русла меняются местами. Сползание излучин происходит вследствие размывания вогнутого берега русла под некоторым углом к оси потока и отложений материала размыва у выпуклого берега. Такой процесс меандрирования носит название *ограниченного меандрирования*.

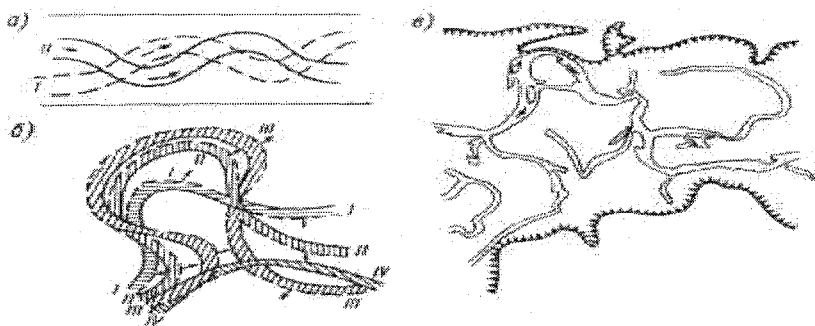


Рис. 7.1. Типы меандрирования.

а — ограниченное меандрирование, б — свободное меандрирование, в — незавершенное меандрирование.

2. На участках рек с широкими долинами склоны долин не являются препятствием для перемещения русла по их дну в направлении, перпендикулярном направлению долины. Беспрепятственный размыв вогнутых берегов приводит к постепенному изменению формы излучины и превращению ее из первоначальной синусоидальной в петлеобразную. Сначала излучины имеют тенденцию сползать вниз по течению, как и при ограниченном меандрировании. Но далее сползание излучин сменяется их расширением и разворотом вокруг некоторых точек, близких к перегибу русла к смежной излучине (рис. 7.1, б). Излучина принимает округлые очертания, часто асимметричные, превращающиеся в конечной стадии в петлеобразную форму. Завершается процесс прорывом перешейка между вершинами двух смежных меандр и превращением отчлененной части русла в старицу. После прорыва перешейка постепенно возникает новая излучина. Возобновляется прежний цикл развития меандры. Этот тип меандрирования назван *свободным меандрированием*.

3. На реках с низкими поймами и большими глубинами их затопления обычно полный цикл меандрирования, характерный для свободного меандрирования, не наблюдается. Прорыв достаточно широкого еще перешейка и спрямление русла происходят до того, как произойдет сближение вершин двух смежных излучин. Русло раздваивается. Спрямленный рукав (проток) формируется в понижениях рельефа поймы, при выходе воды на пойму и размыве ее поверхности. Обычно этот рукав превращается в главное русло,

а старое главное русло отмирает. На крупных реках спрямление происходит в течение нескольких лет (Иртыш) и даже нескольких десятков лет (Обь, Ока, Волга).

Прорывы перешейка, спрямление русла приводят к усилению интенсивности размыва русла, увеличению местного твердого стока и последующему отложению наносов на нижерасположенном участке, что, в свою очередь, может вызвать перераспределение уклонов и изменение характера русловых деформаций. Последний тип меандрирования назван *незавершенным меандрированием* (рис. 7.1, в).

На характер перемещения русла, естественно, оказывают влияние ограничивающие факторы: трудноразмываемые породы склонов долины, ее формы, унаследованные рекой и созданные ранее существующим потоком с иными гидравлическими особенностями, чем те, которые свойственны современному потоку.

7.3. Роль льда в динамике берегов

Разрушение берегов льдом, обусловлено тем, что он обладает значительной силой как в момент подвижек льда, так и во время ледохода. Она равна

$$P = \frac{\gamma \omega_{\text{л}} t_{\text{л}} v_{\text{л}}^2}{2g}, \quad (7.1)$$

где γ — объемный вес льда; $\omega_{\text{л}}$ — площадь льдины; $t_{\text{л}}$ — толщина льдины; g — ускорение свободного падения; $v_{\text{л}}$ — скорость движения льдины.

Если принять, что в среднем толщина льда 0,8 м, площадь льда на плесе перед подвижкой 300 м, скорость движения льда 1,0 м/с, объемный вес льда 9,2 т/м³, тогда сила будет равняться 122 т · м/с. С такой силой лед ударяет о берега реки. Поэтому льдины и боковые заторы льда ежегодно разрушают берега рек. Против такой силы не могут устоять даже самые устойчивые горные породы. В результате заторов льда склоны рек и речных долин подрезаются, потом в процессе выветривания они осыпаются, и постепенно происходит расширение речных долин и русел.

Заторы льда также играют большую роль в переформировании русла. Если затор образуется в главном русле, то поток идет в обход его, размывая протоки.

7.4. Способы укрепления берегов

Укрепление берегов представляет особую важность в естественных руслах, когда оно связано с защитой мостов и прочих гидросооружений. В реках, протекающих в аллювиальных отложениях, дорогостоящим дамбам угрожает меандрирование. Вообще защитные дамбы обычно возводятся в непосредственной близости к поясу меандрирования с тем, чтобы предохранить от затопления возможно большую территорию поймы, а также иметь возможность воспользоваться естественными прирусловыми валами. Хотя при проектировании дамб и учитывают изменения конфигурации берегов в течение срока службы сооружений, укрепление размываемых берегов является очень важной проблемой.

С проблемой укрепления русла сталкиваются также при проектировании и эксплуатации каналов, а также водных путей, поскольку расход воды в каналах может изменяться в относительно узких пределах, они могут проектироваться так, чтобы размыв берегов даже при легко размываемых породах сводился к минимуму. Для предотвращения заиливания канала скорости течения должны превышать минимальные, при которых возможно отложение наносов. Однако они должны быть меньше размывающих скоростей. Такие условия возможны только там, где материалы, из которых складывается русло, крупнее по сравнению с наносами, приносимыми водотоком.

Способы предохранения берегов от размыва малочисленны и дорогостоящи. Иногда временный эффект может дать углубление русла для отвода воды от выпуклой части берега. Там, где условия подстилающего грунта это позволяют, эффективны и весьма устойчивы струенаправляющие дамбы различных типов. Наиболее распространенным методом укрепления берегов является их облицовка. Подвергающийся эрозии берег облицовывают ивовыми фашинами, лесоматериалами, асфальтом или бетоном. Из перечисленных видов облицовки наиболее эффективными, рентабельными и долговечными следует считать бетонные плиты.

Контрольные вопросы

1. Какие факторы, определяют обрушение берегов на водохранилищах?
2. При каком типе меандрирования происходят плановые деформации речного русла?
3. Какова роль льда в разрушении берегов рек?
4. Как укрепляют берега?

ЛИТЕРАТУРА

1. Бузин В.А. Затопы льда и затопные наводнения на реках. – СПб.: Гидрометеоздат, 2004. – 204 с.
2. Булатов С.Н. Расчет прочности тающего ледяного покрова и начала ветрового дрейфа льда // Труды ГМЦ, 1970, вып 74. – 118 с.
3. Ваганов П.А. Экологический риск. – СПб.: изд. СПбГУ, 1999. – 115 с.
4. Виноградов Ю.Б. Гляциальные и прорывные паводки и селевые потоки. – Л.: Гидрометеоздат, 1977. – 156 с.
5. Гинко С.С. Катастрофы на берегах рек. – Л.: Гидрометеоздат, 1977. – 128 с.
6. Готлиб Я.Л., Кореньков А.В., Коржавин К.Н., Соколов И.Н., Сокольников Н.И. Пропуск льда при строительстве и эксплуатации гидроузлов. – М.: Энергия, 1978. – 158 с.
7. Донченко Р.В. Ледовый режим рек СССР. – Л.: Гидрометеоздат, 1987. – 248 с.
8. Дюнин А.К. Механика метелей. – Новосибирск: изд-во СО АН СССР, 1963. – 380 с.
9. Жукова М.А. Затопы льда на реках бассейна Северного Ледовитого океана и расчет наивысших затопных уровней воды // Труды ГТИ, 1978, вып. 248, с. 129–138.
10. Каталог затопных и загорных участков рек СССР. Том 1. Европейская часть СССР. – 260 с. Том 2. Азиатская часть СССР. – 288 с. – Л.: Гидрометеоздат, 1978.
11. Лебедев В.В. Гидрология и гидравлика в мостовом и дорожном строительстве. – Л.: Гидрометеоздат, 1959. – 388 с.
12. Методические указания по борьбе с затопами и загорями льда. – Л.: Энергия, 1969, ВСН-028-70. – 151 с.
13. Методы исследования гидрологического режима водных объектов. – Л.: Гидрометеоздат, 1982. – 390 с.
14. Москалев Ю.Л. Возникновение и движение лавин. – Л.: Гидрометеоздат, 1966. – 152 с.
15. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). СНиП 2.06.04 -82*. – М.: Стройиздат, 1995. – 46 с.
16. Нежиховский Р.А. Наводнения на реках и озерах. – Л.: Гидрометеоздат, 1988. – 184 с.
17. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. СП 33-101-2003. – М.: Стройиздат, 2004. – 47 с.
18. Песчанский И.С. Ледоведение и ледотехника. – Л.: Гидрометеоздат. – 461 с.
19. Плешков Я.Ф. Регулирование речного стока. – Л.: Гидрометеоздат, 1975. – 600 с.
20. Положение о порядке составления и передачи предупреждений о возникновении стихийных (особо опасных) гидрометеорологических и гелиофизических явлений и экстремально высоком загрязнении природной среды. – Л.: Гидрометеоздат, 1986. – 31 с.
21. Пяковский Р.В., Померанец К.С. Наводнения. – Л.: Гидрометеоздат, 1982. – 176 с.
22. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. – Л.: Гидрометеоздат, 1974. – 424 с.
23. Рышша В.А. Ледовые исследования на реках и водохранилищах. – Л.: Гидрометеоздат, 1959. – 192 с.
24. Сазонов Б.И. Суровые зимы и засухи. – Л.: Гидрометеоздат, 1991. – 240 с.
25. Соколов Б.Л. Наледи и речной сток. – Л.: Гидрометеоздат, 1975. – 190 с.
26. Таратунин А.А. Наводнения на территории Российской Федерации. – Екатеринбург: изд-е Росс. НИИ компл. исп-я и охраны водн. ресурсов, 2000. – 406 с.
27. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. – Л.: Гидрометеоздат, 1964.
28. Чижов А.Н. Формирование ледяного покрова и пространственное распределение его толщины. – Л.: Гидрометеоздат, 1990. – 128 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
1. НАВОДНЕНИЯ	6
1.1. Основные понятия о наводнениях, их опасности и риске	6
1.2. Классификация наводнений и их распространение на реках России	13
1.3. Теория наводнений	18
1.4. Расчет и прогноз движения и трансформации волн перемещения	23
1.5. Определение по картам морфометрических характеристик речных участков и картографирование зон затопления	27
1.6. Наводнения в период весеннего половодья	30
1.7. Наводнения, обусловленные таянием снега и льда в горах	46
1.8. Наводнения, вызванные дождями	49
1.9. Нагонные наводнения	57
1.10. Волны при прорыве плотин	64
1.11. Наводнения, вызванные переполнением котловин озер и внутрен- них морей. Наводнения на водохранилищах	68
1.12. Регулирование половодий и паводков	77
1.13. Изменения климата и наводнения	85
Контрольные вопросы	87
2. ЗАЖОРЫ И ЗАТОРЫ ЛЬДА	88
2.1. Причины, места и условия формирования зажоров и заторов льда ...	88
2.2. Процесс образования скоплений льда в реках	96
2.3. Распространение зажорных и заторных явлений	106
2.4. Методика наблюдений за процессами образования зажоров и зато- ров	111
2.5. Прогноз наводнений, обусловленных зажорами и заторами льда ...	115
2.6. Методы расчета максимальных зажорных и заторных уровней воды	120
2.7. Расчет толщины скопления льда	130
2.8. Противозаторные мероприятия и их эффективность	132
Контрольные вопросы	136
3. ВОЗДЕЙСТВИЕ ЛЬДА НА ГИДРОТЕХНИЧЕСКИЕ СООРУЖЕНИЯ ...	137
3.1. Виды воздействия льда на гидротехнические сооружения	137
3.2. Расчет ледовых нагрузок на ГТС и методика определения исходных данных	140
3.3. Внутриводный лед и ледовые затруднения в работе водозаборов и гидроузлов	147
3.4. Несущая способность ледяного покрова	153
Контрольные вопросы	162
4. НАЛЕДИ	163
4.1. Классификация наледей	163
4.2. Условия формирования и режим наледей речных вод	164
4.3. Речные наледи, обусловленные выходом подземных вод	166

4.4. Полевые исследования режима наледей	169
4.5. Наледная опасность и противоналедные устройства	170
Контрольные вопросы	171
5. СЕЛИ И ПРОРЫВНЫЕ ПАВОДКИ	172
5.1. Условия формирования и распространение селей	172
5.2. Параметры и типы селевого процесса	175
5.3. Селевые очаги и селевая масса	183
5.4. Прорывы завальных, ледниковых и моренных озер	189
5.5. Прогноз и профилактика селей и прорывов горных озер	191
Контрольные вопросы	194
6. СНЕЖНЫЕ ЗАНОСЫ И ЛАВИНЫ	195
6.1. Метели и метелевый перенос снега	195
6.2. Снежные заносы	199
6.3. География снежных лавин	201
6.4. Условия возникновения и движение лавины	201
6.5. Дальность выброса и удар лавины	203
6.6. Прогнозирование лавин	206
6.7. Методы защиты от снежных заносов и лавин	209
Контрольные вопросы	216
7. ОБРУШЕНИЕ БЕРЕГОВ	217
7.1. Факторы и механизмы обрушения берегов водохранилищ	217
7.2. Плановые деформации речного русла	219
7.3. Роль льда в динамике берегов	221
7.4. Способы укрепления берегов	222
Контрольные вопросы	223
Литература	224

CONTENTS

Introduction	3
1. FLOODS	6
1.1. The basic concepts about floods, their dangers and risks	6
1.2. Classification of floods and their distribution on the rivers of Russia	13
1.3. A theory of floods	18
1.4. Calculation and forecast of movement and transformation of translational	23
1.5. Determination of morphometric characteristics of river stretches based on maps and mapping of inundated areas	27
1.6. Floods during spring freshets	30
1.7. Floods caused by melting of snow and ice in mountains	46
1.8. The floods caused by rain	49
1.9. Surge floods	57
1.10. Waves caused by bursting of a dam	64
1.11. Floods caused by overfilling of lake hollows and inner seas. Floods in water reservoirs	68
1.12. Regulation of snow melt floods and freshets	77
1.13. Climate fluctuations and floods	85
Test questions	87
2. HANGING ICE DAMS AND ICE JAMS	88
2.1. The causes, places and conditions of formation of hanging ice dams and ice jams	88
2.2. The process of formation of ice agglomerations in rivers	96
2.3. Distribution of the phenomena of hanging ice dams and ice jams	106
2.4. Methods of observation of the processes of formation of hanging ice dams and ice jams	111
2.5. Forecast of the floods caused by hanging ice dams and ice jams	115
2.6. Methods of calculation of maximal levels caused by hanging ice dams and ice jams	120
2.7. Calculation of ice agglomeration thickness	130
2.8. Measures for controlling ice jams and their efficiency	132
Test questions	136
3. IMPACT OF ICE ON HYDRAULIC STRUCTURES	137
3.1. Types of impact of ice on hydraulic structures	137
3.2. Calculation of ice load on hydraulic structures and methods of determination of baseline data	140
3.3. Frazil ice and difficulties caused by ice in operation of intake structures and hydroschemes	147
3.4. Load-carrying capacity of ice cover	153
Test questions	162

4. AUFEIS	163
4.1. Classification of aufeis	163
4.2. Conditions of formation and the regime of river water aufeis	164
4.3. River aufeis caused by emergence of groundwater	166
4.4. Field research of the regime of aufeis	169
4.5. Aufeis dangers and devices controlling aufeis	170
Test questions	171
5. MUDFLOWS AND BREACHING FRESHETS	172
5.1. Conditions of formation and distribution of mudflows	172
5.2. Parameters and types of the mudflow process	175
5.3. The mudflow centres and mudflow mass	183
5.4. Breakouts in obstruction, glacial and morainal lakes	189
5.5. Forecast and protective measures for mudflows and breakouts of mountain lakes	191
Test questions	194
6. SNOW DRIFTING AND AVALANCHES	195
6.1. Blizzards and blizzard snow drifting	195
6.2. Snow drifting	199
6.3. Geography of snow avalanches	201
6.4. Conditions of formation and movement of an avalanche	201
6.5. The distance of blowout and impact of an avalanche	203
6.6. Forecasting avalanches	206
6.7. Methods of protection against snow drifting and avalanches	209
Test questions	216
7. BANK CAVING	217
7.1. Factors and mechanisms of caving of water reservoir banks	217
7.2. Scheduled deformations of river channels	219
7.3. The role of ice in shore dynamics	221
7.4. Means of coastal protection	222
Test questions	223
References	224

149-60

Учебное издание

Бузин Владимир Александрович

ОПАСНЫЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ

Учебное пособие

*Редакторы И.Г. Максимова, О.Г. Крайнова
Компьютерная верстка Н.И. Афанасьевой*

ЛР № 020309 от 30.19.96.

Подписано в печать 10.10.08. Формат 60×90 $\frac{1}{16}$. Гарнитура Times New Roman.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 14,4. Тираж 300 экз. Заказ № 01/09.
РГГМУ, 195196, Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., 98.
ЗАО «НПП «Система», 197045, Санкт-Петербург, Ушаковская наб., 17/1.
