ИНЖЕНЕРНАЯ ГЛЯЦИОЛОГИЯ



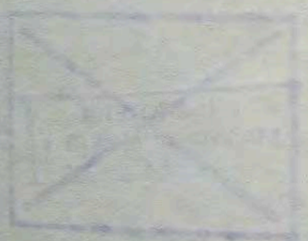
ИНЖЕНЕРНАЯ ГЛЯЦИОЛОГИЯ

Под редакцией профессора Г. К. Тушинского

БИБЛИОТЕКА
учебных пособий № 1
МГУ

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1971

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета



2-9-2
190—71

ПРЕДИСЛОВИЕ

Курс инженерной гляциологии впервые начал читаться студентам кафедры криолитологии и гляциологии географического факультета МГУ в 1964 г. проф. Г. К. Тушинским в объеме 48 часов, а с 1969 г. отдельные части этого курса читали профессора Г. К. Тушинский, К. Ф. Войтковский и С. М. Флейшман.

Само понятие «инженерная гляциология» по нашему предложению получило оформление в августе 1965 г. на III Общесоюзном гляциологическом симпозиуме, который проводился на озере Иссык-Куль.

Задача составления нового курса всегда очень сложная, и еще труднее написание учебного пособия по такому курсу.

В отличие от курса общей гляциологии, где рассматриваются все виды природных льдов, возникающих на земной поверхности, и изучаются причины возникновения различных видов оледенения и их воздействие на ландшафтную оболочку Земли, в данном курсе сосредоточено внимание на двоякой роли снега и льда, а именно на их полезной и вредной сторонах воздействия на хозяйственную деятельность человека, а также рекомендуются меры защиты.

Таким образом, задачей курса инженерной гляциологии является выявление возможностей полезного использования снега и льда в инженерной практике, а также рекомендаций способов борьбы с их вредным влиянием в различных отраслях народного хозяйства.

Область применения инженерной гляциологии весьма обширна. На железных и автомобильных дорогах СССР серьезную проблему представляет борьба со снежными заносами.

В горных районах возникает целый комплекс задач по защите от снежных лавин и гляциальных селей. В недавнее время в горах возникла новая проблема защиты различных сооружений и населенных пунктов от последствий деятельности так называемых пульсирующих ледников. Много задач связано с искусственным намораживанием и разрушением льда, использованием снега и

льда в качестве строительных материалов, искусственным изменением свойств снега и льда.

При строительстве и эксплуатации гидротехнических сооружений приходится решать множество вопросов, связанных с воздействием льда на сооружения. Особый интерес представляют вопросы использования несущей способности ледяного покрова.

В данной работе большое внимание уделено рассмотрению тесных связей между инженерными решениями и физико-географическими условиями места, где проводятся инженерно-гляциологические изыскания. В курсах общей гляциологии и физической географии обычно подробно рассматриваются закономерности тех или иных физико-географических явлений или процессов, но не указывается, как конкретно учитывать особенности природы в инженерной практике.

ВВЕДЕНИЕ

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЛЯЦИОЛОГИЯ КАК НАУКА

Инженерная гляциология — отрасль гляциологии, которая занимается изучением и проблемами регулирования снежного покрова, лавин, снежников, ледников, гляциальных селей, наледей, ледяного покрова морей и пресных водоемов в связи с производственно-технической деятельностью общества.

В резолюции Первого общесоюзного координационного совещания по инженерной гляциологии, которое состоялось в г. Кировске 6—9 апреля 1970 г., указывалось, что инженерная гляциология должна разрабатывать научные основы и конкретные инженерные решения по использованию природных льдов в народном хозяйстве и в борьбе с вредными воздействиями льда и снега, имея в виду главным образом защиту людей, жилищ, предприятий, дорог и полезных угодий от воздействия ледников, льдов водоемов и водотоков, лавин, снежных заносов, гляциальных селей и наледей.

Инженерная гляциология в значительной мере решает проблемы, связанные с горными территориями, где из-за больших уклонов, повышенного количества твердых атмосферных осадков и быстрого уничтожения естественной растительности при освоении территории склоновые процессы протекают с катастрофической скоростью. Все это требует, чтобы представители инженерной гляциологии как на стадии изысканий, так и на стадии строительства учитывали особенности природных комплексов.

Инженерная гляциология должна:

1. Изучать физико-географические условия возведения и эксплуатации сооружений как летом по косвенным признакам, так и на основе зимних стационаров; оценивать зимние условия для возможности рекомендации использования различной техники.

2. Широко использовать комплексные величины, характеризующие природную обстановку и необходимые для правильного выбора рекомендации (например, «жесткость» климата и пр.).

3. Изучить ландшафты-аналоги, т. е. те ландшафты, в которых условия строительства и эксплуатации сооружений достаточно

близки: например, Сахалин — Хоккайдо; Хибины — Шотландия; Западный Кавказ — Карпаты — Альпы и т. п.

4. Предусматривать возникновение возможных неблагоприятных явлений после возведения искусственных сооружений или нарушения биогеоценозов при освоении территории и рекомендовать меры, препятствующие развитию катастрофических явлений. Это является важной проблемой взаимодействия гляциологических объектов и инженерных сооружений.

5. Отказаться от применения стандартов, созданных на ограниченных территориях и неприменимых в иных физико-географических условиях.

6. Разрабатывать и совершенствовать единые методики определения физико-механических свойств льда и снега и совершенствовать теории устойчивости снега на склонах, движения лавин, селей, ледников с доведением этих теорий до стадии надежных методик инженерного расчета.

7. Обосновать и разработать методики расчета конструкций защитных сооружений от снежных заносов, лавин, селей, наледей.

8. Изучать возможности использования льда и снега в качестве строительных материалов.

Инженерно-гляциологическими изысканиями называются исследования, которые проводятся для получения гляциологических данных по территориям, на которых предполагается строительство тех или иных сооружений. При проведении изысканий необходимо решить следующие вопросы: а) выбрать место, наиболее благоприятное по гляциологическим условиям для размещения строительства и защитных сооружений; б) предложить типы защитных конструкций, зависящих от природной обстановки; в) предусматривать возникновение возможных неблагоприятных явлений после возведения искусственных сооружений.

Формирование инженерной гляциологии в качестве отрасли гляциологии вызвано тем, что к общей гляциологии в настоящее время предъявляется все больше и больше требований давать рекомендации и указывать меры защиты от катастрофических явлений, связанных с гляциологическими объектами.

ИНЖЕНЕРНО-ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

Для успешного развития инженерной гляциологии необходимо предусмотреть как внедрение в нее физико-математических методов исследования, так и обеспечение глубокой физико-географической основы. Поэтому с самого начала становления инженерной гляциологии следует преодолеть какую-либо односторонность подхода к изучению гляциологических объектов.

Необходимость учета физико-географических аспектов в инженерной гляциологии связана с изысканиями, проводимыми в

самых различных природных районах. В отличие от обычных гляциологических характеристик районов для инженера-гляциолога необходимы сведения о геологии территории, так как геологические условия предопределяют условия возведения и работы фундаментов сооружений.

Назначение всех типов сооружений, а также их работа и долговечность тесно связаны с физико-географическими условиями, так как любое сооружение делается частью ландшафта и разрушается в зависимости от прочности сооружения и от процессов, протекающих в данной природной обстановке.

Инженерно-геологические свойства горных пород и рельеф дают основу для выделения районов. Например, современные процессы, связанные с тектоническими движениями, часто предопределяют расположение и морфологический тип лавинных аппаратов, создают в сочетании с вечной мерзлотой различные типы наледей и т. п.

Карта инженерно-гляциологического районирования СССР (рис. 1) составлена, исходя из физико-географических принципов.

При инженерно-гляциологическом районировании необходим учет как зональных, так и региональных особенностей территории. Лед и снег тесно связаны с зональным строением ландшафтной оболочки Земли и ее долготной дифференциацией, и это предопределяет необходимость тщательного учета географических особенностей.

Зональные различия связаны с климатом, а региональные — с геологией, особенно с неотектоникой, что в конечном счете отражается в различиях рельефа и геоморфологии.

В основу инженерно-гляциологического районирования положена зональность гляциологических явлений, которая предопределена климатическими условиями. Различия между выделенными климатическими областями (по Б. П. Алисову) обусловлены особенностями радиационного режима и циркуляцией атмосферы.

Зональные особенности территории, обусловленные климатом, отражаются в строении, свойствах и режиме таких гляциологических объектов, как снежный покров, лавины, ледники, наледи и сели.

При разработке инженерно-гляциологического районирования большое внимание авторы уделяют снежному покрову. Стратиграфия снежной толщи является функцией физико-географических условий. Снежная толща, находясь под постоянным воздействием физико-географической обстановки, подвергается процессам метаморфизма и приобретает все новые и новые свойства. Поэтому снежный разрез имеет определенное морфогенетическое строение, отражающее процессы, свойственные данной физико-географической обстановке. Вполне объективными показателями являются общий характер стратиграфического разреза снежной толщи (текстура разреза) и количественные показатели структуры снежного покрова (размеры кристаллов, плотность стратиграфических слоев,

Рис. 1. Инженерно-гляциологическое районирование территории СССР:

1 — арктические районы с метелевыми и инсоляционными лавинами; *2* — северные районы с лавинами из метелевого и свежевыпавшего снега; *3* — внутренние континентальные районы с лавинами сублимационного диафтореза; *4* — районы южного горного пояса с лавинами из свежевыпавшего снега, снежных досок и адвективными лавинами; *5* — тихоокеанские и приморские районы с лавинами из мокрого метелевого и сложностратифицированного снега; *6* — сели снеготаяния; *7* — сели дождевые; *8* — сели дождевые и снеготаяния; *9* — сели гляциальные; *10* — сели, возникающие в результате таяния вечных снегов и льдов при извержении вулканов; *11* — малоснежные метелевые районы; *12* — многоснежные районы с устойчивым снежным покровом; *13* — районы с устойчивым снежным покровом различной мощности; *14* — районы с влажным снежным покровом средней мощности; *15* — районы с малоснежным и устойчивым снежным покровом; *16* — районы с малоснежным неустойчивым снежным покровом; *17* — граница паковых льдов; *18* — сезонный ледовой покров; *19* — граница вечной мерзлоты; *20* — граница распространения наледей; I, II,..., XIV — инженерно-гляциологические районы

эффективная поверхность и поверхность сцепления системы зерен и кристаллов). На основе этого выявлены типичные стратиграфические разрезы снежной толщи, характерные для различных географических зон. Особенности снежной толщи необходимо учитывать при мелиоративных мероприятиях. Поэтому при инженерно-гляциологическом районировании снежного покрова равнинных территорий учтены условия формирования и особенности снега, а также разработанные Г. Д. Рихтером и А. М. Шульгиным системы мелиорации.

Основной целью снежной мелиорации является использование снега как природного ресурса для улучшения микроклимата почвы и повышения продуктивности сельского хозяйства. Эффективность снежной мелиорации в сельском хозяйстве зависит от правильного и дифференциального ее применения и выбора наиболее результативных способов и приемов ее осуществления, учета климатических и погодных условий, биологических особенностей отдельных объектов сельского хозяйства, организационно-хозяйственных условий, уровня техники и агротехники.

Помимо этого при инженерно-гляциологическом районировании необходимо учитывать величины снегопереноса и снегозаносимость территории, так как в районах с большей снегозаносимостью приходится создавать специальные снегозащитные сооружения.

Среди гляциологических объектов, учет которых необходим при хозяйственном освоении территории, видное место занимают наледи и вечная мерзлота, имеющие большое распространение в Сибири, поэтому и их следует учитывать в инженерно-гляциологическом районировании.

В пределах горных районов широкое распространение имеют лавины, сели и ледники. С позиций инженерной гляциологии большое значение приобретает правильное прогнозирование времени схода лавин и селей, их генетическая классификация.

На основе изучения процессов, предопределяющих сход лавин, и районирования территории СССР по степени лавинной опасности, проведенных Проблемной лабораторией снежных лавин, все горные районы Советского Союза можно разделить на 5 групп по типам преобладающих лавин и особенностям лавинного режима: 1) арктические районы

с метелевыми и инсоляционными лавинами; 2) северные районы с лавинами из метелевого и свежевыпавшего снега; 3) внутренние континентальные районы с лавинами сублимационного диафтореза; 4) районы южного горного пояса с лавинами из свежевыпавшего снега, снежных досок и с адвективными лавинами; 5) тихоокеанские и приморские районы с лавинами из мокрого метелевого и сложностратифицированного снега.

Наряду с лавинами в горах широкое распространение имеют сели, среди которых выделены сели снеготаяния, дождевые, гляциальные и сели, возникающие в результате таяния вечных снегов и льдов при извержении вулканов. При освоении районов распространения селей и лавин требуется возведение противоселевых и противолавинных сооружений, а также специальные мероприятия, обеспечивающие безопасность проводимых в горах работ. В некоторых районах возникают катастрофические ледниковые подвижки, которые могут наносить значительный ущерб и вызывать катастрофы. Одна из задач гляциологов — выявить ледники быстрых подвижек и предсказать это явление.

В пределах морских акваторий возможны классификация и районирование льда по мощности и сомкнутости ледового покрова, что определяет использование морских районов при судоходстве.

Учитывая зональность распространения всех вышеперечисленных гляциологических объектов и соответствующие инженерные мероприятия, применяемые при хозяйственном освоении территории, мы выделяем следующие группы районов: 1) морские районы с сезонным и многолетним ледовым покровом; 2) равнинные районы с сезонным снежным и ледовым покровом; 3) горные районы с сезонным и постоянным снежным покровом, лавинами, ледниками и селями.

В пределах этих больших групп выделены районы в соответствии с особенностями природных условий.

Морские районы с сезонным и многолетним ледовым покровом

I. Центральный арктический бассейн с тяжелыми паковыми льдами.

II. Атлантико-арктический и субарктический район с сезонным ледовым покровом (средняя многолетняя толщина льдов нарастания составляет от 100 до 140—170 *см*).

III. Тихоокеавский арктический район с сезонным ледовым покровом (средняя многолетняя толщина нарастания составляет от 80 до 180 *см*).

Равнинные районы с сезонным снежным и ледовым покровом

IV. Арктические и субарктические тундровые и лесотундровые малоснежные метелевые районы распространения вечной мерзлоты и наледей (земледелие невозможно, заносы на дорогах достигают

больших размеров, в зимнее время создаются временные снежные дороги — зимники). Необходимы противоналедные сооружения.

V. Умеренные лесные районы, многоснежные с устойчивым снежным покровом и наледями в восточно-сибирских районах.

VI. Умеренные широколиственно-хвойные европейские районы и лесостепные западносибирские с устойчивым снежным покровом. Мелиорация не нужна, но иногда может быть вымерзание или выпревание посевов.

VII. Умеренные со смешанными и широколиственными лесами прибалтийские и припятско-днепровские районы с влажным снежным покровом и незначительным метелевым переносом. Почва под снегом не промерзает, что влечет за собой гибель озимых посевов от выпревания. Мелиорация должна быть направлена на увеличение плотности снега и на борьбу с ледяными корками.

VIII. Умеренные степные и лесостепные районы с малоснежным неустойчивым покровом и большой снегозаносимостью в казахстанских районах. Требуют ежегодного снегозадержания, снегонакопления и задержания талых вод на полях. Снегозаносимость дорог очень большая, поэтому требуется применение средств снегозащиты и снегоборьбы. На юге Сибири необходимо укрытие снега от испарения.

IX. Умеренные пустынные районы с малоснежным неустойчивым покровом. Снежная мелиорация не нужна.

Горные районы с сезонным и постоянным снежным покровом, лавинами, ледниками и селями

X. Арктические острова с ледниковым покровом, лавинами и снежными селями.

XI. Субарктические горы с лавинами из метелевого и свежевыпавшего снега и снежно-водно-каменными селями (требуются противолавинные и противоселевые сооружения).

XII. Внутриконтинентальные районы с лавинами сублимационного диафтореза, с селями снеготаяния и ливневых дождей, ледниками и наледями (требуются противолавинные, противоселевые и противоналедные сооружения).

XIII. Южный горный пояс с лавинами из свежевыпавшего снега, снежных досок и с адвективными лавинами, ледниками, гляциальными и дождевыми селями (требуются противолавинные и противоселевые сооружения).

XIV. Тихоокеанские и приморские районы с лавинами из мокрого метелевого и резкостратифицированного снега, селями ливневых дождей и таяния вечных снегов и льдов при извержении вулканов (требуются противолавинные и противоселевые сооружения).

ЧАСТЬ I

НЕКОТОРЫЕ МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СНЕГА И ЛЬДА, ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В СТРОИТЕЛЬСТВЕ И МЕРЫ ЗАЩИТЫ

ГЛАВА I

СТРУКТУРА СНЕГА И ЛЬДА, ПРОЦЕССЫ ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ И ЛЬДООБРАЗОВАНИЕ

Атмосферные ледяные кристаллы, отлагаясь на поверхности Земли, образуют снежный покров. При этом они попадают в условия, не соответствующие их устойчивому состоянию. В некоторых коллекциях микрофотографий насчитывается около 5000 различных снимков снежинок. В настоящее время Международная ассоциация научной гидрологии предлагает выделять следующие виды твердых осадков: пластинка, звездчатый кристалл, столбик, игла, древовидный кристалл, увенчанный столбик, неправильный кристалл, крупа, град и ледяной дождь. Большое разнообразие снежных атмосферных кристаллов объясняется физическими условиями (главным образом влажностью и температурой воздуха) при зарождении и развитии кристаллов. Их конечная форма есть результат интеграции влияния всех условий на пути их движения.

Искусственное воспроизведение снежных кристаллов и наблюдения, проведенные на самолетах, показали, что тропосферу можно разбить на три зоны: 1) нижняя — зона слоисто-дождевых облаков, где большая абсолютная влажность воздуха и температура от 0 до —15°; здесь в основном формируются звездчатые и пластинчатые кристаллы; 2) средняя — зона высокослоистых и высококучевых облаков, где средние условия насыщения содержания водяными парами и температура от —15 до —30°; здесь возникают толстые пластинки, призмы; 3) верхняя — зона перистых облаков, где малая абсолютная влажность и температура воздуха от —30 до —60°, здесь формируются тонкие пластинки, полые призмы, игольчатые кристаллы. П. А. Шумский выяснил, что в Антарктиде на пути от Мирного к Пионерской до высоты около 1000 *м* (65 *км* от берега) в основном выпадают пластинчатые кристаллы, выше 1600 *м* (125 *км* от берега) — главным образом столбчатые, в промежуточном поясе наблюдаются кристаллы обоих типов. Это говорит о закономерной смене погодных условий при движении к центру материка и преобладании антициклонического режима во внутренних районах. В центральных районах Антарктиды, когда солнце находится низко над горизонтом, его

лучи, преломляясь через прозрачные ледяные кристаллики, создают впечатление медленно текущего цветного снега.

Формирование и свойства снежного покрова первоначально будут зависеть от следующих условий.

1. От силы ветра во время отложения снега. В безветренную погоду снег ложится ровным пушистым слоем, в котором отдельные кристаллы едва соприкасаются между собой. В ветреную погоду происходит перенос снежинок, их дробление и неравномерное отложение. Кристаллы разного типа роста подвержены воздействию ветра в различной степени. Хрупкие пластинчатые кристаллы при ветре 15—20 *м/сек* ломаются на мелкие осколки, столбчатые и игольчатые кристаллы прочнее и часто сохраняют первоначальный вид даже при ураганных ветрах. Перенос обломков снежных кристаллов приводит к их механическому дроблению и возгонке, в результате чего образуются округлые, прозрачные, мелкие ледяные крупицы. Переметание ледяной частицы заканчивается только тогда, когда она попадет в соответствующие ей по форме и размерам углубления среди других частиц. Так возникает тесная начальная упаковка, благодаря которой свежеотложенный снег сразу приобретает малую пористость и ограниченную структурную свободу частиц.

2. От первоначального типа атмосферных кристаллов. Звездчатые и древовидные кристаллы, если они не дробятся при отложении, образуют пушистый и пористый слой, а столбчатые и игловидные формируют плотные слои.

3. От температурных условий приземного слоя. При низкой температуре снежинки хрупки, легко ломаются и не смерзаются при соприкосновении друг с другом. Высокая температура способствует сцеплению снежных кристаллов, происходит режеляция снежинок. Образуется влажный снег с разобщенными капельками на концах лучей, на углах и ребрах, поэтому при выпадении снег соединяется в крупные хлопья. Следовательно, при низкой температуре возможны резкие различия в отлагающемся снегу, а в условиях, близких к точке плавления, различия сглаживаются и возникает плотная упаковка.

Таким образом, изменения внешних условий выпадения и отложения снега приводят к формированию слоистости снежного покрова. Более четкая и мощная слоистость создается в результате перерывов в отложении. Разновозрастные слои отличаются размером, формой кристаллов, их упаковкой, отсюда пористостью и объемным весом. Часто слои разделены ветровыми или радиационными корками, свидетельствующими о перерывах в накоплении снега на поверхности. Для снежного покрова характерно непрерывное развитие во времени, результатом которого является появление качественно новых структурных форм снега. В процессе развития в снежном покрове формируются различные виды снега, постепенно переходящие в фирн и затем в лед.

На основании этого выделяют стадии перекристаллизации

снега, фирнизации и льдообразования. Процессы преобразования снежного покрова называются метаморфизмом. Источниками энергии метаморфизма являются внутренние и внешние факторы. Внутренними источниками являются энергия поверхностного натяжения отдельных снежных кристаллов и энергия их напряженного, сжатого состояния. По термодинамическим законам равновесия любая система стремится к состоянию с наименьшей свободной энергией, что выражается в стремлении кристаллов приблизиться к равновесной форме — шару, так как из всех геометрических фигур наименьшей поверхностью, приходящейся на единицу объема, обладает шар. Этот процесс округления происходит путем миграции вещества с выпуклых участков поверхности, где силы связи молекул с телом меньше и молекулы обладают большей свободной энергией, и последующего отложения вещества на вогнутых участках. Округление протекает быстро при радиусах кривизны до 0,1—0,2 *мм*. Поэтому процесс округления интенсивно развивается при наличии кристаллов скелетной дендритовой формы. Помимо этого в снежном покрове происходит собирательная перекристаллизация, заключающаяся в поглощении крупными ледяными кристаллами более мелких. Этот процесс приводит к укрупнению зерен и уменьшению их количества. Оба процесса могут протекать при однородной и неизменной температуре в толще снега в условиях большого разнообразия форм и размеров снежных кристаллов.

Поскольку в снежном покрове существует значительная температурная стратификация, постольку процессы перекристаллизации протекают весьма интенсивно. В этом случае водяной пар устремляется из теплых слоев снега, где упругость водяного пара большая, в холодные, где она меньше. Обычно теплыми слоями являются нижние, поэтому в них происходит разрыхление снега, а в верхних — конденсация водяных паров и уплотнение снега.

При температуре снега, близкой к 0°, изменению снежного покрова способствует режеляция (повторное смерзание). Острый край снежинки давит на соседнюю частицу с силой, при которой образуется вода в точке их соприкосновения. Возникшая вода после замерзания «спаивает» снежные частицы.

Процессы перекристаллизации в толщах однородного и неоднородного снега протекают по-разному. В однородном снеге они происходят медленнее, при этом свойственные отдельным слоям свежевыпавшего снега различия с течением времени сглаживаются. В процессе перекристаллизации различие в форме кристаллов отдельных слоев исчезает, а вместе с этим стираются границы между слоями.

В снежном покрове, состоящем из неоднородных слоев, перекристаллизация протекает очень интенсивно. При этом в наиболее рыхлых слоях снега увеличивается разрыхленность и воздухопроницаемость. В рыхлом снеге вынос вещества в 1,67 раза больше, чем в плотном мелкозернистом снеге.

В результате процессов перекристаллизации, которая может происходить в твердой фазе, парообразной и с участием жидкой фазы возникают следующие типы снега (табл. 1).

Прошлогодний зернистый или уцелевший к концу сезона таяния снег называется фирном. Процессы фирнизации возникают, когда мощная толща нового снега создает большое давление и внутри этой толщи не происходит температурных колебаний. Характерной особенностью процесса сухой фирнизации является большое уплотнение и оседание. Возможен другой тип фирнизации — с участием талой воды, при этом происходит оплавление и округление ледяных частиц, их сближение. Мелкие зерна могут растаять, а крупные за их счет увеличиваются в размерах и приобретают вертикальную ориентировку оптической оси.

Конечной стадией метаморфического льдообразования является образование льда, который отличается от фирна тем, что ледяные кристаллы образуют сплошную монолитную породу с замкнутыми воздушными включениями.

Типы льдообразования. Процесс льдообразования протекает по-разному в различных географических условиях и приводит к образованию определенных видов льдов. В настоящее время считается возможным выделить три типа льдообразования. Рекристаллизационный тип происходит в условиях низких температур при отсутствии таяния в течение всего года. В этих условиях процесс льдообразования затягивается на несколько лет и заканчивается на большой глубине. Процесс льдообразования происходит при высоком внешнем давлении, важную роль играет механическое уплотнение фирна. Образуется лед с определенными свойствами. Прежде всего, данный тип льда отличается большим количеством воздушных включений самой разнообразной формы, чаще всего напоминающей первоначальные поры фирновых толщ. Большое содержание воздуха внутри льда определяет молочно-белый цвет рекристаллизационного льда. Объемный вес льда 0,70—0,80 *г/см*^{3}. Кристаллы льда мелкие (в сечение 2—20 *мм*^{2}), и оптические оси кристаллов не имеют предпочтительной ориентировки (рис. 2).

Инфильтрационный тип формируется в районах, где летом происходит таяние на поверхности ледника; талая вода, инфильтруясь в нижние слои, замерзает в толще фирна. Льдообразование происходит при температурах, близких к точке плавления льда. Талая вода, заполняя поры, вытесняет воздух из фирновых толщ. Поэтому инфильтрационный лед отличается меньшим количеством воздушных включений, цвет льда беловато-голубой, объемный вес 0,80—0,90 *г/см*^{3}. Кристаллы льда с хорошей огранкой (гипидиоморфная форма) и крупнее (с сечением 5—40 *мм*^{2}), оптические оси кристаллов имеют предпочтительную ориентировку. Большинство ледников сложены инфильтрационным льдом.

Конжеляционный тип льдообразования происходит в условиях нового зарождения и развития кристаллов льда при за-

Типы снега (по Г. К. Тушинскому) Таблица 1

Вид снега	Плотность	Характеристика
I. **Первичные формы** (твердые осадки) Ледяные кристаллы	—	Различаются пластинки, звездчатые кристаллы, столбики, иглы, пространственные древовидные кристаллы, увенчанные столбики и неправильные кристаллы; кристаллы могут быть поломанными, покрытыми изморозью, соединенными в группы, мокрыми
Снежная крупа	—	Сюда же входят ледяной дождь и град
Иней, изморозь	—	Сюда входят также твердый налет и гололед
II. **Вторичные формы** (снежный покров)		
1. Свежевыпавший сухой снег		
а) пушистый	0,05—0,1	Состоит из хорошо сохранившихся снежинок, выпадающих при полном безветрии и температурах, близких к 0°; исключительно подвижен, образует рыхлую толщу белого цвета, похожую на пух
б) игольчатый	0,1—0,15	Состоит из тонких ледяных игл, образуется при низких температурах (ниже —15°), обычно ложится тонким слоем, весьма неустойчив и подвижен
в) метелевый	0,18—0,20	Состоит из поломанных снежинок со следами окатки, возникает во время или после снегопада при ветре, пластичен, чистого белого цвета
2. Свежевыпавший мокрый снег	—	Состоит из крупных влажных хлопьев, слипшихся снежнок, образуется при температуре около 0°, очень липкий и скользкий
3. Уплотненный снег		
а) осевший, сухой	0,15—0,18	Уплотнен от действия собственного веса, сохраняет первичные кристаллические формы, большей частью рыхлый и рассыпчатый, образует весьма непрочные комья
б) осевший, влажный	—	Уплотнен от действия повышенной температуры, теплого влажного ветра или дождя, снежинки оплавлены, и снег превращен в однородную массу, хорошо лепится в снежок, может образовывать крупные снежные шары и глыбы

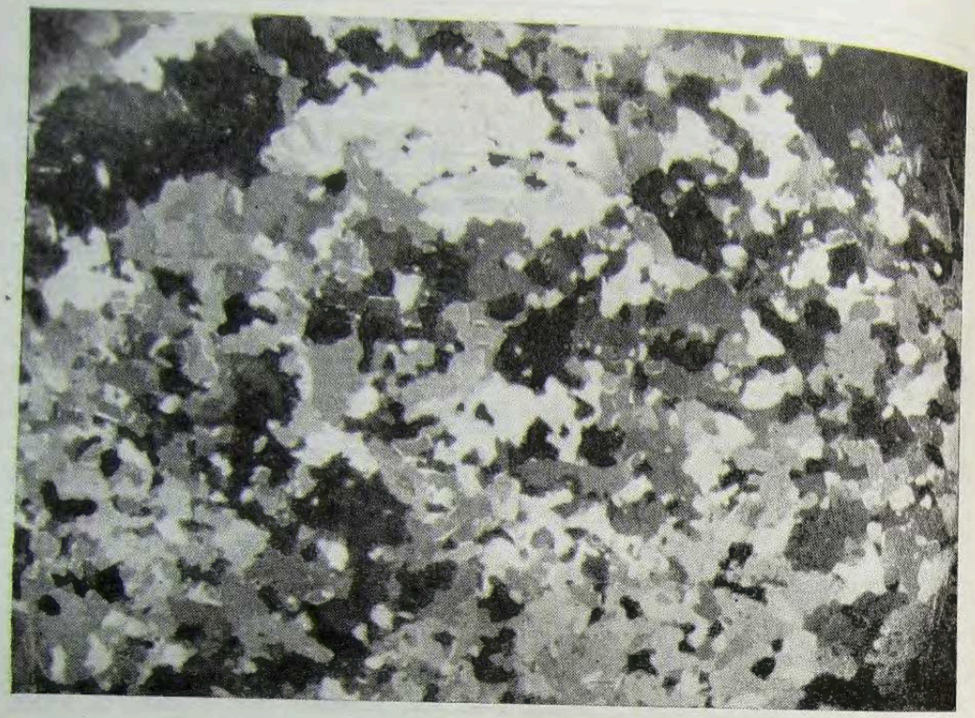
Продолжение табл. 1

Вид снега	Плотность	Характеристика
в) метелевый (ветровая доска)	0,30—0,50	Образуется от действия сильного ветра (10—40 *м/сек*), состоит из окатанных и отсортированных ветром зерен, плотно уложенных и слабо проницаемых для водяного пара, четко отделяется от подстилающего снега, имеет мощность часто более 20—30 *см* (до 100—150 *см*), может разламываться на куски при осадке
4. Фирнизированный снег	—	Фирновым или фирнизованным называется снег с возрастом менее 1 года, более старый снег следует называть фирном
а) мелкозернистый	—	Состоит из мелких ледяных зерен (0,5—1 *мм*) пластичен, беловато-серого цвета, зерна до 0,5 *мм* следует относить к очень мелким
б) среднезернистый	—	Состоит из бесформенных ледяных зерен размером 1—2 *мм*, рассыпчатый, хрупкий, сероватого цвета
в) крупнозернистый	—	Состоит из угловатых зерен размером 2—5 *мм*, нередко ограненных, сыпучий, голубовато-серый или серый; если зерна крупнее 4 *мм*—снег очень крупный
г) глубинный иней	—	Состоит из крупных прозрачных и полых ледяных кристаллов, лежащих рыхло, мало связанных, подвижных и сыпучих; нередко выделяется в особый род снега. Следует предпочесть название «глубинная изморозь», снег с большим содержанием глубинной изморози, иногда называют снегом-плывуном

мерзании воды. Конжеляционный лед отличается малым содержанием воздушных включений, имеющих в основном цилиндрическую или нитевидную форму. Цвет льда голубой. Кристаллы имеют удлиненную призматическую форму, ориентированы преимущественно главными кристаллографическими осями перпендикулярно плоскости замерзания. При изменениях термического режима образуется слоистая текстура в результате фронтального выклинивания. Объемный вес льда 0,90—0,91 *г/см*^{3}. Конжеляционные льды образуют основную массу льдов замерзающих водоемов.

Помимо трех основных типов существует смешанный тип льдообразования, при котором в верхних и нижних слоях возникают разные типы льдов. В верхних слоях формируется инфильтрационный лед, который образуется при замерзании талой воды, процитывающей слои снега на поверхности. Этот лед мелкозерни-

а



б



в



Рис. 2. Типы льда: *а* — рекристаллизационный; *б* — инфильтрационный; *в* — конжеляционный

стый с площадью сечения кристаллов 4—10 *мм*². Лед насыщен воздушными включениями разнообразной формы. Нижние слои образуются из замерзающей воды. Кристаллы имеют вертикальное удлинение с ориентировкой оптических осей перпендикулярно поверхности замерзания. Эти слои содержат воздушные включения сферической и цилиндрической формы. Такой тип льдов формируется на поверхности замерзающих морей и озер.

ЛИТЕРАТУРА

Котляков В. И. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Тушинский Г. К., Гуськова Е. Ф., Губарева В. Д. Перекристаллизация снега и возникновение лавин. Изд-во МГУ, 1953.

Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Шумский П. А. Исследование ледникового покрова Антарктиды. «Природа», 1957, № 7.

ГЛАВА II

НЕКОТОРЫЕ МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СНЕГА И ЛЬДА

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ЛЬДА

В случае приложения ко льду какой-либо нагрузки лед начинает деформироваться, при этом в зависимости от условий и характера загружения он ведет себя как упругое, пластическое или хрупкое тело. Чаще всего эти три свойства проявляются совместно в различных комбинациях. Так, при медленном загружении наряду с упругими деформациями происходят вязко-пластические деформации, которые могут сопровождаться образованием внутренних микротрещин и закончиться хрупким разрушением. При импульсных нагрузках характерны упругие деформации и хрупкое разрушение.

Под действием небольшой нагрузки лед может изменять свою форму без разрушения структуры и изменения объема, как бы течь. Известно, например, что горные ледники «текут» с определенной скоростью и что это течение напоминает в некоторой степени течение рек. Поэтому пластические деформации льда иногда сравнивают с течением очень вязкой жидкости.

Общая деформация поликристаллического льда складывается из деформации его кристаллов и их относительных смещений. Медленная деформация льда сопровождается процессами режеляции обломков кристаллов и рекристаллизацией, приводящей к изменению структуры льда.

Кристалл льда можно представить как совокупность очень тонких прочных и одновременно гибких пластинок, перпендикулярных к его оптической оси. Эти элементарные пластинки толщиной около 0,06 *мм* соответствуют слоям наиболее густого расположения атомов и могут сравнительно легко сдвигаться относительно друг друга. Скольжение элементарных пластинок может происходить приблизительно одинаково легко в любом направлении базисной плоскости и на любую величину, вплоть до полного извлечения частей кристалла. В тех случаях, когда направление сил, вызывающих сдвиг, не совпадает с базисной плоскостью, происходят одновременно изгиб элементарных пластинок и их относительные сдвиги. И только при температуре, близкой к точке плавления,

пластические сдвиги могут происходить в любых направлениях, так как в этом случае разрушаются внутренние связи в кристалле.

Возможны три основных направления сдвигающих усилий относительно базисной плоскости кристаллов (рис. 3). В случае *1*, когда направление сдвигающего усилия совпадает с базисной

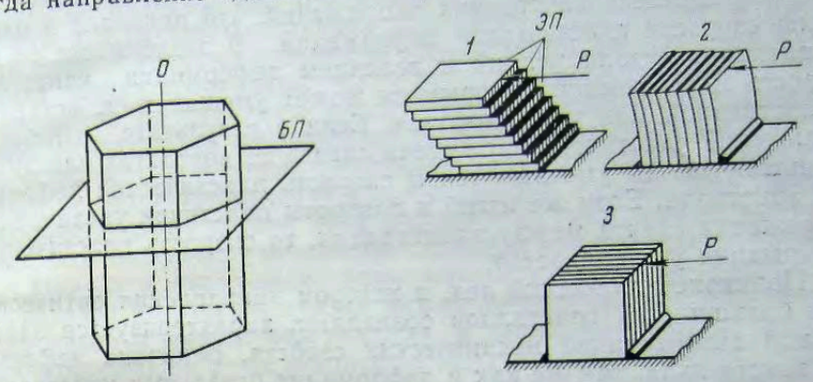


Рис. 3. Основные направления сдвигающих усилий относительно базисной плоскости кристалла:

О — оптическая ось кристалла; *БП* — базисная плоскость; *ЭП* — элементарные пластинки; *Р* — сдвигающее усилие; *1* — направление плоскости сдвига совпадает с *БП*; *2* — направление сдвигающего усилия параллельно *О*; *3* — направление сдвигающего усилия перпендикулярно *О* и действует в плоскости, перпендикулярной *БП*

плоскостью кристалла, происходит только трансляция пластинок и деформация является пластической. Если сдвигающее усилие параллельно оптической оси кристалла (случай *2*), то элементарные пластинки кристалла изгибаются упруго, при этом имеют место небольшие относительные сдвиги пластинок по базисным плоскостям за счет их искривления. После того как напряжения в элементарных пластинках достигнут некоторого предела, пластинки ломаются. Деформация при таком направлении сдвигающего усилия является упруго-пластической и при возрастании напряжения сменяется разрушением. В случае *3*, когда направление сдвигающего усилия перпендикулярно оптической оси кристалла и действует в плоскости, перпендикулярной к базисной, элементарные пластинки допускают только упругую деформацию. При увеличении напряжения возможен изгиб пластинок за счет потери устойчивости и некоторых сдвигов в направлениях, не совпадающих с направлением сдвигающего усилия. Дальнейшее увеличение напряжения приведет к разрушению кристалла.

В тех случаях, когда усилие сдвига не совпадает точно ни с одним из указанных трех направлений, происходят как упругие, так и пластические деформации. В момент приложения усилия упругая деформация кристалла распространяется со скоростью акустических волн. Элементарные пластинки при этом еще как бы жестко соединены друг с другом, изгиб пластинок затруднен, и

общая деформация мала. Возникающие при этом внутренние напряжения сдвига вызывают соответствующие относительные скольжения элементарных пластинок, характерные для пластической деформации.

Скольжение пластинок и их изгиб в свою очередь вызывают перераспределение внутренних напряжений, что приводит к изменению скорости пластической деформации. В зависимости от направления действия усилий и величины деформации кристалла скорость пластической деформации может уменьшаться, оставаться постоянной или увеличиваться. Если в результате изгиба и скольжений пластинок напряжения сдвига на контактах пластинок уменьшаются, то уменьшается и скорость пластической деформации кристалла. Если же изгиб и повороты пластинок увеличивают напряжения сдвига между пластинками, то скорость пластической деформации увеличивается.

Поликристаллический лед, в котором направления оптических осей большинства кристаллов совпадают, характеризуется значительной анизотропией механических свойств. Величина деформации такого льда, так же как и деформация отдельных кристаллов, в значительной степени зависит от направления действия приложенных сил относительно направления осей большинства кристаллов. Но, учитывая возможность относительных скольжений кристаллов, а также тот факт, что в деформированном массиве льда напряжение почти всегда неоднородно и, следовательно, напряжения сдвига действуют в различных направлениях относительно осей кристаллов, анизотропия проявляется в несколько меньшей степени, чем у монокристалла льда. Если же лед состоит из беспорядочно ориентированных кристаллов, то его можно рассматривать как изотропное тело.

Деформация поликристаллического льда происходит в основном за счет трех факторов — упругих и пластических деформаций кристаллов, перемещений кристаллов относительно друг друга и разрушения кристаллов. Все эти факторы тесно связаны и оказывают взаимное влияние друг на друга. Одновременно с ними во льду идут процессы рекристаллизации, которые также оказывают влияние на характер деформации. Кристаллы, у которых базисные плоскости близки к направлению усилий сдвига и поэтому в процессе деформирования испытывают меньшее напряжение, растут за счет менее выгодно ориентированных более напряженных кристаллов. Некоторые перенапряженные кристаллы разрушаются, и появляются обломки кристаллов, свободные в начале их образования от напряжений, которые также растут за счет старых напряженных кристаллов и затем сами испытывают напряжения и деформируются. Таким образом, за счет рекристаллизации происходит своеобразное «залечивание» трещин. Этим и объясняется тот факт, что в ряде случаев лед «течет» и не имеет видимых пределов деформирования.

В момент приложения нагрузки к образцу или массиву поликристаллического льда происходит упругая деформация, обусловленная исключительно упругими деформациями кристаллов. В результате этой первичной упругой деформации возникают напряжения внутри кристаллов и на контактах между ними, которые вызывают пластические деформации кристаллов, их относительные сдвиги и в некоторых случаях разрушение кристаллов. В начальный момент возможны большие концентрации напряжений в некоторых точках кристаллов, затем происходят внутренние сдвиги и скольжения по границам кристаллов, сопровождаемые образованием микротрещин и частичным разрушением кристаллов, что ведет к перераспределению внутренних напряжений и частичному их выравниванию. Происходит перекомпоновка частиц льда, которая улучшает сопротивление льда нагрузке и увеличивает жесткость льда, что вызывает уменьшение скорости его деформирования.

Наряду с указанным упрочнением в процессе деформации происходит нарушение связей между элементарными пластинками кристаллов и между кристаллами, а также разрушение кристаллов, приводящее к расслаблению льда и соответственно к увеличению скорости его деформирования. Таким образом, под воздействием нагрузки в поликристаллическом льде одновременно происходят два противоположных процесса: с одной стороны, нарушение связей и расслабление, а с другой — восстановление связей и упрочнение. Характер деформации и разрушения определяется тем, какой из этих вроцессов преобладает.

В процессе деформирования во льду возникают трещины, которые могут распространяться в пределах одного кристалла или проходить сразу по нескольким кристаллам. Трещины чаще всего возникают параллельно базисной плоскости или перпендикулярно ей. При текучести льда под давлением внутренние трещины «приспосабливают» анизотропную кристаллическую структуру льда к пластическим деформациям. Такие трещины могут иметь малые размеры и в процессе деформирования даже частично исчезать за счет сублимации и рекристаллизации. В тех случаях, когда во льду возникают растягивающие напряжения, возникают благоприятные условия для роста трещин, приводящих к разрушению льда.

Под действием динамических нагрузок трещины во льду возникают при прохождении упругой волны нагрузки и волн разгрузки. Они приурочены к зонам, где при прохождении этих волн возникают максимальные растягивающие напряжения.

УПРУГИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА

При изменении величины нагрузки, действующей на лед, возникают три различных рода деформации: 1) упруго-обратимая «мгновенная» деформация, распространяющаяся со скоростью звуковых колебаний; 2) медленно обратимая деформация упругого последействия, которую иногда называют эластической; 3) необратимая деформации ползучести. Все три рода деформации взаимо-

связаны, и нет четких границ между ними, особенно трудно выделить обратимую деформацию последействия. Начальная стадия обратимой деформации последействия начинается непосредственно за мгновенной упругой деформацией и воспринимается обычно как упругая деформация. Последующая же ее стадия является частью деформации ползучести. Интенсивность нарастания деформации последействия имеет наибольшее значение в начальный момент после изменения нагрузки, поэтому при статических методах исследований выделить часто упругую часть деформации весьма затруднительно. Это и является основной причиной значительного расхождения приводимых различными исследователями количественных значений параметров, характеризующих упругие свойства льда.

Упругие свойства материала принято характеризовать величинами модуля упругости E, модуля сдвига G и коэффициента поперечной деформации (коэффициента Пуассона) μ.

Модуль упругости характеризует сопротивляемость льда упругой деформации при сжатии или растяжении и определяется из выражения

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E}, \qquad (II,1)$$

где σ — величина нормального напряжения; ε — относительное сжатие или растяжение.

Таким образом, модуль упругости E является коэффициентом пропорциональности, связывающим нормальное напряжение и относительное сжатие (или растяжение), исходя из предположения о наличии линейной связи между деформацией и напряжением.

Для определения модуля упругости льда применяются два метода: динамический и статический. Динамический метод основан на вычислении модуля по скорости распространения во льду упругих колебаний. Сущность статического метода заключается в измерении величины деформации при испытании образцов льда на сжатие, растяжение или изгиб.

Первые опыты по определению модуля упругости льда при статических нагрузках были проведены Юнгом и Беваном еще в начале прошлого столетия. Позже такие опыты проводились многочисленными исследователями. Получаемые значения модуля упругости льда варьировали в весьма широких пределах — от 5000 до 100 000 *кг/см²*. Долгие годы такой разброс значений модуля упругости вызывал удивление и подчас недоверие к результатам исследований различных авторов. Лишь сравнительно недавно удалось выяснить причину этих вариаций.

Большой разброс в результатах измерений модуля упругости льда объясняется тем, что при статическом методе исследований деформации льда замеряются не в момент приложения нагрузки, а спустя некоторый промежуток времени. Этот промежуток обычно

небольшой и измеряется секундами, однако этого достаточно для того, что наряду с «мгновенной» упругой деформацией произошла ощутимая деформация последействия. В итоге получается, что определяемый по замеренной суммарной деформации модуль упругости не характеризует сопротивляемость льда мгновенной упругой деформации, а является мерой сопротивляемости льда обратимой деформации за определенный промежуток времени.

Чем больше напряжение, вызываемое нагрузкой, тем более существенную роль составляет эластическая составляющая деформации. Если упруго-мгновенную деформацию можно считать прямо пропорциональной величине напряжения, то эластическая и пластическая деформации увеличиваются с ростом напряжений значительно интенсивнее, примерно пропорционально квадрату величины напряжения. Поэтому величина деформации льда, замеряемая через определенный промежуток времени после приложения нагрузки, скажем через 5—10 *сек*, будет возрастать с увеличением напряжений не в линейной зависимости, а более интенсивно. Вычисляемый на основании замеров деформации модуль упругости соответственно должен уменьшаться с увеличением напряжений, что и подтверждено многочисленными опытами.

Более стабильные значения модуля упругости льда получают при динамических методах испытаний. Скорость распространения во льду упругих волн практически не зависит от величины нагрузки и определяется лишь плотностью льда, его структурой и температурой. Установлено, что динамический модуль упругости льда увеличивается при понижении температуры. Так, если при —2° модуль упругости льда около $90 \cdot 10^3$ *кг/см²*, то при —40° он увеличивается до $95 \cdot 10^3$ *кг/см²*. Существенные различия модулей упругости наблюдаются у льдов различной плотности, например, по данным У. Накая, динамический модуль упругости ледникового льда плотностью $\rho = 0{,}914$ *г/см³* составляет $90 \cdot 10^3$ *кг/см²*, при плотности льда $\rho = 0{,}90$ он уменьшается до $70 \cdot 10^3$, а при $\rho = 0{,}70$, он составляет лишь $40 \cdot 10^3$ *кг/см²*.

Следует подчеркнуть, что динамический модуль упругости является мерой скорости распространения упругих волн и поэтому характеризует лишь ту часть обратимой деформации льда, которая происходит «мгновенно» в момент приложения нагрузки.

Таким образом, модуль упругости льда является в некоторой степени неопределенной величиной и в каждом случае требуется указывать, каким способом он определен и для каких целей требуется значение модуля. Если под упругой деформацией льда подразумевать лишь ту часть обратимой деформации, которая происходит со скоростью звуковых волн, то модуль упругости следует определять лишь на основании динамических методов исследований. В этом случае наиболее достоверной величиной модуля упругости поликристаллического льда будет $E_{мгн} = 90\,000$ *кг/см²*. Этой величиной и рекомендуется пользоваться для определения скоростей звуковых и ударных волн во льду и для расчетов вели-

чины упругой деформации льда при динамическом воздействии нагрузок.

При длительном действии нагрузок за начальную упругую деформацию часто целесообразнее принимать величину обратимой деформации, возникающую в течение первых секунд после приложения нагрузки, как более ощутимую величину. Для приближенных расчетов величины такой деформации при сжатии, растяжении или изгибе величину модуля упругости льда можно принимать равной $E_{ст} \approx 40\,000$ *кг/см²*. Для более точных расчетов необходимо учитывать зависимость модуля обратимой деформации от величины напряжений и времени их действия, т. е. вводить понятие переменного модуля упругости, как это сделано в механике мерзлых грунтов (Вялов и др., 1966). В этом случае модуль упругости будет характеризовать величину обратимой деформации в зависимости от времени действия нагрузки и его значение будет изменяться в пределах от $E_{мгн}$ (динамического модуля) до $E_{ст}$ соответствующего случаю длительного действия нагрузки.

Модуль сдвига характеризует сопротивляемость льда упругой деформации сдвига и равен

$$G = \frac{\tau}{\gamma}, \qquad \text{(II,2)}$$

где τ — напряжение сдвига; γ — угловая деформация.

Модуль упругого сдвига, так же как и модуль упругости, может характеризовать или только «мгновенную» угловую деформацию, или обратимую часть деформации сдвига за определенный промежуток времени. Соответственно для расчетов упругой деформации при динамическом воздействии нагрузок можно принимать $G_{мгн} \approx (30—34) \cdot 10^3$ *кг/см²*, а для расчетов обратимой деформации сдвига при длительном действии нагрузок $G_{ст} \approx 15 \cdot 10^3$ *кг/см²*.

Коэффициент упругой поперечной деформации, называемый часто коэффициентом Пуассона, представляет собой отношение поперечной деформации образца льда (относительного изменения поперечных размеров) к продольной деформации при одностороннем сжатии или растяжении и возможности свободного изменения размеров образца в поперечных направлениях. Этот коэффициент связан с модулем упругости и модулем сдвига зависимостью

$$\mu = \frac{E}{2G} - 1. \qquad \text{(II,3)}$$

Значения коэффициента поперечной деформации, по данным различных исследователей, находятся в пределах 0,26—0,49 (Вейнберг, 1940). Б. А. Савельев (1953) рекомендует принимать для расчетов значение коэффициента поперечной деформации равным 0,36.

ПОЛЗУЧЕСТЬ ЛЬДА

Ползучестью льда принято называть медленно и непрерывно растущую во времени деформацию материала под действием внешних усилий и внутренних напряжений. Процесс ползучести связан с непрерывным изменением формы тела без изменения его

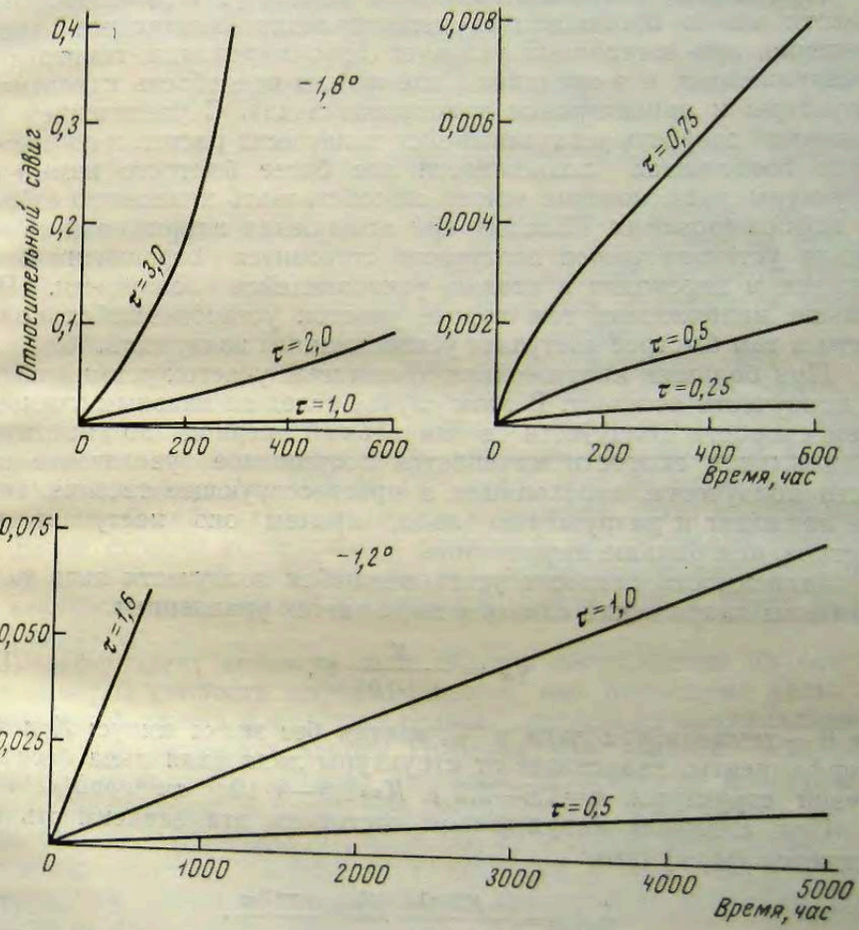


Рис. 4. Кривые ползучести поликристаллического льда при чистом сдвиге (τ — касательное напряжение, *кг/см²*)

объема и возникает только при наличии напряжений сдвига, так как при равномерном всестороннем сжатии происходит лишь уплотнение материала. Ползучесть льда иногда называют текучестью или характеризуют как пластическую деформацию. Характер кривых ползучести поликристаллического льда показан на рис. 4.

Деформация ползучести начинается после приложения нагрузки непосредственно вслед за начальной упругой деформацией. Скорость ползучести во всех случаях в начальный период в какой-то степени замедляется, после чего она может оставаться постоянной или начать снова увеличиваться в зависимости от структуры льда, температуры и величины действующих напряжений.

При малых напряжениях сдвига стадия установившейся ползучести может продолжаться неопределенно длительное время (конечно, при постоянных условиях деформирования, температуре и напряжениях и в пределах, где можно пренебречь изменением структуры и ориентировки кристаллов льда). С увеличением напряжений скорость установившейся ползучести растет, и соответственно появляются возможности для более быстрого изменения структуры льда, которое может способствовать изменению скорости деформирования. Поэтому при повышении напряжений сдвига стадия установившейся ползучести становится ограниченной во времени и переходит в стадию ускоряющейся ползучести. Чем больше напряжение, тем короче участок установившейся ползучести и тем быстрее наступает ускоряющаяся ползучесть.

При больших напряжениях отчетливый участок установившейся ползучести исчезает. В этом случае вслед за плавным уменьшением скорости ползучести в начальный период до некоторой минимальной скорости начинается постепенное увеличение скорости ползучести, переходящее в прогрессирующее течение, которое приводит к разрушению льда, причем оно наступает тем быстрее, чем больше напряжение.

Зависимость скорости установившейся ползучести льда γ_∞ от величины напряжений сдвига τ выражается уравнением

$$\gamma_\infty = \frac{K}{1+|\theta|}\tau^n, \qquad \text{(II,4)}$$

где θ — температура льда в °С, взятая без знака минус; K и n — коэффициенты, зависящие от структуры льда (для льда беспорядочной структуры $n=1{,}6$—$2{,}2$ и $K=1{,}6$—$4\cdot10^{-5}$ $см^{2n}град/кг^n час$).

При сложном напряженном состоянии эта зависимость выражается формулами:

$$\dot{\varepsilon}_{x(y,z)} = \frac{KS^{n-1}}{1+|\theta|}\cdot\frac{\sigma_{x(y,z)}-\sigma_{ср}}{2}, \qquad \text{(II,5)}$$

$$\dot{\gamma}_{xy(yz,zx)} = \frac{KS^{n-1}}{1+|\theta|}\cdot\tau_{xy(yz,zx)}, \qquad \text{(II,6)}$$

где S — интенсивность касательных напряжений, которая по величине близка к значению максимального напряжения сдвига; $\sigma_{ср}$ — среднее нормальное напряжение.

$$\sigma_{ср} = \frac{\sigma_x+\sigma_y+\sigma_z}{3}. \qquad \text{(II,7)}$$

Величина деформации, накапливающаяся в течение начального периода ползучести, характеризующегося уменьшением скорости деформации, равна

$$\gamma_{нп} = B_1(t)\,\tau^n, \qquad \text{(II,8)}$$

где $B_1(t)$ — функция, отображающая величину деформации в течение первого периода ползучести при $\tau=1$

$$B_1(t) \approx \frac{K}{1+|\theta|}t\cdot\left(1+\frac{at_0}{1+at}\right), \qquad \text{(II,9)}$$

где t — время, a и t_0 — эмпирические коэффициенты ($a\approx0{,}5$; $t_0=30\div100$ часов).

При переменной нагрузке закономерности ползучести льда усложняются. Скорость ползучести льда определяется не только величиной действующих напряжений, но зависит также от «истории загружения»; величины предшествующих нагрузок и времени, прошедшего после их приложения и изменения.

В ряде работ ползучесть льда рассматривалась как вязкое течение и делались попытки характеризовать скорость этого течения коэффициентом вязкости. Однако экспериментально определяемые значения коэффициента вязкости варьировали в таких широких пределах (от 10^{10} до 10^{15} *пуаз*), что не удавалось установить какой-либо закономерности изменения этого коэффициента. Более строгие исследования показали, что основной причиной таких расхождений является то, что коэффициент вязкости льда не является определенной физической константой, а имеет условный характер.

Коэффициент вязкости льда обычно вычисляется на основании замеров скорости деформирования, как отношение величины напряжений сдвига к скорости сдвига, исходя из предположения, что лед удовлетворяет закону Ньютона для вязкой жидкости, т. е. предполагается наличие линейной зависимости между величиной напряжений и скоростью деформаций. Фактически же эта зависимость — формулы (II, 6) и (II, 8) — имеет явно нелинейный характер, поэтому коэффициент вязкости у льда потерял свой физический смысл и превратился в переменную величину, зависящую от многих факторов.

Если стадию установившейся ползучести рассматривать условно, как вязкое течение, то коэффициент вязкости льда для этого случая, используя формулу (II, 6), должен быть равен

$$\eta = \frac{1+|\theta|}{KS^{n-1}}, \qquad \text{(II,10)}$$

т. е. он зависит от структуры льда, характеризующейся в данном случае коэффициентами K и n, его температуры и интенсивности касательных напряжений.

В тех случаях, когда не наблюдается длительной стадии установившейся ползучести, коэффициент вязкости становится совершенно неопределенной величиной. Поэтому коэффициент вязкости льда можно рассматривать лишь как условную величину, характеризующую отношение величины напряжений к скорости ползучести при заданных условиях деформирования и в заданный момент времени.

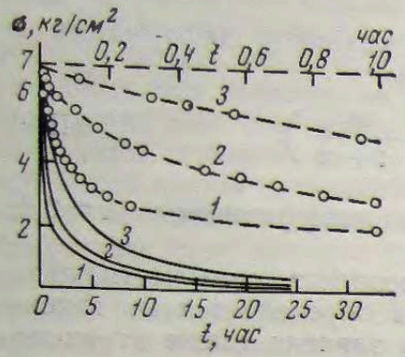


Рис. 5. Релаксация напряжений в образцах льда беспорядочной структуры при сжатии при температуре —3°:
1 — σ=7 *кг/см²*, t_0 = 0,1 *час*; *2* — σ = 7 *кг/см²*, t_0 = 1,4 *час*; *3* — σ = 7 *кг/см²*, t_0 = 8,0 *час* (t_0 — продолжительность ползучести под нагрузкой до начала релаксации)

С ползучестью льда связано явление релаксации напряжений при постоянстве деформации. Если ко льду приложить внешнее усилие, а затем ограничить нарастание деформации, сохранив ее величину неизменной, то упругая часть общей деформации начинает уменьшаться за счет соответственного нарастания пластической деформации. С уменьшением упругой части деформации уменьшается и сила сопротивления льда.

Скорость релаксации напряжений зависит от структуры и температуры льда, величины начального напряжения и продолжительности деформирования льда до начала релаксации. Сила сопротивления льда при постоянстве его деформации убывает тем быстрее, чем меньше времени между моментом приложения нагрузки и началом релаксации, т. е. напряжения релаксируют тем быстрее, чем меньше времени лед деформировался за счет ползучести (рис. 5).

КРИТЕРИИ РАЗРУШЕНИЯ ЛЬДА

Прочность льда определяется совокупностью критериев разрушения в различных условиях. Для оценки прочности наиболее часто производят испытание образцов льда на одноосное сжатие, срез и изгиб. Более полноценные данные получены при испытаниях на трехосное сжатие, однако такие испытания производятся редко из-за сложности приборов трехосного сжатия. Величина напряжений, при которых лед разрушается, называется предельным сопротивлением или пределом прочности льда.

Для испытаний на сжатие из ледяного покрова или массива льда вырезают образцы в виде кубиков с гранью 7, 10 или 20 *см* и подвергают их сжатию при постоянной скорости деформирования или при постоянной скорости нагружения. Предел прочности льда при сжатии зависит от структуры и температуры льда и условий его деформирования — размеров образца, ориентировки кристаллов относительно направления сжатия, скорости деформирования, которая обусловливается скоростью приложения и нарастания нагрузки. Сопротивление льда усилию, действующему по направлению оптических осей кристаллов, обычно больше, чем сопротивление нагрузке, действующей перпендикулярно к направлению оптических осей.

Понижение температуры способствует увеличению предельного сопротивления. Зависимость прочности от условий деформирования имеет сложный характер. При малых скоростях нагружения разрушение образца происходит в основном за счет появления и роста внутренних трещин в процессе ползучести льда под нагрузкой, поэтому предельное сопротивление оказывается тем больше, чем быстрее достигается предельное состояние. Максимальная прочность наблюдается при скорости нагружения порядка 3 *кг/см²сек*. При дальнейшем увеличении скорости нагружения предельное сопротивление льда начинает уменьшаться, так как появляются условия для хрупкого разрушения при распространении в образце волн упругой деформации. Влияние скорости деформирования особенно сильно сказывается при низкой температуре, а по мере приближения к 0° это влияние уменьшается. Для иллюстрации приводим данные К. Н. Коржавина (1962) о пределах прочности кубиков речного льда размером 10·10·10 *см*³ при сжатии в направлении, перпендикулярном к оси кристаллов (табл. 2).

Таблица 2

Предел прочности речного льда

Скорость деформированная, *см/мин*	Предел прочности, *кг/см²*, при температуре °С					
	0	—2	—4	—6	—8	—10
2	14,5	21,2	27,5	35,0	41,2	48,9
20	9,7	10,0	10,5	11,5	13,0	14,2

Определение функциональной зависимости прочности льда от скорости нагружения весьма затруднительно, поэтому для практических целей чаще всего пользуются более простым показателем — величиной «мгновенной» прочности, соответствующей максимальному сопротивлению при быстром загружении. Реже приводятся показатели длительной прочности, соответствующие величине статической нагрузки, которая вызывает разрушение образца лишь по истечении требуемого «длительного» промежутка времени после приложения нагрузки.

Сопоставление результатов испытаний различных по величине образцов льда показывает, что среднее для большого количества образцов значение прочности по мере увеличения размеров образцов уменьшается. Объясняется это тем, что при увеличении объема деформируемого материала увеличивается вероятность

наличия в образце внутренних дефектов и ослабленных структурных элементов, которые являются потенциальными очагами разрушения.

Прочность льда с беспорядочной структурой обычно несколько выше прочности льда с ориентированной структурой. Например, в ледовом покрове рек прочность мутного льда начального льдообразования в 1,1—1,4 раза больше прочности прозрачного льда правильного кристаллического строения.

Сопротивление льда разрыву при растяжении зависит от тех же факторов, что сопротивление раздавливанию, только величина предела прочности значительно меньше и колеблется в меньших пределах, примерно от 5 до 20 *кг/см*², в то время как предел прочности при сжатии бывает от 10 до 100 *кг/см*². На величину предела прочности при растяжении большое влияние оказывают различные включения во льду и структурные неоднородности, которые могут стать очагом разрушения. Если при сжатии образец льда после появления трещин может допускать еще дальнейшее увеличение нагрузки, то при растяжении образец льда обычно разрывается без предварительного образования трещин, т. е. первая трещина быстро растет и служит причиной разрыва.

Сопротивление льда излому определяется путем изгиба ледяных балок или вырезанных в ледяном покрове консолей. Наиболее вероятными очагами разрушения являются разрывы в растянутой зоне или скалывание в местах наибольших касательных напряжений.

Величина предела прочности льда при изгибе обычно определяется как максимальное растягивающее напряжение в изгибаемом образце, вычисляемое на основании формул, выведенных для изгиба балок из упругого материала. А так как во льду проявляется ползучесть, то определяемая величина прочности получается больше фактического максимального напряжения в образце. Этим и объясняется тот факт, что предел прочности при изгибе бывает несколько больше предела прочности при растяжении.

Сопротивление льда срезу, так же как и предел прочности при других видах разрушения, увеличивается с понижением температуры и может изменяться в зависимости от структуры льда, направления среза относительно направления осей кристаллов и скорости нагружения. Предел прочности при срезе, как правило, меньше предела прочности при растяжении. При вдавливании в лед жесткого тела (штампа) величина сопротивления и характер его разрушения зависят от размеров и формы штампа, скорости вдавливания, а также размеров и конфигурации того объема льда, в который вдавливается штамп. При медленном нарастании нагрузки и при длительном действии нагрузки, вызывающей малые по сравнению с пределом прочности напряжения под штампом, имеет место плавное погружение штампа, обусловленное ползучестью льда. Быстрое нарастание нагрузки вызывает в некоторой зоне около штампа хрупкое разрушение льда с образованием трещин. Предельное сопротивление местному сжатию может быть до 2,5 раза больше предела прочности при одноосном сжатии.

При вынужденных колебаниях, вызывающих знакопеременные напряжения, во льду могут появиться трещины, которые постепенно растут и приводят к разрушению. Поэтому величина предела прочности с увеличением количества циклов нагружения значительно уменьшается.

УПЛОТНЕНИЕ СНЕГА

Снег представляет собой пористую массу, состоящую из относительно прочных, но слабо связанных между собой кристаллов и кристаллических зерен льда, между которыми содержится воздух. Под действием нагрузки кристаллические агрегаты деформируются и сближаются, в результате чего плотность снега увеличивается. В изменении плотности снега большую роль играют процессы метаморфизма, заключающиеся в частичном испарении ледяных кристаллов, миграции паров и их конденсации, округлении кристаллов, росте одних кристаллов за счет других, относительных перемещениях и деформациях кристаллов. Процессы метаморфизма приводят к тому, что плотность и физико-механические свойства снежного покрова непрерывно изменяются.

В свежевыпавшем снеге всегда содержится большое количество воздуха. После падения снежинки начинают ломаться под действием веса новых снежинок, начинается также интенсивный процесс округления зерен, способствующий перемещению кристаллов и их более компактной укладке, т. е. уплотнению. Выпадение новых слоев снега увеличивает давление и вызывает дальнейшее уплотнение. Большое влияние на плотность свежевыпавшего снега оказывают ветер и метелевый перенос, который разрушает первичные снежинки и содействует их более плотной укладке и уменьшению пористости.

Пористость n характеризует отношение объема воздуха к общему объему образца снега. Для сухого снега

$$n = 1 - \frac{\gamma_{сн}}{\gamma_{льда}}, \qquad (II,11)$$

где $\gamma_{сн}$ — объемный вес снега, $\gamma_{льда} = 9{,}17$ *кг/см*³ — объемный вес льда.

При наличии внешнего давления скорость и величина уплотнения возрастают по мере увеличения давления, при этом увеличивается и интенсивность процессов рекристаллизации. З. Иосида (1966) выделил три типа уплотнения снега в зависимости от скорости сжатия. При малой скорости сжатия, не превышающей 10 *мм/мин*, усадка снега происходит равномерно по всей длине сжимаемого образца снега. В начальной стадии сжатия наблюдается быстрое увеличение силы сопротивления снега сжатию, несколько напоминающее упругую деформацию, так как сила

увеличивается пропорционально величине деформации. В последующей стадии нарастание силы сопротивления замедляется. Сжатие снега происходит без разрушения испытываемого образца. Такой тип уплотнения назван пластической усадкой.

Когда скорость сжатия превышает некоторую критическую скорость, которая зависит от структуры снега, его начальной плотности и температуры, происходит разрушительная усадка, которая характеризуется некоторым разрушением снега. Разрушительная усадка в свою очередь делится на два типа. При первом типе происходит разрушение и выкрашивание снега у контакта со штампом, через который передается давление. Сопротивление снега сжатию периодически увеличивается до некоторого предела и резко падает. Эти падения силы сопротивления соответствуют поверхностным разрушениям образца снега. Сжатие происходит в основном за счет разрушения снега у контактов со штампом и основанием. По мере увеличения скорости сжатия скачки силы сопротивления снега уменьшаются и при некоторой второй критической скорости (порядка 30 *мм/мин* и больше) становятся совсем малозаметными. Этот второй тип разрушительной усадки характеризуется образованием около контактов тонких уплотненных пластинок снега, отслаивающихся от основной массы образца.

Для изучения процесса уплотнения снега обычно проводят испытания образцов снега на сжатие в специальных цилиндрах — одометрах, исключающих возможность бокового расширения образца. При сжатии снега постоянной нагрузкой уплотнение начинается в момент приложения нагрузки и нарастает в течение некоторого времени, требуемого для перекомпоновки кристаллов и вытеснения воздуха по мере уменьшения пор. Скорость уплотнения наибольшая сразу же после приложения нагрузки, затем она постепенно затухает. Время стабилизации осадки образца тем больше, чем больше сжимающее давление. Оно зависит также от начальной плотности снега, его структуры и температуры.

Для каждого типа снега при заданной плотности и температуре существует определенное критическое напряжение, до достижения которого нагрузка воспринимается скелетом без существенного нарушения структуры. Деформацию в этом случае можно условно рассматривать как упругую. При превышении указанного критического напряжения происходит нарушение связей между кристаллами, которые деформируются пластически, частично разрушаются и сближаются, в результате чего плотность интенсивно увеличивается.

Критическое напряжение определяется связями между кристаллами снега и прочностью этих зерен, поэтому с понижением температуры оно увеличивается. При низкой температуре процесс уплотнения затрудняется также и при давлении больше критического напряжения. Наиболее легко уплотняется снег при температуре, близкой к 0°, особенно мокрый снег. В процессе уплотнения меняются все основные характеристики механических свойств снега — увеличивается сопротивление внешним нагрузкам, твердость и несущая способность, уменьшается ползучесть.

Кривые изменения плотности снега во времени после приложения нагрузки (рис. 6) напоминают кривые затухающей ползучести. Это объясняется тем, что в процессе уплотнения наряду с разрушением кристаллов решающую роль играют деформации ползучести кристаллов. Скорость деформации кристалла льда, как указано выше, зависит от величины напряжений сдвига. А так как по мере уплотнения напряжения сдвига в кристаллах уменьшаются, то должна уменьшаться и скорость сдвига кристаллов, что приводит к затуханию процесса уплотнения. При ступенчатом увеличении нагрузки каждая новая ступень давления вызывает соответствующий процесс дальнейшего уплотнения и увеличения критического напряжения.

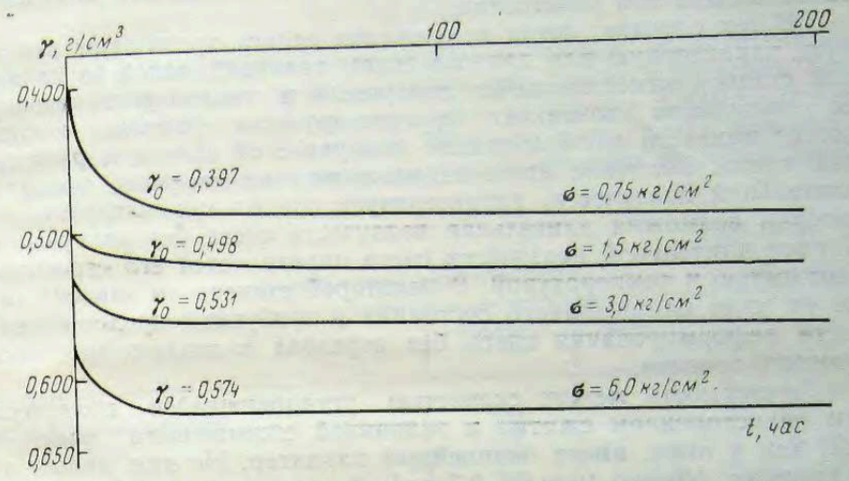


Рис. 6. Изменение плотности снега при компрессионном сжатии (Карташов, 1962)

ПОЛЗУЧЕСТЬ СНЕГА

Общие закономерности ползучести снега имеют много общего с описанными выше закономерностями ползучести льда. Основное различие между ними заключается лишь в численных значениях параметров, характеризующих ползучесть, и возможности некоторого уплотнения снега в процессе ползучести.

Если образец снега подвергнуть длительному сжатию с возможностью бокового расширения, то одновременно с ползучестью в образце будет происходить и уплотнение снега. При этом про-

цесс уплотнения сам связан с деформациями ползучести кристаллов и зерен снега, поэтому он мало отражается на общем виде кривых ползучести. Заметное влияние уплотнение оказывает лишь при длительном сжатии, когда со временем может происходить уменьшение скорости ползучести вследствие изменения свойств снега при уплотнении.

В тех случаях, когда напряжения сдвига превышают некоторую, характерную для данного снега, величину, вслед за начальной стадией замедляющейся ползучести и стадией установившейся ползучести возникает прогрессирующее течение, которое может привести к образованию поверхностей сдвига и разрушению снега. Величина этого напряжения, называемая пределом длительной ползучести, характеризует предельную нагрузку, при которой возможна длительная ползучесть снега без разрушения. Предел длительной ползучести снега определяется его строением, плотностью и температурой. В некоторой степени он зависит также от вида напряженного состояния и требуемой продолжительности деформирования снега без перехода в стадию прогрессирующего течения.

Зависимость между скоростью установившейся ползучести при одностороннем сжатии и величиной сжимающего напряжения, как у льда, имеет нелинейный характер. Но при малых напряжениях, обычно меньше 0,7 *кг/см*^{2}, она практически близка к линейной, что позволяет рассматривать ползучесть как вязкую деформацию и характеризовать скорость деформации коэффициентом вязкости η:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\sigma}{2(1+\mu)\eta}, \qquad (II,12)$$

где $\dot{\varepsilon}$ — установившаяся скорость относительного сжатия снежного образца; σ — напряжение сжатия; μ — коэффициент бокового расширения.

При увелнчении напряжений сжатия выше указанного предела наблюдается более интенсивное увеличение скоростей ползучести по сравнению с ростом напряжений и зависимость $\dot{\varepsilon}$ от σ приобретает сложный характер. Поэтому при использовании формулы (II, 12) в этих случаях приходнтся учитывать, что коэффициент вязкости η является условной переменной величиной, функционально зависящей от величины действующих напряжеиий.

В некоторых случаях пользуются «коэффициентом вязкого уплотнения» η_c, который характеризует скорость уплотнения снега при компрессионном сжатии без возможности бокового расширения:

$$\eta_c = \frac{\sigma}{\dot{\varepsilon}}, \qquad (II,13)$$

где $\dot{\varepsilon}$ соответствует скорости относительного уменьшения объема снега.

Коэффициент η_c связан с коэффициентом вязкости зависимостью

$$\eta_c = \frac{2(1-\mu)}{1-2\mu}\eta. \qquad (II,14)$$

Для снега с относительно небольшой плотностью ($\gamma_{сн} < 400$ *кг/м*^{3}) $\eta_c \approx 2\eta$. Коэффициент вязкости снега колеблется в широких пределах в зависимости от его плотности, структуры и температуры. Так, по данным А. М. Эльмесова (Куваева и др., 1967), для снега в районе Эльбруса получены следующие средние значения коэффициента вязкости.

Таблица 3

Коэффициент вязкости снега

Вид снега	Объемный вес, *кг/м*^{3}	Температура, °С	η, *пуаз**
Свежий метелевый снег	155	—8	$8{,}7\cdot10^8$
	218	—10	$3{,}6\cdot10^9$
	225	—6	$1{,}7\cdot10^9$
Мелкозернистый снег	268	—7	$3{,}5\cdot10^{10}$
	278	—13	$5{,}1\cdot10^{10}$
Среднезернистый снег	260	—13	$4{,}5\cdot10^{10}$
	278	—14	$8{,}7\cdot10^{10}$
	334	—12	$1{,}7\cdot10^{11}$
Ветровая снежная доска	420	—12	$2{,}7\cdot10^{11}$
	450	—10	$3{,}8\cdot10^{11}$

* 1 *пуаз* $= 0{,}1\ \frac{Н\cdot сек}{м^2} \approx 10^{-2}\ \frac{кг\cdot сек}{м^2}$.

Как видно из приведенных данных, коэффициент вязкости снега существенно увеличивается по мере уплотнения снега. Понижение температуры также увеличивает коэффициент вязкости. Кривые ползучести при растяжеиии аналогичны кривым ползучести при сжатии.

При детальном сопоставлении кривых ползучести при сжатии и растяжении обнаружена любопытная особенность: сжатие происходит быстрее, чем растяжение, т. е. коэффициеит вязкости при растяжении больше, чем при сжатии. На первый взгляд это может показаться несколько парадоксальным. Для грунтов и сыпучих сред давление всегда увеличивает внутреннее трение и соответственно затрудняет относительные сдвиги частиц. При быстром сдвиге снега давление также увеличивает внутреннее сопротивление, но при малом давлении и медленной деформации

давление способствует уменьшению сопротивления сдвигу. Были поставлены специальные опыты по сопоставлению скоростей и величины деформации снега при сжатии и растяжении. Для этого в Хибинах проводились одновременные испытания на сжатие и растяжение снега при совершенно одинаковых условиях. Из однородных слоев снега вырезались попарно образцы для растяжения и для сжатия, затем образцы устанавливались рядом и загружались таким образом, что среднее растягивающее напряжение в одном образце точно соответствовало величине напряжения сжатия в другом. Температура в снежной камере, где проводились опыты, была близка к постоянной. Опыты показали, что скорость относительной деформации и ее общая величина при сжатии на всех этапах ползучести оказались примерно в 1,5 раза больше, чем при растяжении (рис. 7).

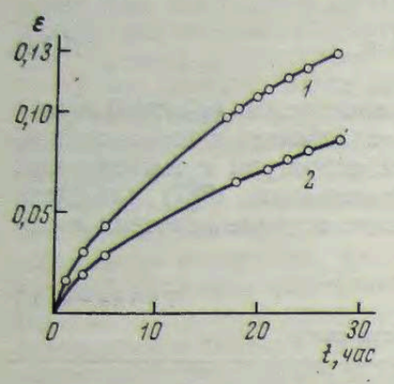


Рис. 7. Ползучесть снега при сжатии (*1*) и растяжении (*2*), по данным К. Ф. Войтковского и В. И. Ворониной, при $\nu = 0{,}38$ *г/см*^{3}; $\sigma = 0{,}43$ *кг/см*^{2}; $t = -4°$

Эффект увеличения скорости ползучести при сжатии можно объяснить тем, что при сжатии возникают местные повышенные напряжения в местах контактов между кристаллическими агрегатами, которые резко увеличивают скорость ползучести кристаллов льда вблизи контактов и облегчают относительные сдвиги кристаллов. При растяжении же концентрация напряжений в точках контактов проявляется в меньшей степени и всегда появляются точки контактов, в которых относительное удаление кристаллов связано с необходимостью разрыва связей между кристаллами. А так как сопротивление льда разрыву намного больше, чем среднее напряжение растяжения снега, то такие контакты, где нет условий для пластической деформации сдвига, концентрируют напряжения растяжения, частично разгружают соседние участки и уменьшают скорость относительных сдвигов кристаллов. Аналогичная картина уменьшения скорости ползучести при растяжении отмечается и при деформировании поликристаллического льда.

Указанная особенность деформирования снега при сжатии и растяжении проявляется лишь при малых нагрузках. Увеличение напряжений сжатия и растяжения изменяет механизм деформирования. Рост давления способствует интенсификации процессов уплотнения и соответствующего упрочнения и увеличения вязкости снега. Увеличение растягивающих усилий, наоборот, приводит к более интенсивному нарушению внутренних связей и ослаблению снега.

В естественных условиях ползучесть снега наиболее отчетливо проявляется в виде медленного сползания снежного покрова с горных склонов, где процессы ползучести обычно сопровождаются процессами перекристаллизации снежной толщи и ее уплотнения.

НЕСУЩАЯ СПОСОБНОСТЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ТВЕРДОСТЬ СНЕГА

Несущая способность снежного покрова характеризует предельную величину местной нагрузки, которую может выдержать покров без разрушения, например давление лыжника, вездехода или колес автомашины. Величина предельного давления на снежный покров помимо строения, плотности и температуры самого покрова зависит от формы и площади штампа, передающего нагрузки, и времени действия последней. Предельное давление зависит от допускаемой глубины погружения штампа.

Чем больше площадь штампа, тем больше зона его влияния по глубине снежного покрова, и соответственно при одинаковом давлении он погрузится на большую глубину. Если же осадка штампа связана с пластическим выжиманием снега из-под штампа, например переувлажненного мокрого снега, то увеличение площади штампа замедлит скорость его погружения. Важную роль играет также отношение периметра штампа к его площади. Чем меньше это отношение, тем легче погружается штамп, поэтому при равных площадях круглый штамп погружается глубже, чем прямоугольный.

Определение сопротивления вдавливанию больших штампов затруднительно, поэтому для характеристики несущей способности снежного покрова обычно пользуются параметрами твердости снега на разных глубинах. Понятием твердости пользуются также для ориентировочной оценки механических свойств и прочности снега. Под твердостью обычно понимается способность материала сопротивляться проникновению в него другого, не получающего остаточных деформаций тела. Применительно к снегу твердость характеризуется сопротивлением снега внедрению в него пенетрометра — измерительного штампа.

Для определения твердости выравнивают поверхность испытываемого образца или слоя снега и специальным прибором вдавливается штамп, при этом фиксируется прикладываемое к штампу усилие и глубина погружения штампа. Твердость выражается как отношение нагрузки, приложенной к площади отпечатка штампа. Таким образом, твердость имеет размерность давления.

В практике применяются конусные и сферические штампы, реже клинообразные. При использовании конусного штампа твердость $\sigma_т$ определяется по формуле

$$\sigma_т = \frac{P}{\pi h^2 \operatorname{tg}^2 \frac{\alpha}{2}}, \qquad (II,15)$$

где P — нагрузка на штамп; h — глубина проникновения штампа; α — угол вершины конуса штампа.

Для сферического штампа

$$\sigma_т = \frac{P}{2\pi r h}, \qquad (II,16)$$

где r — радиус сферической поверхности штампа.

Для определения твердости различных слоев мощного снежного покрова без рытья шурфов и извлечения кернов применяют копровый твердомер — зонд, который погружается в снег под действием падающего груза. Зонд состоит из набора металлических штанг, конусного наконечника, имеющего диаметр несколько больше диаметра штанг, ударного груза и приспособления для передачи ударной нагрузки на штангу. Твердость снега определяется по формуле

$$\sigma_т = \left(\frac{RH}{\Delta h} + R + Q\right)\frac{1}{F}, \qquad (II,17)$$

где R — вес падающего груза; Q — собственный вес зонда, H — высота падения груза; Δh — глубина погружения зонда от одного удара; F — площадь поперечного сечения зонда.

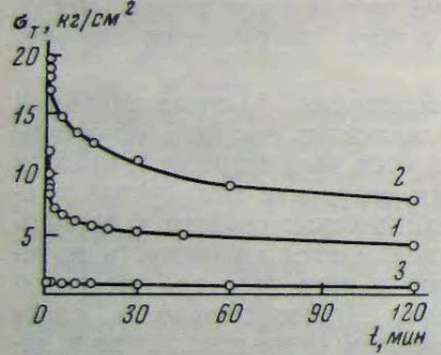


Рис. 8. Изменение твердости метелевого снега в Антарктиде в зависимости от времени действия на сферический штамп (Карташов, 1962):
1 — $\gamma = 0{,}494$ *г/см³*, $\theta = -8°$; *2* — $\gamma = 0{,}434$ *г/см³*, $\theta = -32°$; *3* — $\gamma = 0{,}376$ *г/см³*, $\theta = -32°$

Следует помнить, что получаемые любым из перечисленных методов количественные значения твердости не являются строгими физическими параметрами снега. Они лишь характеризуют сопротивление снега проникновению того или иного штампа или зонда при заданной методике испытаний и могут существенно отличаться даже при незначительном изменении этой методики. Так, по даиным исследований С. Н. Карташова (1962), показатели твердости снега, полученные при испытании сферическим и конусным штампами и при помощи копрового зонда, относятся, как 1 : 2 : 4. Показатели твердости изменяются также в зависимости от скорости приложения, величины и времени действия нагрузки (рис. 8).

Несмотря на условность получаемых характеристик прочности, метод пенетрации используется весьма широко как наиболее

простой и допустимый для полевых условий способ оценки относительной прочности снега. Этот метод позволяет отмечать любые изменения механических свойств снега. Обнаружена удовлетворительная корреляция между твердостью снега, сопротивлением снега сдвигу и показателями его сжимаемости. Это позво-

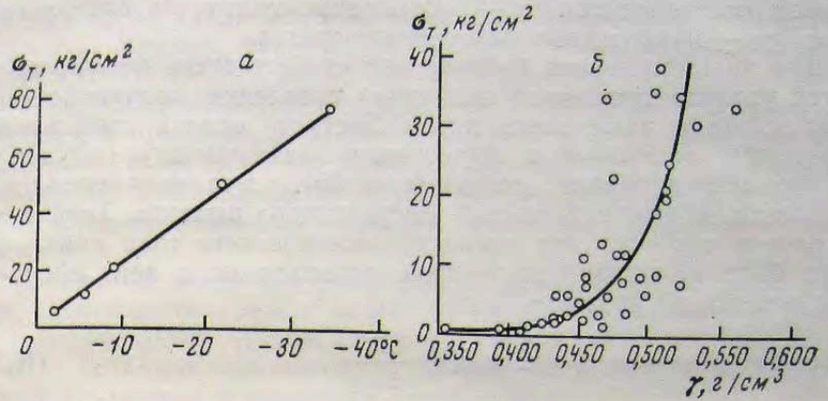


Рис. 9. Зависимость твердости снега от температуры (*а*) и плотности (*б*) (Карташов, 1962):
а — мгновенные испытания мелкозернистого снега ($\gamma = 0{,}495$ *г/см³*) конусным штампом; *б* — мгновенные испытания сферическим штампом при температуре —30°

ляет значительно упростить полевые исследоваиия механических свойств снега, проводя детальные исследования механических свойств лишь для ограниченного количества «типовых» образцов снега, а в остальных случаях ограничиваясь пенетрационными методами испытаний. При этом весьма важно, чтобы методика пенетрационных испытаний во всех случаях была строго одинаковой. Только при этом условии можно получить надежные характеристики относительного изменения механических свойств снега.

Твердость неуплотненного снега незначительна — меньше 0,1 *кг/см²*. Существенное нарастание твердости наблюдается у плотного снега с объемным весом более 400 *кг/м³* (рис. 9). При понижении температуры твердость снега увеличивается примерно в линейной зависимости от температуры (рис. 9, *а*).

СОПРОТИВЛЕНИЕ СНЕГА СДВИГУ И РАЗРЫВУ

Предельное сопротивление снега сдвигу τ_c определяется силами сцепления между зернами снега и силами внутреннего трения, которые в свою очередь зависят от строения, плотности и температуры снега, а также от условий нагружения и деформирования.

Величину τ_c обычно выражают зависимостью

$$\tau_c = C + \sigma \operatorname{tg} \varphi, \qquad (II,18)$$

где C — сопротивление снега сдвигу при отсутствии напряжений сжатия, перпендикулярных к плоскости среза, которые условно называются сцеплением; σ — напряжение сжатия на поверхности среза; $\operatorname{tg}\varphi$ — коэффициент внутреннего трения.

Для характеристики прочностных свойств снега обычно пользуются условно-мгновенной величиной сцепления, полученной при быстром срезе, чаще всего путем быстрого сдвига специальной рамки, присоединенной к пружинному динамометру («Руководство по снеголавинным работам», 1965). Величину сцепления определяют также с помощью сферического штампа. Теоретически определено, что для идеально-пластического тела сцепление может быть вычислено по глубине вдавливания в него сферического штампа по формуле

$$C = 0{,}18 \frac{P}{2\pi r h}. \qquad (II,19)$$

Эта формула отличается от формулы (II, 16) для определения твердости снега лишь численным коэффициентом, т. е. она исходит из наличия однозначной зависимости между показателями твердости и сцепления снега $C = 0{,}18\,\sigma_т$.

Снег не является идеально пластическим телом и закономерности его деформирования имеют более сложный характер; в частности, значительную роль играют объемные деформации уплотнения, которые у идеально пластических тел отсутствуют.

Тем не менее обычно наблюдается определенная коррелятивная связь между твердостью и сцеплением, позволяющая с некоторым приближением оценивать величину сцепления по данным испытаний снега на вдавливание в него сферического штампа, используя формулу (II, 19). Для получения более точных значений величины сцепления по данным испытаний сферическим штампом необходимо для каждого типа снега экспериментально устанавливать свои значения коэффициента взаимосвязи $K = \frac{C}{\sigma_т}$. Вследствие процессов ползучести предельное сопротивление снега сдвигу не является однозначной величиной, а изменяется в зависимости от скорости приложения и времени действия сдвигающего усилия. Соответственно изменяется и величина сцепления.

Максимальные значения C получаются при быстром срезе, когда ползучесть не успевает проявить свое влияние. При медленном сдвиге сопротивление срезу значительно уменьшается. Длительное сцепление, как правило, уменьшается в 3—5 и более раз по сравнению со сцеплением при быстром срезе. Это значит, что срез снега может происходить при напряжениях сдвига, которые по своей величине значительно меньше условно-мгновенного

сцепления, которым принято характеризовать прочность снега. Только срез произойдет не сразу, а спустя некоторый промежуток времени после приложения сдвигающего усилия, необходимый для уменьшения сцепления до величины действующего напряжения сдвига. Характер изменения величины сцепления в зависимости от продолжительности действия сдвигающего усилия до момента среза такой же, как представленное на рис. 8 изменение твердости. Кривые, характеризующие эту зависимость, полностью соответствуют кривым релаксации напряжений.

При понижении температуры снега величина сцепления увеличивается примерно в линейной зависимости от величины отрицательной. И только при температуре, близкой к температуре таяния, часто наблюдается более резкое уменьшение сцепления, обусловленное появлением пленок воды на поверхности кристаллов.

Величина сцепления зависит от структуры и плотности снега. Эта зависимость прежде всего определяется суммарной поверхностью контактов частиц снега в единице объема. При прочих равных условиях сцепление увеличивается в линейной зависимости от суммарной поверхности контактов.

Коэффициент внутреннего трения $\operatorname{tg}\varphi$ также является переменной величиной, зависящей от времени действия усилий сдвига и напряжения сжатия до момента среза, причем эта зависимость имеет сложный характер. С одной стороны, также как и сцепление, коэффициент внутреннего трения имеет максимальное значение при быстром срезе и уменьшается по мере увеличения промежутка времени между приложением нагрузки и срезом. С другой стороны, длительное действие напряжений сжатия может увеличивать плотность снега в области плоскости среза и тем самым вызывать увеличение сцепления и коэффициенты внутреннего трения. На величину угла внутреннего трения оказывает также влияние величина сжимающего напряжения. Для практических целей обычно пользуются условно-мгновенной величиной угла внутреннего трения, полученной аналогично мгновенному сцеплению при быстром срезе.

При необходимости оценки предельного сопротивления снега сдвигу при медленном нарастании усилий сдвига или при длительном их действии следует учитывать уменьшение значений и C и $\operatorname{tg}\varphi$ за счет процессов ползучести и возможность их увеличения за счет уплотнения снега под действием сжимающего напряжения. В этом случае взамен формулы (II, 18) следует применять формулу:

$$\tau_c(t) = C(t) + \sigma \operatorname{tg} \varphi(t), \qquad (II.20)$$

где $\tau_c(t)$ — величина напряжения сдвига, при котором происходит разрушение снега спустя время t после приложения сдвигающего усилия; $C(t)$ и $\varphi(t)$ — соответствующие этой длительности

действия напряжений; τ_c и σ — значения сцепления и угла внутреннего трения.

Сопротивление снега разрыву $\sigma_р$ по своей абсолютной величине близко к величине сцепления (табл. 4). Оно, так же как и сцепление, уменьшается при длительном действии усилия и увеличивается при понижении температуры и уплотнения снега.

Таблица 4

Средние значения угла внутреннего трения, сцепления и сопротивления разрыву снега при быстром разрушении

Характеристика снега	Температура, °С	$\gamma_{сн}$, кг/м³	Угол внутреннего трения φ, град	Сцепление C, кг/см²	Сопротивление разрыву $\sigma_р$, кг/см²
Снежный покров Большого Кавказа (по данным А. М. Эльмесова)					
Свежевыпавший метелевый снег	—6	80	22	0,002	0,00
	—6	180	29	0,01	0,05
	—6	220	17	0,04	0,05
Глубинная изморозь	—5	300	34	0,001	0,02
Крупнозернистый фирн	—3	320	25	0,03	0,07
Смерзшийся фирн	—8	410	54	0,09	0,16
Снежный покров в Хибинах (по данным М. Н. Лаптева)					
Мелкозернистый снег	—2	425	—	0,28	0,25
Среднезернистый снег	—2	428	—	0,14	0,19
Глубинная изморозь	—2	492	—	0,10	0,09
Мелкозернистый фирнизированный смерзшийся снег	—2	480	—	0,70	0,66
Среднезернистый фирнизированный смерзшийся снег	—2	438	—	0,50	0,42

Сопротивление снега разрыву обычно определяется при быстром приложении нагрузки. Для этой цели чаще всего используют специальные рамки с прорезью, которые вдавливают в исследуемый слой снега, очищают со сторон и с помощью динамометра отрывают от массива снега поверхности выреза в рамке. Применяются также приборы для растяжения брусчатых образцов снега («Руководство по снеголавинным работам», 1965). Получаемые при этом значения $\sigma_р$ характеризуют максимальное («мгновенное») сопротивление разрыву снега. При длительном действии растягивающего усилия предельные сопротивления уменьшаются. Определенным пределом длительного сопротивления разрыву снег не обладает. Даже небольшое постоянно действующее растягивающее усилие со временем приведет к разрыву снежного образца, но чем меньше растягивающее напряжение, тем продолжительнее процесс ползучести, заканчивающийся в конечном счете разрывом. Поэтому для оценки возможного сопротивления снега разрыву необходимо учитывать время действия напряжений растяжения и скорость их нарастания или скорость деформации растяжения.

ЛИТЕРАТУРА

Бутягин И. П. Прочность льда и ледяного покрова. Новосибирск, 1966.

Вейнберг Б. П. Лед. М., 1940.

Войтковский К. Ф. Механические свойства льда. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Войтковский К. Ф. Релаксация напряжений во льду. «Информац. сб. о работах по МГГ». М., 1970, № 14 (ротапринт).

Вялов С. С. и др. Методика определения характеристик ползучести, длительной прочности и сжимаемости мерзлых грунтов. М., «Наука», 1966.

Иосида З. Физические свойства льда. В сб.: «Лед и снег», под ред. У. Д. Кингери, перев. с англ. М., «Мир», 1966.

Карташов С. Н. Физико-механические свойства и процессы формирования снежно-фирнового покрова Восточной Антарктиды. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Коржавин К. Н. Воздействие льда на инженерные сооружения. Новосибирск, 1962.

Куваева Г. М. и др. Физические свойства снежного покрова Большого Кавказа. М., «Наука», 1967.

Руководство по снеголавинным работам. Л., Гидрометеоиздат, 1965.

Савельев Б. А., Лаптев М. Н., Лаптева Н. И. Строение, состав, физико-механические свойства снега в Хибинах и их изменение в процессе метаморфизма. В сб.: «Снег и лавины Хибин». М., Изд-во МГУ, 1967 (ротапринт).

ГЛАВА III

ЛЕД И СНЕГ КАК СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

СТРОИТЕЛЬНЫЕ СВОЙСТВА ЛЬДА И СНЕГА

Отличительной особенностью льда и снега как строительных материалов для инженерных сооружений является то, что при повышении температуры окружающей среды выше 0° они тают и, следовательно, теряют качество строительного материала. Поэтому устойчивость сооружений из льда и снега может быть обеспечена лишь в случаях, когда ледо-снежные конструкции защищены от таяния или когда возможная степень их протаивания не превышает величины, допускаемой по условиям эксплуатации сооружения.

Второй особенностью льда и снега являются резко выраженные пластические свойства, которые могут проявляться даже при малых нагрузках, в том числе под действием собственного веса. Вследствие этого большинство конструкций из льда и снега может непрерывно деформироваться и в какой-то степени изменять свое очертание, не разрушаясь. Параметры ползучести и прочности льда и снега в значительной степени изменяются в зависимости от температуры. При использовании снега дополнительно приходится учитывать возможность существенного уменьшения его объема, перекристаллизации и изменения физико-механических свойств снега. Все это накладывает существенный отпечаток на методику оценки устойчивости сооружений из льда и снега.

Пластические деформации конструкций из льда и снега могут достигать значительной величины при относительно малых по сравнению с временным сопротивлением напряжениях. Эти деформации обычно мешают полностью использовать прочность льда и снега и обусловливают то, что основным критерием устойчивости таких конструкций становятся не прочностные характеристики, а параметры ползучести льда и снега.

Лед и снег обладают свойствами режеляции. Эти свойства заключаются в том, что в случае возникновения в местах контакта частиц льда больших давлений, при которых температура таяния понижается и происходит некоторое плавление частиц,

образующаяся при этом вода выдавливается в места, где давление меньше, и там снова замерзает. Процессы режеляции сопровождаются рекристаллизацией, в результате которой уменьшается общее количество кристаллических зерен благодаря росту более крупных за счет уменьшения и исчезновения более мелких. Явления режеляции и рекристаллизации имеют большое практическое значение при использовании льда и снега в качестве строительных материалов, так как они позволяют получить из отдельных кусков монолитные конструкции.

СПОСОБЫ НАМОРАЖИВАНИЯ ЛЬДА

В практике использования льда в качестве строительного материала распространены три способа намораживания льда для создания инженерных конструкций и сооружений:

1. Намораживание льда прерывными поливами.
2. Намораживание льда прерывными поливами с добавлением кускового льда, заготавливаемого на реке или на вспомогательной площадке.
3. Путем кладки ледяных конструкций из призматических глыб льда, которые заготавливаются на реке или озере и подвозятся к месту строительства.

На берегах морей аналогичным образом применяется морской лед и морская вода.

Методом прерывных поливов можно получить монолитные ледяные конструкции любых очертаний. Для этого изготовляется временная опалубка, соответствующая внутренней форме ледяного сооружения; в частности, такая опалубка может быть сделана из снега. К месту строительства подается охлажденная вода и из шланга набрызгивается на опалубку, после чего на опалубке образуется корочка льда. При последующих поливах в воде, текущей по остывшей ледяной поверхности, формируются кристаллы внутриводного льда, которые примерзают к холодному льду и задерживают стекание. Образующийся слой воды и кристаллов затем замерзает и превращается в крепкий лед беловатого цвета.

При намораживании льда прерывными поливами особое значение имеет правильное чередование поливов и дозировка воды в зависимости от температуры, ветра и других факторов. Избыточные и длительные поливы замедляют намораживание, вызывают большой сток, приводят к неравномерному намораживанию, образованию бугристого льда и могут даже привести к размыву ранее образовавшегося льда. Наибольшая интенсивность намораживания получается при попеременном обливании остывшей ледяной поверхности небольшими порциями воды с таким расчетом, чтобы перед очередным поливом ранее намороженный лед имел температуру ниже —2°. Тогда при последующем поливе образование льда ускоряется за счет временного повышения температуры ранее образованного льда. По данным

наблюдений, скорость намораживания практически может быть доведена до 0,5 *см* в сутки на каждый градус отрицательной температуры.

В целях ускорения строительства применяется так называемое смешанное намораживание, состоящее из прерывных поливов с набросной на намораживаемую поверхность кускового льда. Для этого укладывается слой кускового льда толщиной 20—30 *см* и постепенно поливается водой до заполнения всех пустот и промораживается. Следующий слой укладывают после того, как полностью промерз ранее уложенный слой. В некоторых случаях оказывается эффективным строительство путем кладки ледяных конструкций из «кабанов» — призматических глыб льда. Глыбы укладываются горизонтальными рядами одновременно по всему периметру сооружения с перевязкой швов и подливанием воды, которая цементирует кладку. Вместо воды можно применять мокрый переувлажненный снег. Этот способ наиболее целесообразен в районах с мягкими неустойчивыми зимами, где строительство методом намораживания затруднительно или вообще невозможно. Строительство из призматических глыб льда — наиболее быстрое по сравнению с двумя вышеописанными способами намораживания, но этот способ является дорогим, так как связан с дополнительными работами по выпиливанию глыб льда и значительными транспортными расходами.

АРМИРОВАНИЕ ЛЬДА

Известно, что прочность бетона можно существенно увеличить, вводя в него металлическую арматуру. Широкое применение железобетона натолкнуло на мысль о возможности увеличения прочности льда путем введения в него арматуры или твердых добавок.

Вначале делались попытки армировать лед тонкими стволами деревьев и ветками, однако этот способ широкого распространения не нашел, так как не давал существенного увеличения прочности. Интересное предложение было сделано в 1942 г. в Англии Джеффри Пайком. Им было предложено построить ледяной корабль-айсберг для устройства на нем плавающей базы в районе Северного полюса. Предполагалось, что стены «корабля» будут сделаны из льда с примесью древесной пульпы для увеличения механической прочности льда и окружены водонепроницаемой оболочкой. В этих стенах при помощи холодильных машин должна была поддерживаться температура около —15°. Был разработан рабочий проект «корабля» водоизмещением 2 200 000 *т* и намечено место для его строительства на побережье Канады. Этот грандиозный проект не был осуществлен потому, что за время проектирования воздушный флот стал более мощным и потребовались более длинные взлетные полосы. Тем не менее для этого проекта было проведено много исследований по

определению свойств льда с примесью древесной пульпы, которые показали, что путем добавки последней можно существенно увеличить прочность и вязкость льда — до двух раз.

Интерес к армированному льду возобновился в конце пятидесятых годов. В США были проведены испытания льда с добавками стекловолокна, древесного волокна и опилок, асбестового волокна, папье-маше из газетной бумаги, крахмала и смесей этих материалов (Кобл, Кингери, 1966). В результате этих испытаний было установлено, что прочность армированного льда возрастает линейно с увеличением объема содержащегося в нем наполнителя. Наибольшая прочность конгломерата была получена при использовании в качестве наполнителя стекловолокна или волокнистого асбеста. Сопротивление разрыву такого конгломерата увеличивалось по сравнению с сопротивлением чистого льда примерно в три раза при объеме наполнителя равном 5% от общего объема и в 5—6 раз при 10% наполнителя. Но стоимость этих наполнителей довольно высокая. Самым дешевым оказалось армирование льда пульпой из газетной бумаги и древесными опилками. В 1962 г. в СССР были проведены исследования льда с добавками размолотой древесины, которая служит исходным сырьем для производства газетной бумаги (Каган и др., 1965). Эти исследования показали, что наиболее эффективным и экономически целесообразным в настоящее время является упрочнение льда путем разведения в замораживаемой воде древесного волокна из расчета, что объем древесины составит 5—7% от объема получаемого ледо-волокнистого материала. Предел прочности такого материала при сжатии увеличивается в 3—4 раза по сравнению с прочностью чистого льда и достигает 100 *кг/см²*. Скорость ползучести упрочненного льда в 2—3 раза меньше, чем у чистого льда.

Интересной особенностью льда, армированного древесными волокнами, является то, что при солнечной радиации или повышении температуры воздуха на поверхности льда образуется плотный слой древесного волокна, который служит тепловой изоляцией и замедляет дальнейшее таяние. Такие свойства весьма полезны в тех случаях, когда надо защищать ледяные сооружения от таяния, например для продления срока службы ледяных дорог и аэродромов.

УВЕЛИЧЕНИЕ ПРОЧНОСТИ СНЕГА

Несущая способность снежного покрова и прочность снежных блоков определяются плотностью, температурой и строением снега. Прочность естественного снежного покрова обычно невелика, поэтому для использования снега в строительных целях обычно приходится искусственно увеличивать его прочность. Достигают этого путем уплотнения снега, зачастую в сочетании с перемешиванием или увлажнением.

Под действием сжимающей нагрузки снег уплотняется, причем чем выше температура, тем лучше он уплотняется. Особенностью снега является то, что его прочность нарастает не только в процессе сжатия, но еще дополнительно увеличивается в течение некоторого времени после механического воздействия. Это замечательное свойство снега дает практическую возможность существенно улучшить его строительные качества.

Увеличение прочности снега происходит вследствие смерзания кристаллов. При механическом уплотнении снега кристаллы снежинок ломаются, обломки сближаются и увеличивается их контактная поверхность. Все это способствует интенсификации процессов режеляции и рекристаллизации и образованию своеобразного ледяного скелета в уплотненной массе. В результате этих процессов в течение 5—10 *час* после уплотнения происходит довольно интенсивное нарастание твердости и прочности снега, которые за это время могут увеличиться в 10 и более раз.

Уплотнение снега под действием давления наиболее эффективно осуществляется при температуре снега, близкой к 0°. По мере понижения температуры снега эффект от приложения нагрузки уменьшается, так как прочность и упругость снежинок увеличиваются и для их разрушения требуются повышенные нагрузки. Повышать давление при уплотнении снега затруднительно и не всегда рентабельно. Например, при укатке снежного покрова чрезмерное увеличение веса катка может даже ухудшить эффект уплотнения. Поэтому в инженерной практике широкое применение нашел комбинированный способ уплотнения, сочетающий несколько последовательных циклов разрушения, перемешивания и сжатия снежной массы.

При механическом разрушении и перемешивании снега происходит разрушение контактов между снежинками и самих снежинок, причем в первую очередь разрушаются наиболее слабые контакты. Образуется более однородная масса из округленных кристаллических зерен, которые даже без давления лучше «упаковываются», чем начальные зерна сложной формы. Механическое сжатие этой массы способствует режеляции зерен и нарастанию прочности массы.

Если такую уплотненную массу через несколько часов подвергнуть повторному разрушению, перемешиванию и сжатию, то ее прочность дополнительно повысится, так как при перемешивании в первую очередь разрушаются ослабленные связи, понижающие общую прочность. Практически процесс последовательного разрушения и уплотнения снежного покрова производится комплексом машин с орудиями для обработки снега, включающим бороны, культиваторы или другие орудия для разрушения и перемешивания снега и катки или гладилки для его уплотнения. Для устройства снежных дорог бывает достаточно двух циклов обработки с интервалом 4—5 *час*. Так, при двух обработках снега с начальной плотностью 0,18 *г/см*^{3} и твердостью 0,33 *кг/см*^{2} при

температуре —10° спустя 5 *час* после второй обработки плотность достигла 0,44 *г/см*^{3} и твердость до 5 *кг/см*^{2} (в данном случае за величину твердости было принято сопротивление снега при погружении в него шарикового штампа).

Еще большей плотности и прочности можно достигнуть, если перемешивание снежной массы производить с некоторым подогревом путем обдува теплым воздухом или добавлением воды. При последующем охлаждении талой массы получают снежистый лед, механические свойства которого приближаются к свойствам пористого льда.

СООРУЖЕНИЕ ИЗО ЛЬДА И СНЕГА

Применить лед и снег в строительных целях пытались еще в древние времена. Народы Севера, приспосабливались к суровым природным условиям, научились и с успехом применяли снег для строительства хижин и вспомогательных построек. Особого мастерства достигли эскимосы. Их снежные хижины (иглу) являются образцом остроумного и умелого использования снега для строительства сооружений.

Лед для строительства ранее применялся редко. Эскимосы предпочитали сооружать свои постройки из снега. Из истории известен лишь один примечательный пример постройки из льда — это ледяной дом, построенный в Петербурге в 1740 г. Дом размером 5,3×17 *м* и высотой 6,4 *м* был построен из чистого льда. Из льда были сделаны также окна, двери, архитектурные и скульптурные украшения, мебель и другие предметы, в том числе пушки и мортиры, из которых стреляли настоящими ядрами.

Этот дом был построен ради забавы по капризу императрицы Анны Иоановны, тем не менее он наглядно доказал широкие возможности использования льда в качестве строительного материала.

В 1930 г. инженер М. М. Крылов разработал первый проект строительства холодных складов изо льда. В 1939 г. он разработал более совершенный проект ледяного склада для хранения овощей, который послужил основой для дальнейшего широкого распространения ледяных складов системы М. М. Крылова.

Уже первые годы эксплуатации ледяных складов показали, что они обладают целым рядом преимуществ перед другими видами хранилищ. В 1940 г. были разработаны типовые проекты ледяных складов М. М. Крылова емкостью на 250 и 500 *т* продукции. Впоследствии эти проекты были уточнены и дополнительно разработаны проекты складов емкостью на 20, 60, 100, 135 и 1000 *т*.

В ледяных складах все основные строительные конструкции — пол, стены и перекрытия — выполняются изо льда. Наиболее ответственной частью являются перекрытия. В практике

принято делать перекрытия из смежно стоящих полукруглых сводов, соединенных сверху сплошной ледяной планкой.

На рис. 10 представлен типовой ледяной склад емкостью 250 *т* системы М. М. Крылова. Ледяной массив разрабатывается

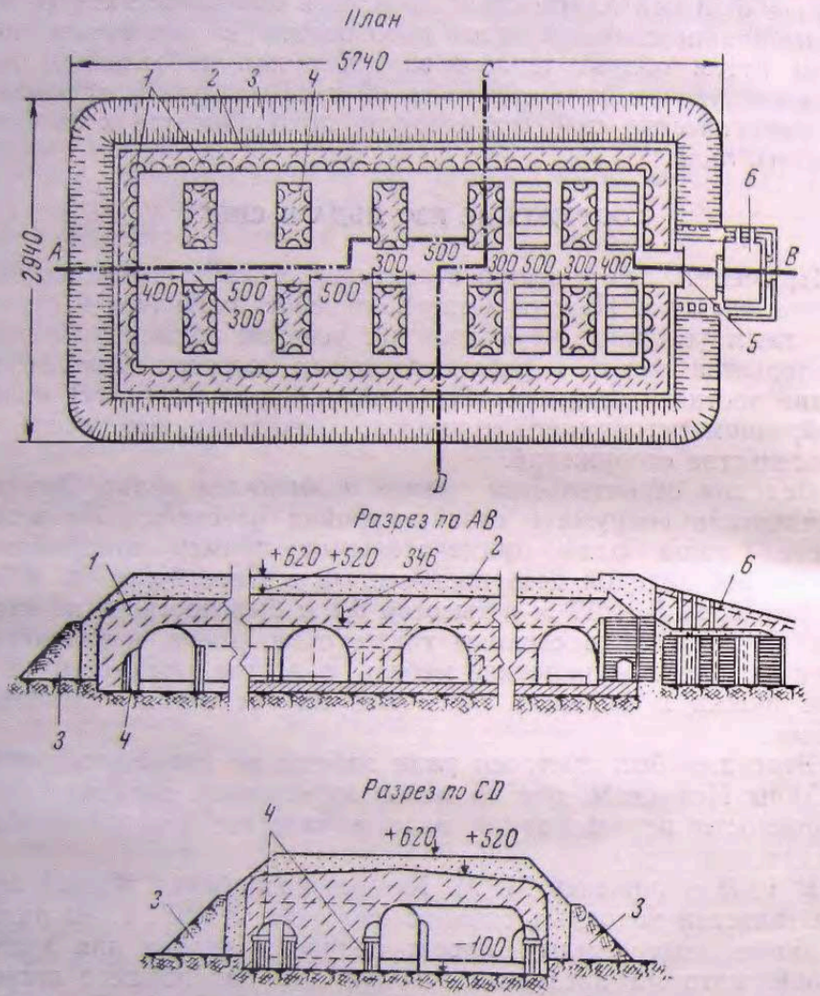


Рис. 10. Ледяной склад емкостью 250 *т* системы М. М. Крылова:
1 — ледяной массив; *2* — термоизоляция; *3* — земляная присыпка; *4* — ледо-соляные карманы; *5* — двойные шторы из мешковины; *6* — тамбур

на глубину около 1 *м*. В средней части массива центральный коридор шириной 3 *м*, по сторонам которого располагаются камеры для хранения товаров. Высота камер 3,5 *м*, ширина 5 *м*. Камеры разделены ледяными стенами толщиной 3 *м*. Такую же толщину имеют и торцовые стены. Толщина продольных стен — 2 *м*. Камеры перекрыты сводами с внутренним круговым очер-

танием, радиус которого равен половине ширины камеры. Толщина свода в верхней части — от 1,75 до 2 *м*.

Ледяной массив снаружи защищен от таяния и резких температурных колебаний слоем теплоизоляции из опилок, торфа, шлака или других теплоизоляционных материалов. Для производства погрузо-разгрузочных операций и предохранения склада от излишнего проникновения во время этих операций теплого воздуха устраивают двойной тамбур с плотными воротами и шторами из мешковины.

Ледяные склады вначале использовались преимущественно для хранения овощей, фруктов, солений и молочных продуктов. В них поддерживалась температура от 0 до —4° путем применения ледосоляного охлаждения, основанного на том, что посыпанный солью лед начинает таять при отрицательной температуре, поглощая при этом тепло. Для ледосоляного охлаждения устраивали специальные «карманы», которые представляют собой ниши в ледяных стенах с установленными там бочками и решетчатыми ящиками, в которые закладывали лед и засыпали соль. Бочки служили для собирания рассола. Соль добавляли постепенно в зависимости от потребности в охлаждении. Для более интенсивного охлаждения иногда дополнительно посыпали солью ледяной пол.

После первых успешных опытов по использованию ледяных складов в качестве овощехранилищ ледяные склады начали использовать также как холодные склады для хранения мяса, рыбы и других продуктов. В районах Сибири и Северо-Востока оказалось возможным поддерживать в ледяных складах в течение всего летнего периода температуру ниже —10° за счет холода, накопленного в ледяном массиве и основании склада при зимней хладозарядке. Таким образом решалась проблема хранения скоропортящихся продуктов во многих населенных пунктах, где отсутствовали холодильники с машинным охлаждением.

В последние годы появилась тенденция сочетать ледяные склады с небольшими холодильными установками, что дает возможность более оперативно регулировать температуру в складе и создавать оптимальные условия для хранения в них товаров. В Норильске и Дудинке, в частности, построено несколько ледяных складов емкостью на 1000 *т*, оборудованных машинными холодильными установками.

Во время зимних военных действий в период Великой Отечественной войны лед и сиег широко применялись при строительстве оборонительных сооружений — защитных валов, противотанковых заграждений, укрытий и других фортификационных сооружений (Чекотилло, 1945).

На реках в Сибири изо льда возводят временные причалы и дамбы, перемычки и другие гидротехнические сооружения (Бубырь, 1965). Сезонные ледяные дамбы обычно устраивают в местах вынужденных зимовок флота для защиты судов от весенне-

го ледохода. Причальные сооружения изо льда возводятся в случаях, когда необходимо экстренно увеличивать пропускную способность порта, особенно в период половодья, когда основные причальные сооружения бывают затоплены.

Опыт показал возможность использования льда для возведения не только временных, но и постоянных гидротехнических сооружений на многолетнемерзлых грунтах. Разрабатываются, например, проекты применения льда в качестве противофильтрационной завесы в центре каменнонабросных плотин и плотин для образования дражных полигонов.

В США проводились работы по намораживанию платформ из морского льда для создания плавучих аэродромов (Дилинс, 1966).

РАСЧЕТЫ УСТОЙЧИВОСТИ СООРУЖЕНИЙ ИЗ СНЕГА И ЛЬДА

При проектировании сооружений из снега и льда возникает необходимость выполнения двух специфических видов расчетов— теплотехнических расчетов, определяющих термическую устойчивость сооружения, и расчетов на ползучесть, определяющих деформативную устойчивость сооружения.

Теплотехнические расчеты. Специфика снега и льда требует, чтобы конструкции из этих материалов были защищены от таяния. Кроме этого, очень важно, чтобы в ледо-снежных конструкциях поддерживалась расчетная отрицательная температура, которая обеспечивает требуемую прочность и деформируемость конструкций. В ряде случаев возникает также необходимость предохранять конструкции от резких изменений температуры окружающей среды. Все это обусловливает повышенные требования к теплотехническим расчетам.

При проектировании сооружений из снега и льда необходимо знать предстоящие условия их эксплуатации, заранее определить их тепловой режим, температуру конструктивных элементов, возможную степень протаивания. Необходимо также наметить способы охлаждения конструкций для поддержания заданного температурного режима.

Временные сооружения, рассчитанные на эксплуатацию только в течение зимнего времени, не требуют детальных теплотехнических расчетов, так как их термическая устойчивость обеспечивается за счет отрицательной температуры наружного воздуха. Однако при необходимости продления срока службы временных сооружений в теплый период и особенно при строительстве многолетних сооружений теплотехнические расчеты, подтверждающие термическую устойчивость сооружения, становятся обязательными.

Теплотехнические расчеты основываются на решении уравнений теплопроводности с учетом возможных фазовых превращений воды и уравнений теплового баланса для сооружения в целом и для отдельных его конструктивных элементов.

При рассмотрении теплового баланса сооружения в целом можно выделить следующие основные составляющие баланса: а) теплообмен сооружения с окружающей средой; б) изменение теплосодержания сооружения при изменении его температуры; в) тепло, расходуемое на таяние частей сооружения; г) приход или расход тепла за счет источников или потребителей тепла внутри сооружения.

Последняя составляющая баланса учитывает действие вентиляции, приборов охлаждения или нагревания, освещения, выделение тепла при охлаждении и хранении товаров, выделение тепла людьми, работающими внутри сооружения, и прочие факторы, влияющие на тепловой баланс.

Общее уравнение теплового баланса сооружения представляется в виде суммы указанных составляющих, приравненной к нулю. Конкретное выражение составляющих теплового баланса зависит от конфигурации и размеров сооружения, места его строительства, режима эксплуатации и ряда других факторов. Следует отметить, что все они взаимосвязаны, влияют друг на друга и далеко не всегда поддаются точному определению, поэтому при расчетах приходится прибегать к некоторым упрощениям и пренебрегать отдельными факторами, так как в целом получаются весьма сложные математические зависимости.

Для расчетов наиболее важным является правильное определение теплообмена сооружения с окружающей средой, так как этот теплообмен оказывает решающее влияние на термическую устойчивость сооружения. Характер теплообмена в различных местах наружной поверхности сооружения может быть весьма разнообразным и непостоянным, поэтому точное определение его часто является затруднительным. Приходится условно расчленять сооружение на некоторые расчетные зоны и раздельно рассматривать процессы теплообмена сооружения с основанием, теплоизоляционным покрытием, воздухом при отсутствии покрытия и т. п. Для этого составляются соответствующие расчетные схемы и определяются процессы теплопередачи в прилегающей к сооружению среде — в грунте, теплоизоляции, воздухе и т. п. Решая уравнения теплопроводности и задаваясь конкретными граничными условиями, можно определить распределение температуры в мерзлых конструкциях и прилегающей к ним среде, изменения этой температуры со временем, положение подвижной границы промерзания — протаивания, величины теплопотоков, степень протаивания конструкций и другие величины.

Составляющая теплового баланса, учитывающая приход и расход тепла внутри сооружения, должна определяться для каждого конкретного сооружения с учетом условий его эксплуатации и с учетом остальных составляющих баланса.

В настоящее время теплотехнические расчеты разработаны

в основном для ледяных складов как наиболее распространенных многолетних сооружений (Войтковский, 1954; Щелоков, 1967). Методика этих расчетов может быть использована и при расчете других видов сооружений из льда и снега. В этих сооружениях возможно создавать отапливаемые помещения путем устройства внутри последних легких ограждений из теплоизоляционных материалов и вентиляции холодного воздуха между этими ограждениями и основными мерзлыми конструкциями. Известны случаи, когда при отоплении снежных хижин температура воздуха внутри их достигала +20° и выше.

Расчеты на ползучесть. Пластические свойства снега и льда проявляются при весьма малых нагрузках, в том числе под действием собственного веса, поэтому обеспечить абсолютную устойчивость ледо-снежных конструкций невозможно, так как они будут все время медленно деформироваться. Это значит, что они находятся в состоянии непрерывного движения и изменения, в результате чего они могут, не разрушаясь, изменить свое очертание и деформироваться до такой степени, что окажутся непригодными к дальнейшей эксплуатации. Например, в экспериментальном куполообразном складе с внутренним круглым помещением диаметром 5 *м*, построенном в Подмосковье из снега без достаточного уплотнения, осадка купола свода за летний период достигла 120 *см* (Войтковский, 1954). Плотность снега в своде и стенах за это время увеличилась с 0,4 до 0,6 *г/см*^{3}. Для дальнейшей эксплуатации склада понадобилось увеличить высоту помещения путем скалывания снега из потолка и намораживания льда на верхней поверхности снежного купола.

Наблюдения за одним из ледяных складов в Москве показали, что пластические осадки замков ледяных сводов с внутренним пролетом 500 *см* при температуре льда —1° составляли около 10 *см* в год. Расчетные напряжения в ледяных конструкциях в этом случае не превышали 2 *кг/см*^{2}, в то время как временное сопротивление льда раздавливанию было около 30 *кг/см*^{2}. Из этих данных видно, что даже при напряжениях, не превышающих одной десятой доли от временного сопротивления льда, величина осадок ледяных сводов достигает существенной величины. Поэтому увеличение пролетов ледяных сводов лимитируется не прочностью льда, а скоростью деформирования ледяных конструкций. Так, если в описанном ледяном складе пролет в свету между опорами увеличить до 10 *м*, то скорость осадки замка свода будет составлять около 30 *см* в год.

Таким образом, критерием для определения долговечности сооружения из льда или снега и пригодности его для эксплуатации является скорость деформирования его конструкций. Следовательно, обычные методы расчета строительных конструкций по допускаемым напряжениям или по предельному состоянию для расчета конструкций изо льда и снега неприемлемы, так как в них не учитывается фактор времени, который здесь играет решающую роль. Конструкции изо льда и снега следует рассчитывать на ползучесть. При проектировании сооружений изо льда и снега следует выбирать такие конструктивные решения, при которых деформации отдельных конструктивных элементов не будут вызывать разрушения сооружения в целом и могут быть допущены по условиям его эксплуатации.

Желательно, чтобы все элементы работали только на сжатие, так как в растянутых зонах могут появиться трещины, например при температурных колебаниях, которые вызовут резкое перераспределение напряжений и, возможно, обрушение. Такие элементы, как балки и плоские перекрытия, не рекомендуются. Их желательно заменять арками, сводами или куполами, т. е. применять такие конструктивные формы, какие применяются при каменной кладке.

Пластические деформации ледо-снежных конструкций не являются особой помехой, если они не будут препятствовать эксплуатации сооружения. Для окончательного выбора формы и размеров ледо-снежных конструкций требуется установить скорость и конечную величину деформаций этих конструкций, которые можно допустить в проектируемом сооружении, и затем проектировать их с таким расчетом, чтобы фактические деформации не превышали допускаемых.

Устойчивой конструкция считается тогда, когда она находится в состоянии равновесия и при небольшом отклонении от него возвращается в начальное положение. Так как конструкции изо льда и снега непрерывно деформируются и, следовательно, положение их равновесия со временем в некоторой степени изменяется, т. е. в обычном понятии они не являются устойчивыми, то для таких конструкций введено понятие деформативной устойчивости.

Конструкции и сооружения изо льда и снега считаются деформативно устойчивыми в том случае, когда скорости их деформации не превышают допустимых, а конечные деформации за расчетный период эксплуатации сооружения не вызывают существенного изменения формы конструкций и сооружения в целом и являются допустимыми по условиям их эксплуатации.

Расчеты деформативной устойчивости сводятся главным образом к вычислению скорости и величины деформации ледяных и снежных конструкций в течение заданного промежутка времени. Если по расчету окажется, что деформация превышает допускаемую, то это указывает на необходимость изменения конструкции или принятия других мероприятий для уменьшения скорости деформаций, например охлаждения конструкций и поддержания в них более низкой температуры или применения армированного льда.

Полная деформация конструкции из льда или снега ε складывается из упругой деформации $\varepsilon_{упр}$, эластической деформации $\varepsilon_{эл}$, которая характеризует затухающую во времени начальную стадию неустановившейся ползучести за вычетом составляющей

квазивязкого течения, деформации установившейся ползучести (квазивязкого течения) $\varepsilon_п$ и деформации уплотнения $\varepsilon_{упл}$:

$$\varepsilon = \varepsilon_{упр} + \varepsilon_{эл} + \varepsilon_п + \varepsilon_{упл}. \qquad (III,1)$$

Аналогичным образом скорость нарастания деформации в каждый момент времени t может рассматриваться как сумма скоростей указанных составляющих деформации:

$$\dot{\varepsilon}_t = \frac{d\varepsilon}{dt} = \dot{\varepsilon}_{упр} + \dot{\varepsilon}_п + \dot{\varepsilon}_{эл} + \dot{\varepsilon}_{упл}. \qquad (III,2)$$

Общее реологическое уравнение состояния льда или снега получается путем подстановки в уравнение (III, 2) соответствующих аналитических зависимостей, характеризующих скорости различных видов деформации для заданного материала с учетом сложного напряженного состояния. Попытки написания такого уравнения в общем виде (Войтковский, 1965) приводят к громоздкому уравнению, которое тем не менее носит приближенный характер, так как мы еще не можем точно описать упомянутые аналитические зависимости. Например, мы еще не располагаем уравнениями, которые удовлетворительно характеризуют скорость деформации уплотнения снега в зависимости от напряженного состояния, температуры, начальной плотности и структуры и других факторов. Поэтому для практических расчетов устойчивости сооружений приходится принимать некоторые допущения и упрощения.

Так, величина упругой деформации ледяных конструкций по сравнению с деформациями ползучести незначительна, и в большинстве случаев ею можно пренебречь. Часто можно пренебречь также начальной стадией неустановившейся ползучести и деформацией уплотнения. В этом случае величина и скорость деформации конструкции определяются скоростью установившейся ползучести, что дает возможность применять относительно простые расчетные формулы для расчета основных конструктивных элементов сооружений:

Для **ледяной колонны** высотой h, нагруженной сверху равномерной нагрузкой q, уменьшение высоты колонны за время t составляет

$$\Delta h = \frac{K}{1+|\theta|} \cdot \frac{\left(q+\frac{\gamma h}{2}\right)^2}{5{,}2} ht; \qquad (III,3)$$

уширение на высоте y от основания составляет

$$\Delta a_y = \frac{K}{1+|\theta|} \cdot \frac{[q+(h-y)\gamma]^2}{10{,}4} at, \qquad (III,4)$$

где γ — объемный вес льда, a — ширина колонны.

Например, возьмем ледяную колонку сечением 2×2 *м*, высотой 6 *м*, нагруженную сверху нагрузкой $q=1$ *кг/см²*. Величина осадки колонны за 6 месяцев (4380 *час*) при температуре льда $-2°$, принимая $K=4\cdot10^{-5}$, составит

$$\Delta h = \frac{4\cdot10^{-5}}{1+2} \cdot \left(1{,}0+\frac{0{,}0009\cdot600}{2}\right)^2 \cdot \frac{600\cdot4380}{5{,}2} = 10{,}8 \text{ см}.$$

Для **ледяной стены** высотой h, нагруженной сверху равномерной нагрузкой q, уменьшение высоты стены за время t составит

$$\Delta h = \frac{K}{1+|\theta|} \cdot \frac{\left(q+\frac{\gamma h}{2}\right)^2}{8} ht; \qquad (III,5)$$

уширение стены на высоте y от основания составит

$$\Delta a_y = \frac{K}{1+|\theta|} \cdot \frac{[q+(h-y)\gamma]^2}{8} \cdot at. \qquad (III,6)$$

Для **ледяного сводчатого перекрытия** осадка замка свода за время t определяется по формуле:

$$v_t = \frac{0{,}25K}{1+|\theta|} \cdot S_{ср} l_c (q_c K_1 + \Delta q K_2), \qquad (III,7)$$

где расчетное значение интенсивности касательных напряжений в своде

$$S_{ср} = q_c K_3 + \Delta q K_4, \quad (III,8)$$

где q_c — нагрузка в замке свода (собственный вес ледяного свода, дополнительная нагрузка на свод от вышележащих элементов сооружения и временные нагрузки); Δq — разность нагрузки в замке и пятах свода; l_c — пролет свода (в свету между стенами сооружения); K_1, K_2, K_3, K_4 — расчетные коэффициенты (табл. 5 и 6); h_0 — толщина свода в замке; f — подъем сводчатой части внутреннего очертания помещения (рис. 11).

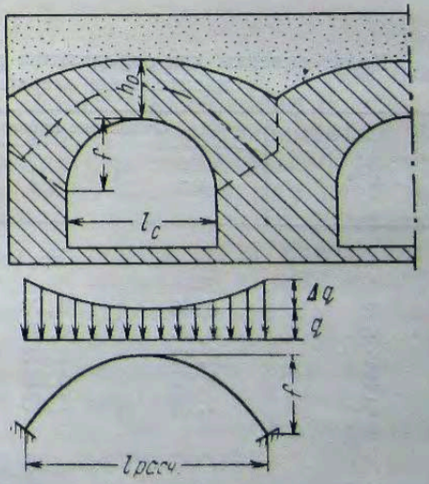


Рис. 11. Расчетная схема ледяного сводчатого перекрытия при $l_c = l_{расч} - \frac{4h_0 f}{l_{расч}}$

Ледяной свод с пролетом в свету $l_c=1000$ *см*, высотой подъема $f=400$ *см* и толщиной в замке $h_0=200$ *см* деформируется под действием собственного веса и дополнительной нагрузки: $q_c=0{,}5$ *кг/см²* и $\Delta q=0{,}4$ *кг/см²*.

Таблица 5

Расчетные коэффициенты для определения перемещений замка сводчатого перекрытия

l_c/h_0	Отношение пролета сооружения к высоте подъема свода l_c/f				
	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5
	коэффициент K_1				
3	1,42	1,42	1,42	1,44	1,50
4	1,63	1,72	1,80	1,91	2,06
5	1,82	1,97	2,17	2,38	2,66
6	2,00	2,20	2,48	2,78	3,32
7	2,17	2,41	2,82	3,13	3,95
	коэффициент K_2				
3	0,20	0,20	0,21	0,22	0,22
4	0,22	0,22	0,22	0,25	0,28
5	0,25	0,25	0,25	0,29	0,33
6	0,26	0,26	0,27	0,31	0,38
7	0,27	0,28	0,29	0,33	0,43

Таблица 6

Коэффициенты для определения расчетного значения интенсивности касательных напряжений в ледяном своде

l_c/h_0	Отношение пролета сооружения к высоте подъема свода l_c/f				
	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5
	коэфициент K_3				
3	0,66	0,70	0,73	0,76	0,82
4	0,80	0,91	0,98	1,05	1,15
5	0,92	1,08	1,23	1,35	1,46
6	1,05	1,25	1,44	1,61	1,75
7	1,18	1,40	1,63	1,86	2,03
	коэффициент K_4				
3	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08
4	0,09	0,10	0,10	0,11	0,11
5	0,13	0,13	0,14	0,14	0,14
6	0,15	0,17	0,18	0,19	0,20
7	0,19	0,21	0,23	0,24	0,25

Определим величину пластической осадки замка свода за год ($t=8760$ *час*) при температуре льда $\theta=-2°$, принимая

$$K=4\cdot10^{-5}\ см^4\ град/кг^2\ час;$$

$$l_c/f=2{,}5;\ l_c/h_0=5;$$

$$S_{ср}=q_cK_3+\Delta qK_4=0{,}5\cdot1{,}23+0{,}4\cdot0{,}14=0{,}67\ кг/см^2;$$

$$v_t=\frac{0{,}25\cdot4\cdot10^{-5}}{1+2}\cdot0{,}67\cdot1000\cdot(0{,}5\cdot2{,}17+0{,}4\cdot0{,}25)\cdot8760=23{,}2\ см$$

В тех случаях, когда в течение заданного периода времени нагрузка меняется или наблюдается существенное изменение температуры, общий срок работы сооружения делится на несколько расчетных периодов, в пределах каждого из которых распределение напряжений и температуру можно считать практически постоянными. Деформации конструкции в этом случае определяются последовательно для каждого случая.

Если конструкции изготовлены из пористого льда или снего-льда, то помимо ползучести дополнительно надо учитывать деформации конструкции за счет уплотнения материала. Дополнительная осадка колонны или стенки за счет уплотнения в первом приближении составит

$$\Delta h_{упл}=h\frac{\gamma_0-\gamma_t}{\gamma_t},\qquad(III,9)$$

где γ_0 — начальный объемный вес снего-льда; γ — объемный вес снего-льда в конце расчетного промежутка времени t.

Конечно, надо иметь в виду, что при кратковременных нагрузках и резких колебаниях температуры такой способ расчета не может обеспечить высокой точности. Поэтому при необходимости повышения точности расчетов требуется пользоваться полным реологическим уравнением состояния льда или снега и учитывать температурную зависимость входящих в него коэффициентов. Деформации конкретных конструкций следует определять с помощью методов механики сплошных сред путем совместного решения реологического уравнения состояния материала с уравнениями неразрывности деформаций и уравнениями равновесия с учетом условий на контуре. Но такие расчеты в инженерной практике пока применяются крайне редко.

Несколько по-другому приходится подходить к оценке устойчивости сооружений, где лед не образует самостоятельных конструкций, например при использовании льда в качестве облицовки подземных сооружений в мерзлых грунтах, для защиты дамб и гидротехнических сооружений, в качестве водопроницаемого ядра плотин, для устройства ледяных дорог. Там основную роль играют расчеты термической устойчивости льда и расчеты возможности образования трещин при резких колебаниях температуры.

ЛИТЕРАТУРА

Бубырь А. А. Ледяные гидротехнические сооружения и задачи улучшения их строительства. «Тр. координ. совещ. по гидротехнике», вып. 23. М., «Энергия», 1965.

Войтковский К. Ф. Расчет сооружений из льда и снега. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Войтковский К. Ф. Основные положения теории расчета устойчивости сооружений из льда. «Тр. координ. совещ. по гидротехнике», вып. 23. М., «Энергия», 1965.

Дилинс Дж. Е. Изготовление платформ из морского льда. В сб.: «Лед и снег», под ред. У. Д. Кингери, перев. с англ. М., «Мир», 1966.

Каган Г. А. и др. Исследования прочностных свойств нового льдоволокнистого материала. «Тр. координ. совещ. по гидротехнике», вып. 23. М., «Энергия», 1965.

Кобл Р. П., Кингери У. Д. Искусственное упрочнение (армирование) льда. В сб.: «Лед и снег». Под ред. У. Д. Кингери, перев. с англ. М., «Мир», 1966.

Щелоков В. К. Ледяные хранилища. М., «Наука», 1967.

Чекотилло А. М. Применение снега, льда и мерзлых грунтов в строительных целях. М., Изд-во АН СССР, 1945.

ГЛАВА IV

МЕТЕЛЕВЫЙ ПЕРЕНОС СНЕГА И ЗАЩИТА ОТ СНЕЖНЫХ ЗАНОСОВ

При увеличении скорости ветра в приземном слое до определенной величины, зависящей от свойств снежного покрова и выпадающего снега, частицы снега на поверхности подхватываются ветром и приходят в движение. Снежинки, ударяясь о поверхность снежного покрова, разрушают ее и приводят в движение новые массы частиц. Такой процесс переноса снега называют метелью, он часто сопровождается переносом частиц почвы. Метель бывает как во время снегопада, так и без него, если для этого достаточна сила ветра и есть запасы снега для переноса.

Различают два типа метелей — верховую метель и дефляционную, или низовую метель. Верховая метель происходит во время снегопада при ветре со скоростью более 3 *м/сек*, когда выпадающие снежинки движутся вместе с потоком ветра в горизонтальном направлении до момента касания земной поверхности, после чего они перестают участвовать в метели, закрепляясь на поверхности снежного покрова, или скользят и катятся по этой поверхности.

Низовая метель происходит при перемещении ветром уже упавшего на поверхность или отложившегося ранее снега. Основная масса метелевого потока состоит из частиц снега диаметром порядка 0,2—0,3 *мм*. Эти частицы перемещаются преимущественно путем сальтации, т. е. последовательных скачков. Траектории скачков довольно однообразны — в начальной стадии прыжка частица поднимается вверх почти вертикально, затем, увлекаемая потоком воздуха, она достигает некоторой максимальной высоты (для большинства частиц она не превышает 20 *см*), после чего она снижается под острым углом и ударяется о дефлируемую поверхность. При ударах салтирующие частицы разрушают снежный покров и выбивают новые частицы, сами при этом частично разрушаясь. Образовавшиеся при разрушении мелкие частицы снова подхватываются потоком, и наиболее легкие из них поднимаются на высоту до нескольких метров и «плавают» в ветровом потоке во взвешенном виде. Крупные частицы снега диаметром 0,4 *мм* и

более перемещаются в основном путем перекатывания по поверхности снежного покрова.

В процессе метелевого переноса снежинки испаряются, поэтому предельное расстояние, на которое они могут быть перенесены, ограничено временем их полного испарения. Предельная дальность переноса снега для условий Сибири и Крайнего Севера, по расчетам А. К. Дюнина (1963), составляет 2—5 *км*.

При низовой метели обычно можно выделить три типа характерных участков: 1) участки снегосъема, характернзующиеся преимущественной дефляцией (сдуванием) снега; 2) участки снегопереноса с относительным равновесием между дефляцией и снегонакоплением; 3) участки снегонакопления.

Важнейшей количественной характеристикой метели считается расход твердых частиц снеговетрового потока, т. е. вес частиц снега, проносящихся в единицу времени через единицу площади поперечного сечения ветрового потока:

$$q = \bar{v}_S S \gamma_S,$$

где $\bar{v}_S$ — осредненная скорость частиц; S — осредненная объемная концентрация твердых частиц в потоке; γ_S — удельный вес частиц.

Наибольший расход наблюдается непосредственно у поверхности снежного покрова. Здесь, на высоте нескольких сантиметров, расход может достигать 200—800 *г/м²сек*. С удалением от поверхности расход твердых частиц снега резко уменьшается (табл. 7). Основная масса снега (до 90%) переносится в приземном слое толщиной 10 *см*.

Таблица 7

Изменение расхода твердых частиц по высоте метелевого потока (по данным А. К. Дюнина, Д. А. Мельника и Г. А. Низовкина)

Высота сопла метелемера над снежным покровом, *см*	Расход снега, *г/м²·сек*, при скорости ветра на уровне 0,25 *м* над снежным покровом, *м/сек*					
	5,4	5,8	6,9	9,2	9,3	9,4
1	116	211	186	790	623	839
10	10	19	20	170	71	129
20	8,8	—	2,4	—	—	71
50	1,2	5,4	5,4	110	55	—
100	—	0,3	—	—	2,1	—
200	—	0,2	—	45	2,5	—

Полный расход снега через единицу длины фронта потока равен $q_H = \int_0^H q dH$, где H — предельная высота сальтации и взвешивания частиц дефляционной метели.

По данным многих единичных метелемерных измерений, полный расход снега чаще всего находится в пределах от 5 до 50 *г/м·сек*, достигая в редких случаях 200 *г/м·сек* и более.

Величина полного расхода q_H не может превышать некоторой предельной величины $q_{макс}$, которую называют транспортирующей способностью метели.

Транспортирующая способность метелевого потока зависит от скорости потока, шероховатости поверхности и размеров частиц снега. Эта зависимость выражается уравнением (Дюнин, 1963):

$$q_{макс} = A(v_ф - v_{ф_0})^3,$$

где A — коэффициент, учитывающий размеры дефлируемых частиц снега, шероховатость поверхности и высоту установки флюгера, измеряющего скорость ветра; $v_ф$ — скорость ветра по флюгеру; $v_{ф_0}$ — скорость ветра по флюгеру, соответствующая началу снегопереноса (порядка 5—10 *м/сек*).

Ветровой поток, попадая в снегосборный бассейн, начинает постепенно насыщаться снегом. Расстояние, на котором происходит полное насыщение потока до величины $q_H = q_{макс}$, называют длиной разгона метели. На этом участке длиной порядка нескольких сот метров дефляция преобладает над аккумуляцией. Когда метель насыщена, полный расход снега колеблется около $q_{макс}$.

При этом наблюдается волнообразное изменение переноса. Эта своеобразная пульсация общего расхода переносимого снега является одной из основных причин образования на поверхности снежного покрова барханов, застругов и волнистой ряби.

Эффективное решение задач, связанных с защитой объектов от снежных заносов, требует досконального знания, с какой стороны горизонта и сколько снега приносится метелями к уязвимому участку. Для этих целей практикуется построение розы переноса снега, которая вычерчивается так же, как и роза ветров. Роза переноса снега за зиму в отдельных направлениях откладывается в заданном масштабе на исходящих из одной точки линиях соответствующего направления. Полученные точки соединяются между собой в виде многоугольника, который и является розой переноса снега. Направленне переноса считается к центру розы.

Так как розы переноса снега в различные годы могут существенно отличаться, то для проектирования средств снегозащиты требуется составлять расчетную розу переноса снега, которая отражает по всем румбам перенос снега заданной вероятности.

Общее количество снега, который может быть занесен за зиму на территорию какого-то объекта, определяется с помощью расчетной розы переноса снега как сумма произведений переноса снега по различным румбам на величины проекции контура территории на линии, перпендикулярные соответствующим румбам розы.

Количество снега, переносимого за зиму через границу, перпендикулярную направлению преобладающего снегопереноса, мо-

жет достигать нескольких сот кубических метров на один погонный метр границы.

Основным способом защиты от снежных заносов является создание различных преград, которые уменьшают приземную скорость ветрового потока и вызывают отложение снега перед ограждаемым объектом. В практике применяются следующие виды снеговых преград (Дюнин, 1963): 1) непроницаемые сплошные стенки (щиты и заборы, снежные стенки и валы, образующиеся при перестановке щитов, воздвигаемые снегопадами, вручную и т. д., плотные хвойные изгороди); 2) проницаемые решетки, не продуваемые в приземном слое (щиты, заборы, снежные стенки с малой просветностью, непродуваемые лесные полосы, терневые кулисы); 3) проницаемые решетки, продуваемые в приземном слое (щиты, заборы и снежные стенки со средней и большей просветностью, приподнятые с разреженной нижней частью щиты и заборы; щитовые секции и линии для снегозадержания на полях; продуваемые линии, составленные из куч навоза, хвороста и соломы; широкие и узкие продуваемые лесные полосы; сеяные узкие кулисы из высокостебельных растений).

Для защиты от снежных заносов автомобильных и железных дорог с каждым годом все шире применяют лесные насаждения, выращиваемые вдоль дорог. Эти лесонасаждения помимо снегозащитных свойств имеют также декоративное, санитарное и ветрозащитное значение.

В зависимости от снегозаносимости участка лесонасаждения выращиваются в виде одной или нескольких полос. Считается, что однополосные насаждения шириной от 10 до 50 *м* следует применять лишь при снегозаносимости до 150 $м^3$ на 1 *пог. м* (Мельников, 1968). При снегозаносимости до 200 $м^3$ применяются двухполосные насаждения и при снегозаносимости до 400 $м^3$ — трехполосные. На дорогах Урала, Сибири и Северного Казахстана, где снегосборность в зиму с сильными метелями превышает 400 $м^3$/*пог. м*, выращивают насаждения из четырех и более полос. Увеличение количества полос позволяет более эффективно использовать лесные насаждения и в то же время обеспечивает лучшую сохранность насаждений. В сплошных многорядных лесных насаждениях снег откладывается в первых рядах посадок со стороны поля высоким валом, достигающим 5 *м* и более. При оседании снега в этом валу происходят массовые повреждения деревьев, называемые снеголомом. Создание нескольких узких полос взамен одной широкой способствует более равиомерному распределению откладывающегося снега, уменьшает повреждаемость насаждений, лучше защищает дорогу от заносов.

На тех участках, где нет возможности обеспечить защиту от снежных заносов лесонасаждениями, применяют постоянные снегозащитные заборы и переносные решетчатые щиты. Заборы и щиты применяют также на время выращивания защитных лесных полос. Сплошные заборы хорошо работают при относительно небольшой снегозаносимости — до 70 $м^3$/*пог. м*. В первый период своей работы они задерживают основную массу метелевого снега с наветренной стороны, поэтому их можно располагать на близком расстоянии от защищаемого участка. После отложения вала снега перед забором начинается его интенсивное отложение с подветренной стороны, после чего защитные свойства забора резко ухудшаются. Сплошные заборы не рекомендуется применять выше 3 *м*.

Широко применяются снегозащитные заборы с нижним просветом высотой 0,4—0,5 *м*. Нижнее продувание уменьшает заносимость самого забора и увеличивает его снегосборность. Нижнее продувание применяется и при установке переносных решетчатых щитов. Для этого используют щиты с длинными ножками или с разреженной нижней частью. При большой снегозаносимости заборы и щиты устанавливаются в два, а иногда и в три ряда. Многорядная защита более эффективна, причем по своей стоимости она часто не превосходит однорядную защиту, так как позволяет обойтись облегченными щитами малой высоты с большей просветностью.

Установка постоянных заборов и перестановка переносных щитов производятся в соответствии с проектами, составленными с учетом конкретной характеристики рельефа и метеорологических условий, а также накопленного опыта снегозащиты. Последнее особенно важно для правильной и своевременной перестановки переносных ограждений, не ожидая их заработки снегом. В длительные метели работа по перестановке щитов должна производиться в соответствии с прогнозом и фактическим состоянием погоды.

На сильнозаносимых участках дорог в последнее время с успехом начали применять способ рассредоточенного задержания снега на подступах, используя механизированное устройство снежных стенок и траншей. Наблюдениями установлено, что наилучшей снегозадерживающей способностью обладают траншеи с вертикальными стенками, расположенные под прямым углом к направлению преобладающего переноса снега. Такие траншеи легко нарезаются в снежном покрове бульдозером. Во время метели эти траншеи заносятся снегом, причем снег откладывается как в самой траншее, так и у выступающих стенок, образуя своеобразные шлейфы. Для полного задержания снега требуется не менее трех траншей. После заноса траншей снегом они естественно прекращают задерживать снег, поэтому траншеи надо периодически восстанавливать. Наибольшая эффективность защиты от снежных заносов достигается при умелом сочетании всех способов снегозадержания как на подступах к защищаемой территории, так и на самой территории.

ЛИТЕРАТУРА

Дюнин А. К. Механика метелей. Новосибирск, 1963.
Мельник Д. М. Предупреждение снежных заносов на железных дорогах. М., «Транспорт», 1966.

ЧАСТЬ II

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИНЖЕНЕРНО-ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ, МЕРЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ И ЗАЩИТЫ

ГЛАВА V

ЛАВИНЫ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ ЛАВИН, ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Лавиной называют пришедшие в движение на склоне скользящие и низвергающиеся снежные массы (рис. 12).



Рис. 12. Лавина

Как показал опыт освоения горных районов СССР, лавины — неотъемлемая, характерная особенность горных склонов, на которых возникает устойчивый снежный покров. Поскольку любые сооружения (дороги, жилые здания и т. п.) должны функционировать в течение круглого года, то выяснение степени лавинной

опасности и выбор безопасных участков для строительства являются обязательным условием любых инженерных изысканий.

Сооружения, построенные без учета лавинной опасности, очень трудно защищать, поэтому в зимнее время приходится запрещать их эксплуатацию.

В зависимости от характера движения снега по склонам можно выделить три типа лавин: осовы (снежные оползни), лотковые и прыгающие лавины (табл. 8).

Таблица 8

Классификация лавин

Типы лавин и морфология пути их схода	Состояние и типы снега	
	сухой метелевый снег, снежные доски	мокрый новый и старый снег
Осовы — О		
Ровный склон; отрыв и скольжение снежных масс по всей поверхности склона	Осов сухой — ОС	Осов мокрый — ОМ
Лотковые лавины — ЛЛ		
Лог или лоток; течение и перекатывание снежных масс	Лотковая сухая лавина	Лотковая мокрая лавина
Эрозионный врез ЛЛ-1	Лотковая сухая лавина из эрозионного вреза ЛЛ-1-С	Лотковая мокрая лавина из эрозионного вреза ЛЛ-1-М
Денудационная воронка ЛЛ-2	Лотковая сухая лавина из денудационной воронки ЛЛ-2-С	Лотковая мокрая лавина из эрозионного вреза ЛЛ-2-М
Разрушенный кар ЛЛ-3	Лотковая сухая лавина из разрушенного кара ЛЛ-3-С	Лотковая мокрая лавина из разрушенного кара ЛЛ-3-М
Прыгающие лавины — ПЛ		
Участок отвесных стен на пути лавины	Прыгающая сухая лавина ПЛ-С	Прыгающая мокрая лавина ПЛ-М
Свободное падение снежных масс		
Эрозионный врез ПЛ-1	Прыгающая сухая лавина из эрозионного вреза ПЛ-1-С	Прыгающая мокрая лавина из эрозионного вреза ПЛ-1-М
Денудационная воронка ПЛ-2	Прыгающая сухая лавина из денудационной воронки ПЛ-2-С	Прыгающая мокрая лавина из денудационной воронки ПЛ-2-М
Разрушенный кар — ПЛ-3	Прыгающая сухая лавина из разрушенного кара ПЛ-3-С	Прыгающая мокрая лавина из разрушенного кара ПЛ-3-М

Осовами называют соскользнувший широким фронтом снег вне строго фиксированных русел. Высота схода осовов обычно в несколько раз меньше ширины полосы соскользнувшего снега.

Несмотря на то, что при сходе осовов в движение вовлекается слой снега сравнительно небольшой толщины (30—40 *см*), они наносят большой ущерб. Летом трудно опознать места расположения осовов, так как они обычно падают с травянистых склонов, не оставляя после падения геоботанических и геоморфологических признаков.

Лотковые лавины движутся по строго фиксированным руслам и у подошвы косогора создают конус выноса. Лога, по которым движутся лотковые лавины, хорошо опознаются на склонах. Весной они как бы подчеркнуты белой полосой продольного лавинного снежника, лежащего в логу, а летом — более яркой, чем обычно, травянистой растительностью.

Прыгающие лавины, двигаясь по логу, в котором имеются отвесные участки, свободно падают на дно долины. Они обладают громадной скоростью и обрушиваются всей тяжестью, тогда как осовы и лотковые лавины скользят под некоторым углом к препятствию, лежащему на их пути.

В зависимости от погодных условий, преобладающих в том или ином районе, снег может быть сухим и мокрым. Различают сухие и мокрые лавины. Однако их характеристика только по состоянию снега недостаточна, так как не дает возможности рекомендовать меры защиты и конструкции противолавинных сооружений для конкретных лавин. В классификации лавин надо учитывать морфологию лавиносбора и лотка, по которому они сходят. Поясним это следующим примером. Лотковые лавины из эрозионных врезов падают часто, и для защиты от них достаточно навеса легкой конструкции. Лотковые лавины из деформированных каров падают лишь 1—2 раза в зиму, но достигают больших объемов — 200 000—300 000 $м^3$, и для защиты от них требуется строить железобетонные галереи. При постройке защитного сооружения надо правильно решить сопряжение склона с кровлей галереи, учитывая особенности морфологии склонов. При движении лавин по касательной к кровле галереи давление на кровлю будет сравнительно небольшим.

Учет связи между географической обстановкой и путями развития снежного покрова (по типу уплотнения или разрыхления) позволил выделить пять типов лавинных режимов (рис. 13).

I. Арктические районы с метелевыми и инсоляционными лавинами. Арктические районы расположены к северу от 70° с. ш. Такое положение определяет их физико-географические и климатические особенности. Острова Северного Ледовитого океана расположены в Арктическом климатическом поясе, характеризующемся своеобразным радиационным режимом (смена полярной ночи полярным днем), особенностями циркуляции атмосферы (зимой западный и восточный секторы — области частых вторжений циклонов, центральный сектор — область развития антициклона). Основные черты холодного периода — его длительность (8—9 месяцев), умеренно суровая зима (температура января от —13 до

—32°), небольшое количество зимних осадков (наибольшие среднедекадные высоты снежного покрова в апреле—мае достигают 30 *см* в восточных и 80 *см* в западных районах). С циклической деятельностью связаны сильные ветры, приносящие тепло и осадки. Ветры южных и восточных румбов в Атлантическом сек-

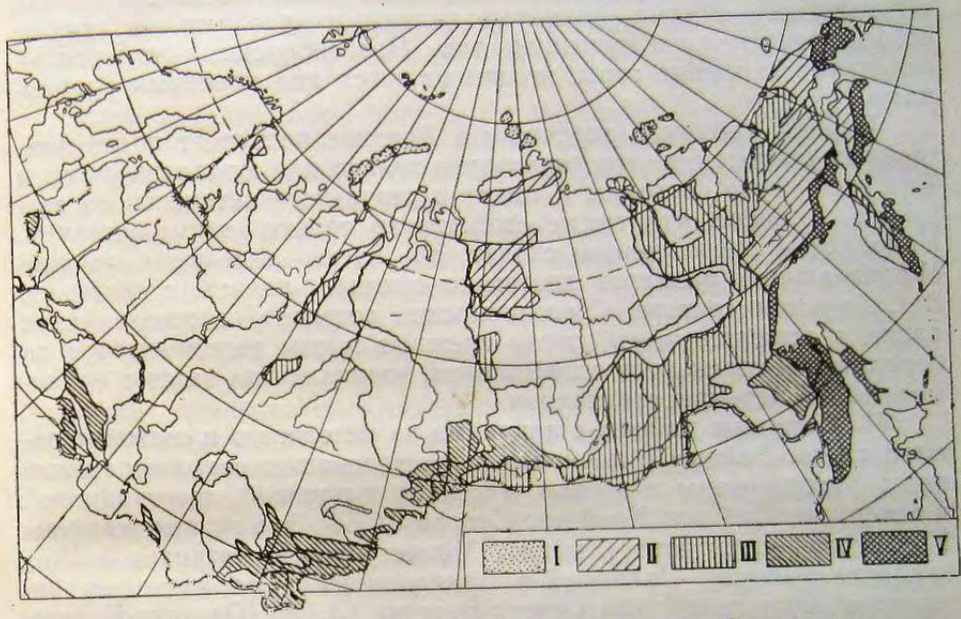


Рис. 13. Районирование СССР по факторам лавинообразования:
I — арктические районы с метелевыми и инсоляционными лавинами; *II* — северные районы с лавинами из метелевого и свежевыпавшего снега; *III* — внутренние континентальные районы с лавинами сублимационного диафтореза; *IV* — районы южного горного пояса с лавинами из свежевыпавшего снега; *V*—тихоокеанские и приморские районы с лавинами из мокрого метелевого и сложностратифицированного снега

торе и северных румбов в Тихоокеанском секторе очень устойчивы и достигают большой силы, часто переходя в штормовые. При низких температурах тонкий, неравномерно залегающий снежный покров под влиянием сильных ветров либо сильно уплотняется (до 0,4 $г/см^3$), либо перевевается. Метелевый перенос снега в Арктике достигает огромных размеров, так как перевевание (поземок) начинается при скорости ветра 5—7 *м/сек*. Вторжения циклонов в западном и восточном секторах приводят к резкому повышению температуры с амплитудой до 25° за сутки. Оттепели, однако, бывают здесь редко, а на Северной Земле и Новосибирских островах их нет совсем.

Арктические острова, расположенные в пределах Европейско-Азиатского шельфа, имеют различный геоморфологический облик вследствие различного геологического строения и возраста. Для них характерны небольшие абсолютные высоты (наивысшая точ-

ка — 1590 *м* на Новой Земле) и широкое развитие оледенения, составляющего 78% от всей площади оледенения СССР. Альпийский тип рельефа отмечен только на Новой Земле, сильнорасчлененный, среднегорный рельеф встречается на Новой Земле и на острове Врангеля. Для Земли Франца-Иосифа и Новосибирских островов характерны приподнятые платообразные поверхности с крутыми обрывистыми краями, покрытые ледяными куполами, а также останцовые скалы и нунатаки; для Новосибирских островов — отдельные столовые горы, поднимающиеся над плоскими равнинами.

Период лавинной опасности в Арктике наступает после длительных снегопадов, что характерно только для Атлантического и Тихоокеанского секторов, а также в результате интенсивного ветрового переноса, что также свойственно только этим районам. Наиболее мощные лавины сходят во время весеннего таяния. Максимальных размеров достигают мокрые лавины с ледников. В Сибирском секторе (Новосибирские острова) возможен сход лавин в середине зимы, когда снежные массы перемещаются по поверхности горизонтов разрыхления, возникающих за счет сублимационной перекристаллизации.

II. Северные районы с лавинами из метелевого и свежевыпавшего снега. Районы с лавинами из метелевого и свежевыпавшего снега расположены в горных массивах тундровой, лесотундровой и северотаежной зон Крайнего Севера СССР. Это горные массивы Кольского полуострова (Хибины, Мончетундра, Чунатундра и Ловозерские тундры), Полярный и Приполярный Урал, годы Быррангa, горы Путорана, горы Северо-Востока СССР (Охотско-Колымское нагорье, Анюйско-Чукотские и западная часть Корякских гор).

Благодаря своему географическому положению в высоких широтах и близости к Северному Ледовитому океану Крайний Север СССР характеризуется большой суровостью климата с очень продолжительной холодной, многоснежной и ветренной зимой. Все это обусловливает большую продолжительность лавиноопасного периода (от 7 до 10 месяцев) и большую интенсивность развития метелевых процессов, являющихся здесь одной из главных причин образования и схода лавин. Благодаря огромной протяженности с запада на восток климат западных, центральных и восточных районов Крайнего Севера имеет существенные различия. Так, в Европейской части СССР существенное влияние оказывают воздушные массы, приходящие с Атлантики, что проявляется прежде всего в увеличении влажности воздуха и в усилении циклонической деятельности. Это обеспечивает выпадение значительного количества осадков в течение всего года, особенно в горных районах.

Климат севера средней Сибири формируется под влиянием арктических воздушных масс и Азиатского максимума, что делает климат этих районов резко континентальным и более суровым.

2—56

Климат северо-востока Сибири имеет черты приморского благодаря тому, что он формируется под влиянием тихоокеанских воздушных масс. Положение района на границе областей с резко выраженным климатом континентального и приморского типов обусловливает здесь повышенную циклоничность, сопровождающуюся зимой частыми и сильными метелями и обильными снегопадами. В течение зимы мощность снежного покрова в северных районах достигает в среднем 60—90 *см*, а в горах Быррангa — около 30 *см*.

Метелевые процессы приводят к перераспределению снежного покрова, обусловливая концентрацию огромных масс снега в лавиносборах подветренных склонов и образование мощных снежных карнизов на бровках плато.

Рельеф горных районов Севера СССР характеризуется небольшими абсолютными и относительными высотами. Преобладают среднегорный и низкогорный типы рельефа с широким распространением платообразных и куполовидных возвышенностей. Абсолютные высоты в среднем достигают 1000—1200 *м* и только небольшие массивы Полярного и Приполярного Урала, Путорана, Анюйских и Корякских гор поднимаются до 1700—2000 *м*. Глубина расчленения низкогорий в среднем 100—300 *м*, среднегорий — от 500—700 *м*, максимальная — до 1000 *м*. Склоны плато и особенно речных долин часто расчленены густой сетью логов, способствующих образованию и сходу небольших лотковых лавин после обильных снегопадов. Обширные поверхности плато благоприятствуют интенсивному развитию метелевого переноса, наставляют огромные массы снега, переносимого на подветренные склоны, за счет чего образуются наиболее мощные метелевые лавины и осовы.

III. Внутриконтинентальные районы с лавинами сублимационного диафтореза. К этой группе относятся районы Северного и Южного Урала, горы Северо-Востока и южной Сибири, Становое и Алданское нагорья, внутренние районы Камчатки (Срединный и Ганальский хребет). В целом климатические условия отличаются значительной однородностью, что определяет общий тин лавинных процессов.

Большая часть территории зимой занята областью высокого атмосферного давления, центр которой располагается над Монголией и Забайкальем. В течение всей зимы господствует холодный континентальный воздух, образующийся преимущественно в результате трансформации арктических воздушных масс. Поэтому для зимних месяцев характерны низкие температуры воздуха и отсутствие оттепелей. В холодный период выпадает около 20—25% годовой суммы осадков. Остальная часть выпадает в летнее время. На распределение атмосферных осадков внутри территории сильное влияние оказывает горный рельеф. В горах Урала и южной Сибири наибольшее количество осадков получают западные склоны горных цепей. В горах Северо-Востока наиболее увлажнены

склоны, обращенные к влажным воздушным массам Тихого океана. Высота снежного покрова колеблется от 10 до 150 *см*.

Существенное перераспределение твердых осадков производит ветер, скорость которого заметно возрастает с увеличением абсолютной высоты. На вершинах и перевалах часто бывают сильные ветры (до 35—40 *м/сек*). Перевеваемый горными ветрами снег заполняет ущелья, скапливается в понижениях. В таких местах его мощность достигает иногда нескольких метров. Снег, выпадающий на землю, отличается большой рыхлостью и подвижностью. По гребням склонов и в лавиносборах образуются снежные карнизы и козырьки мощностью до 10—12 *м* и протяженностью до 100 *м*. При низких зимних температурах в снежном покрове возникают мощные горизонты глубинной изморози, приводящие к неустойчивому состоянию снега на склонах.

Рельеф внутриконтинентальных районов горного пояса очень разнообразен. Можно выделить несколько основных типов рельефа, предопределяющих сход лавины; 1) высокогорный альпийский рельеф в районах интенсивных поднятий на высотах более 2000—2200 *м*, где широко распространены крутостенные узкие гребни, крутизна склонов более 30°; 2) среднегорный тип рельефа, занимающий более 60% площади, сформированный в результате эрозионного расчленения древних выровненных поверхностей, абабсолютная высота массивов от 800—1000 до 2000 *м*, относительная высота — от 200 до 600 *м*, крутизна склонов 10—20°; лавины сходят по эрозионно-денудационным желобам; 3) высокоподнятые нагорья и массивные плоскогорья, расчлененные речными долинами, по крутым склонам которых сходят лавины.

Большая сейсмичность (от 8 до 10 баллов) некоторых горных районов (Байкальские горные цепи, горы Северо-Востока) является одной из причин массового схода лавин.

IV. Районы южного горного пояса с лавинами из свежевыпавшего снега, снежных досок и адвективными лавинами. Сюда относятся горные районы вдоль южных границ СССР. Они включают Восточные Карпаты, Горный Крым, Кавказ, горы Средней Азии и Алтайско-Саянскую горную область. Расположены в пределах умеренного и субтропического климатических поясов. Климат горных областей умеренного пояса — Карпат, северного склона Большого Кавказа, Тянь-Шаня, Алтая и Саян — формируется под воздействием циркуляционных процессов, развивающихся на юге Русской равнины, над Западной Сибирью и Казахстаном. Циклоническая деятельность под воздействием рельефа усиливается. На климат горных областей субтропического пояса — южного склона Большого Кавказа и Закавказья, Копетдага и Памиро-Алая — существенное влияние оказывает циклоническая деятельность Малоазиатского и Иранского фронтов.

Наиболее существенными с точки зрения лавинообразования общими чертами климата южного горного пояса являются: 1) большое количество осадков и значительная мощность снежного покрова (100—300 *см*); 2) значительная пестрота в распределении осадков, усиливающаяся с продвижением в восточные районы, где для подветренных склонов, внутренних горных плато и межгорных котловин характерна небольшая мощность (10—20 *см*), а иногда и отсутствие снежного покрова; 3) сравнительно мягкие температуры зимнего периода, особенно характерные для западной и центральной частей пояса (Карпат, Горного Крыма, Кавказа, Памиро-Алая и западного Тянь-Шаня), где зимой часты колебания температуры около 0° и глубокие оттепели, способствующие промачиванию снежных толщ и сходу мокрых лавин; 4) фёны, благоприятствующие возникновению оттепелей и лавиноопасных ситуаций, а в восточных районах вызывающие даже исчезновение снежного покрова в долинах; 5) метелевый перенос снега, роль которого в восточных районах ослабевает.

Громадная протяженность южного горного пояса с запада на восток вызывает ослабление влияния западных атлантических воздушных масс и усиление влияния воздушных масс Арктики и Центральной Азии. Если для европейской части этого горного пояса характерен средиземноморский тип климата с зимним максимумом осадков и мягкой зимой, то восточные районы испытывают значительное континентальное влияние Центральной Азии, а также вторжение арктических воздушных масс. Поэтому северный Тянь-Шань, Заилийский Алатау, Алтай и Саяны несколько приближаются по типу лавинных режимов к внутренним континентальным районам. Они отличаются от западных районов уменьшением роли метелевого переноса, зона которого ограничивается лишь верхним поясом гор. Характерны спокойные обильные снегопады, большая, чем в западных районах, рыхлость снега, и появление горизонтов глубинной изморози.

Для гор южного пояса характерно широкое развитие альпийского типа рельефа и сильно расчлененного среднегорья, что чрезвычайно благоприятно для развития густой сети мощных лавин. Это один из наиболее лавиноопасных районов СССР.

Наиболее характерными типами лавин во всех районах южного горного пояса являются мокрые лотковые лавины и осовы, бóльшая часть которых связана с весенним потеплением, оттепелями и обильными снегопадами, а также лавины из снежных досок, образованных при ветровом уплотнении снега.

V. Тихоокеанские и приморские районы с лавинами из мокрого метелевого и сложностратифицированного снега. Дальневосточные области СССР, в которые входят горные районы с особым типом лавин из мокрого метелевого и сложностратифицированного снега, расположены вдоль побережья Тихого океана и Охотского моря. Они простираются от полярного круга до 43° с. ш. Северные области располагаются в субарктическом, а южное — в умеренных поясах. В умеренной зоне климат носит муссонный характер, который наиболее ярко выражен в Приморье, на Сахалине, Охотском побережье в пределах хребта Джугджур. К северо-востоку

муссонные черты климата постепенно ослабевают. Период схода лавин (январь—апрель) отличается пониженной температурой (от —10—15° до —25°). В прибрежных районах Охотского моря и Тихого океана зима довольно ветренна.

В связи с большими климатическими различиями описываемых районов снежный покров распределяется неравномерно. В южной половине Приморья, на восточных склонах Сихотэ-Алиня и Джугджура высота снежного покрова достигает соответственно 30—40 и 70—80 *см*. Максимум накопления приходится на весенние месяцы. На Сахалине, севере Курильских островов, в восточной и юго-восточной частях Камчатки, в восточной половине Корякского нагорья и в Чукотских горах мощность снежного покрова достигает 150 *см* и более 200 *см* в ветровой тени. Снег лежит не менее 200 дней в году. В этих районах зимы отличаются обильными снегопадами, большой облачностью и сильными ветрами. Частое прохождение циклонов сопровождается оттепелями, иногда дождями и метелями, что обусловливает образование сложностратифицированного строения снежной толщи. В зонах прохождения циклонов (Камчатка, Курильские острова, Корякские горы) массовый сход лавин отмечается в январе—феврале; в районах с муссонным климатом (Приморье, Сахалин и др.) — в марте—апреле. В описываемых районах сходят в основном мокрые лавины.

Весьма сложный рельеф горных районов на побережьях Охотского и Берингова морей и Тихого океана характеризуется глубоким расчленением (от 200—300 до 1000 *м*), густой эрозионной сетью, значительной крутизной склонов (от 10—12° до 30°). Характер рельефа определяет морфологические типы лавин, из которых широко развиты лотковые лавины и осовы.

УСТОЙЧИВОСТЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА СКЛОНАХ

Устойчивость снежного покрова на склоне определяется множеством факторов, среди которых первостепенное значение имеют крутизна склона и характер его поверхности, мощность и физико-механические свойства снежного покрова. Если строго подходить к понятию устойчивости, то следовало бы признать, что снежный покров на склонах не находится в устойчивом положении, так как в нем происходят непрерывно процессы метаморфизма и сам покров медленно сползает. Но медленное равномерное сползание внешне мало заметно и не представляет непосредственной угрозы. Поэтому за критерий устойчивости снежного покрова принимается такое состояние, при котором небольшое дополнительное силовое воздействие вызовет ускоряющуюся ползучесть, приводящую к образованию лавины.

Для наглядности рассмотрим устойчивость прямоугольного снежного блока шириной 1 *м* и длиной l, условно вырезанного из

снежного покрова на склоне (рис. 14). Собственный вес такого блока составляет

$$P = \gamma h l, \tag{V.1}$$

где γ — объемный вес снега; l — толщина снежного покрова; равная

$$h = H\cos\psi, \tag{V,2}$$

где H — высота снежного покрова по вертикали, ψ — угол наклона склона.

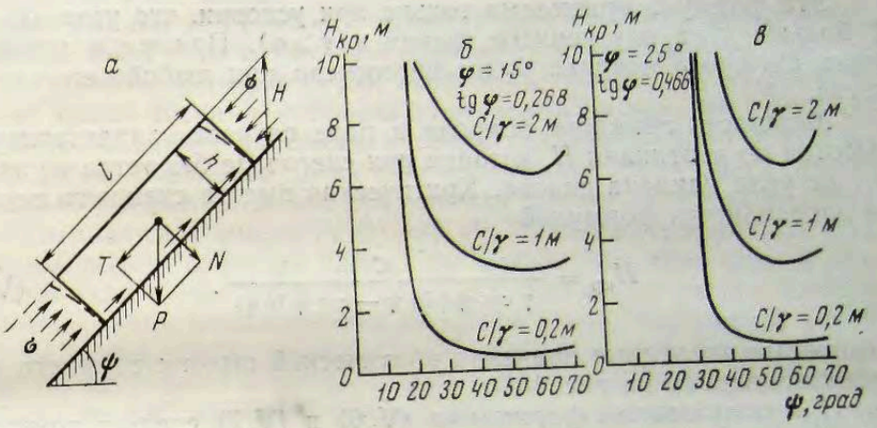


Рис. 14. Расчетная схема устойчивости снежного блока на склоне (*а*) и критические высоты снежного покрова (*б* и *в*)

Сила P может быть разложена на составляющие — нормальную к склону силу N и параллельную склону силу T:

$$N = \gamma h l \cos\psi, \tag{V,3}$$

$$T = \gamma h l \sin\psi. \tag{V,4}$$

Сила T стремится сдвинуть блок вниз по склону. Удерживают блок силы сопротивления сдвигу блока по основанию τ и напряжения на гранях блока.

Напряжения на гранях меняются по глубине снежного покрова в зависимости от веса вышележащего слоя снега и коэффициента бокового распора, они зависят также от рельефа и характеристик снежного покрова на соседних с блоком участках и параметров всего снежного пласта. Если блок находится на большом ровном склоне, то краевыми эффектами можно пренебречь, и тогда условие устойчивости запишется в виде

$$T \leqslant \tau_c l, \tag{V,5}$$

где $\tau_c = C + \sigma \operatorname{tg}\varphi$ — предельное сопротивление снега сдвигу по поверхности склона или по поверхности нижележащего слоя снега; C — сцепление; σ — давление в плоскости сдвига, равное $\sigma = \frac{N}{l} = \gamma h \cos\psi$; $\operatorname{tg}\varphi$ — коэффициент внутреннего трения снега.

Подставляя в уравнение (V, 5) значения T и τ_c, получаем формулу для критической толщины снежного пласта $h_{кр}$, превышение которой приведет к соскальзыванию снежного блока

$$h_{кр} = \frac{C}{\gamma(\sin\psi - \cos\psi \operatorname{tg}\varphi)}. \qquad (V,6)$$

Эта формула приемлема только при условии, что угол склона ψ больше угла внутреннего трения φ ($\psi > \varphi$). При $\psi \leqslant \varphi$ устойчивость снежного покрова будет обеспечена при любой его мощности.

Мощность снежного покрова в ряде случаев характеризуют высотой по вертикали H, которая при снегопаде без ветра не зависит от угла наклона склона. Критическая высота снежного покрова определяется формулой

$$H_{кр} = \frac{C}{\gamma \cos\psi(\sin\psi - \cos\psi \operatorname{tg}\varphi)}. \qquad (V,7)$$

Некоторые численные значения критической высоты снежного покрова приведены на рис. 14 (*б* и *в*).

При пользовании формулами (V, 6) и (V, 7) следует помнить, что в них нельзя подставлять значения сцепления и коэффициента внутреннего трения, определяемые при быстром срезе снега, а следует пользоваться значениями C и $\operatorname{tg}\varphi$, определяемых для реальных скоростей нарастания напряжений сдвига и времени их действия.

По мере увеличения срока действия напряжений сдвига значения C и $\operatorname{tg}\varphi$ уменьшаются, следовательно, и критическая высота снежного покрова на склоне должна со временем уменьшаться. Этим и объясняются часто наблюдаемые случаи, когда сход лавин из свежевыпавшего снега происходит спустя несколько часов после окончания снегопада. Это значит, что к концу снегопада фактическая высота снежного покрова была меньше критической и снег находился в устойчивом состоянии, но в последующие часы расчетная критическая высота снежного покрова постепенно уменьшалась, пока не возникли условия для потери устойчивости снега.

Формула (V, 7) для критической высоты снежного покрова выведена, как указано выше, для случая, когда можно пренебречь влиянием краевых условий. Она в таком виде может быть использована лишь для прогнозирования лавин из свежевыпавшего сухого снега, для которого сопротивление разрыву пласта на линии отрыва лавины, а также сопротивление по нижней и боковым граням пришедшего в движение блока снега несущественны.

На склоне с переменным профилем устойчивость свежевыпавшего снежного покрова в первую очередь нарушается на крутых участках, где фактическая высота снежного покрова превышает критическую высоту. Пришедшая в движение масса снега затем может захватывать снег и на более пологих участках, где снег находился в устойчивом состоянии. Если условия равновесия свежевыпавшего слоя снега не были нарушены в ближайшие сутки после снегопада, то происходит временная стабилизация снежного покрова. Снежный покров уплотняется, увеличивается его сцепление и возрастает расчетная критическая высота. Новая лавинная опасность появляется при ветровом переносе снега и образовании снежных досок.

Для оценки устойчивости снежной доски помимо учета сопротивления сдвигу по возможной поверхности скольжения, как это было принято в формуле (V, 5), необходимо учитывать сопротивление по краям доски — сопротивление отрыву в верхней части, сопротивление сдвигу по бокам и сопротивление сжатию в нижней части доски. Сцепление доски с нижележащим слоем снега обычно настолько уменьшается, что критическая высота снежного покрова, определенная по формуле (V, 6) или (V, 7), становится меньше фактической высоты снежной доски. Это значит, что силы сдвига превышают силы сопротивления сдвигу и избыток сил сдвига компенсируется силами сопротивления по краям доски. Нарушение устойчивости снежной доски обычно происходит из-за того, что в какой-то ее части, чаще всего в местах резкого увеличения крутизны склона напряжения растяжения достигают предела длительного сопротивления снега разрыву.

Процессы метаморфизма и образование слоя глубинного инея часто бывают причиной нарушения устойчивости мощных слоев уплотненного старого снега. Силы сцепления и коэффициент внутреннего трения в слое глубинной изморози или рыхлого зернистого снега настолько уменьшаются, что не в состоянии удержать вышележащую толщу снега от сползания, т. е. расчетная критическая высота снежного покрова над слоем глубинного инея становится меньше фактической. Избыток сил сдвига на участке, где фактическая высота снежного покрова превышает критическую, должен компенсироваться сопротивлением соскальзыванию этого пласта снежным покровом на соседних участках. Нарушение устойчивости снега на таком участке происходит после того, как напряжения сжатия в нижней части пласта достигают предела длительного сопротивления сжатию. Снежный покров в этом месте разрушается, и расположенный выше по склону пласт начинает двигаться вниз, сначала наползая на пласт, расположенный ниже места разрушения, а затем вовлекая его в движение. В отличие от снежной доски, движение которой может начаться от толчка или местного нарушения целостности доски, скорость движения пласта старого снега может нарастать постепенно. Сначала происходит медленное сползание пласта за счет ползучести снега, затем, когда пласт в

каком-то месте разрушается, увеличиваются напряжения сдвига в слое глубинного инея и возникают условия для ускоряющейся ползучести в этом слое. Скорость сдвига прогрессивно возрастает, приводя к полному нарушению сцепления верхнего пласта с основанием и образованию лавины. Мокрый снежный покров теряет устойчивость из-за резкого уменьшения сцепления и коэффициента внутреннего трения в локальных участках, где скапливается вода. Сопротивление сдвигу особенно резко уменьшается в слоях снега над настовыми корками, по которым стекает вода в тающем снеге.

МЕХАНИКА ДВИЖЕНИЯ ЛАВИН

Закономерности движения снега в лавине во многом зависят от типа лавины. Лавина может двигаться как снего-воздушный поток, в котором перемешиваются снежные глыбы, комья и кристаллические зерна снега, как облако аэрозоля (пылевые лавины), как поток снежно-водяной массы (мокрые лавины) или как твердое тело, скользящее по подстилающей поверхности (осовы, начальная стадия движения лавин из снежной доски).

Теория движения лавин развивается в двух направлениях. Одно направление рассматривает движение лавины как движение твердого тела, в том числе переменной массы и объема, для описания которого применяются методы механики «материальной точки». Второе направление рассматривает движение лавины как движение сплошной среды, для изучения которого применимы методы гидравлики. Подробный анализ этих двух направлений сделан в работе М. Э. Эглит (1968).

Большинство расчетных формул, предлагаемых для определения скорости движения лавины (Саатчан, 1936; Шахунянц, 1955; Козик, 1962; Москалев, 1966 и др.), основано на дифференциальном уравнении движения «материальной точки» (центра тяжести лавины):

$$\frac{dv}{dt} = g \sin \psi - f_1 - f_2, \qquad (V,8)$$

где v — скорость движения параллельно склону; t — время; g — ускорение силы тяжести; ψ — угол наклона склона; f_1 — сила трения лавины о склон (кулоновское трение); f_2 — сумма других сил сопротивления.

Авторы этих формул, придавая коэффициентам f_1 и f_2 определенный механический смысл и вводя некоторые допущения, подчас даже не совсем обоснованные, дали возможность рассматривать лавину уже не как «материальную точку», а как тело, изменяющее определенным образом свои размеры и форму в процессе движения. Таким образом, найдено соответствие между теоретическими формулами и реальной механикой движения лавин.

В естественных условиях движение лавин зависит от множества факторов. Трудно найти два лавинных очага, где бы объемы и

скорости движения лавин были одинаковыми. Даже в одном и том же лавинном очаге каждая лавина чем-то отличается от предыдущих. Поэтому для описания механики движения лавин и построения расчетных формул основное значение приобретает сбор фактических данных о движении лавин и определение статистико-вероятностных зависимостей основных параметров лавины от различных факторов. В этом отношении уравнения, построенные на основе упрощенного уравнения движения лавины (V,8), являются хорошей основой для построения полуэмпирических формул, которые при наличии достаточного для построения статистических зависимостей количества фактических данных позволяют с достаточной для практических целей точностью производить расчеты основных параметров движении лавин.

Г. Г. Саатчан (1936) предложил определять скорость движения лавины по формуле

$$S = 2{,}3 \frac{a}{K^2} \lg \frac{a - Kv_0}{a - Kv} - \frac{v_0 - v}{K}, \qquad (V,9)$$

где S — путь лавины, $м$; v_0 — скорость лавины в начале данного участка ее пути на склоне с углом наклона a; v — скорость лавины в конце данного участка, $м/сек$; $a = g(\sin\psi - f\cos\psi)$ — ускорение движения лавины, $м/сек^2$; $g = 9{,}81$ $м/сек^2$ — ускорение силы тяжести; f — коэффициент динамического трения ($f_{мин} = 0{,}3$); K — коэффициент сопротивления среды, зависящей от площади лавиносбора и извилистости пути движения лавины.

По данным наблюдений за лавинами в Хибинах и при сопоставлении расчетных данных с фактическими В. Н. Аккуратов, Э. Б. Красносельский и В. А. Иткин (1967) установили, что зависимость коэффициента сопротивления от площади лавиносбора F, $га$, может быть выражена эмпирической формулой: $K = 0{,}12F^{-0{,}448} \cdot l^{-0{,}0175S}$. Для вычисления скорости весь путь движения лавины разбивается на ряд участков с одинаковым уклоном. Расчет скоростей производится последовательно по участкам до места остановки лавины. Полученная по расчетам дальность выброса лавины сопоставляется с фактическими данными. При большом расхождении расчетных и фактических данных дальности выброса производится корректирование расчета путем изменения коэффициентов f и K.

Точность расчетов по формуле (V, 9) зависит от того, какие для этого приняты значения коэффициентов f и K. Для повышения точности расчетов необходимо собирать фактические данные о скоростях движения и дальности выброса лавин и по ним определять значения указанных коэффициентов. Затем следует установить статистические зависимости коэффициентов от различных факторов, не учтенных в основной расчетной формуле, в частности мощности и свойства снега в лавиносбросе, форму лавиносбора, лавинного пути и конуса выноса лавины, общий объем снега в лавине и другие факторы. Только при наличии достаточного количества факти-

ческого материала можно рассчитывать на высокую достоверность расчетных скоростей движения и дальности выброса лавин.

Г. М. Шахунянц (1955) предложил помимо трения движения учитывать лобовое сопротивление воздушной среды, зависящее от квадрата скорости лавины.

С. М. Козик (1962) рассмотрел различные варианты задания коэффициентов f_1 и f_2 в уравнении (V,8), а также возможность учета изменения массы лавины в процессе ее движения. Составленное им развернутое дифференциальное уравнение движения лавины и уравнения для частных случаев позволяют определять скорость движения лавины в каждой точке ее пути. Но для того, чтобы получить точные решения, необходимо знать значения расчетных коэффициентов, а также форму и размеры лавины, что далеко не всегда возможно. Если же таких данных нет, то производить точные расчеты нет смысла. Поэтому наряду со сложными расчетами С. М. Козик предложил практические приемы приближенного расчета скорости лавины в любой точке ее пути и предельной дальности выброса.

Было сделано допущение, что все силы, оказывающие сопротивление движению лавины, можно выразить одним обобщенным коэффициентом трения f. В этом случае уравнение движения центра тяжести лавины (V,8) принимает вид

$$\frac{d(v^2)}{dS} = 2g(\sin\psi - f\cos\psi). \qquad (V,10)$$

Решая это уравнение для прямолинейного участка, получаем

$$v^2 = v_0^2 + 2g(\sin\psi - f\cos\psi)S, \qquad (V,11)$$

где v_0 — скорость лавины в начале участка; S — расстояние от начала участка.

Если разность высот точки отрыва лавины в данной точке на ее пути обозначить через h, а длину горизонтальной проекции пути между теми же точками через l, то $\frac{dh}{dl} = \sin\psi$ и $\frac{dl}{dS} = \cos\psi$. Подставляя эти значения в уравнение (V,10), получаем

$$\frac{d(v^2)}{dS} = 2g\left(\frac{dh}{dS} - f\frac{dl}{dS}\right). \qquad (V,12)$$

Интегрируя это уравнение с учетом того, что в точке отрыва лавины $h=0$, $l=0$, $v=0$, и условно считая, что коэффициент трения f вдоль лавинного пути не изменяется, получаем формулу для определения скоростей в виде

$$\frac{v^2}{2g} = h - fl. \qquad (V,13)$$

Логично предполагать, что максимальная дальность выброса лавины $l_{макс}$ будет достигнута в том случае, когда коэффициент

трения будет минимальным ($f_{мин}$). Так как в точке остановки лавины $v=0$, то $h_K - f_{мин} \cdot l_{макс} = 0$.

и

$$f_{мин} = \frac{h_K}{l_{макс}} = \operatorname{tg}\alpha_{расч}, \qquad (V,14)$$

где h_K — перепад высот между точками отрыва и остановки лавины; $\alpha_{расч}$ — угол между горизонтальной линией и линней, соединяющей точки отрыва и остановки лавины.

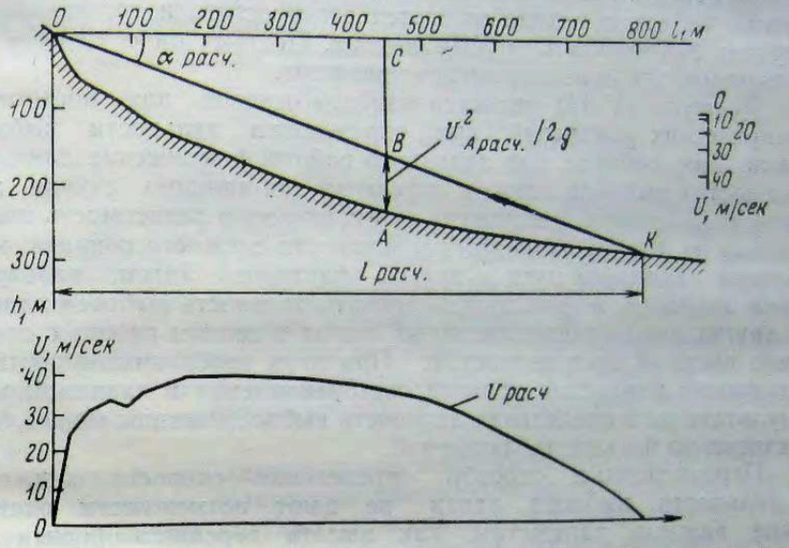


Рис. 15. Ориентировочный графический расчет наибольшей возможной скорости движения лавины в данной точке пути и предельной дальности выброса.

Приведенные расчетные формулы позволяют графически определять предельную дальность выброса лавины и ее скорость. Для этого строят продольный профиль пути лавины и на него наносят линии координат l и h с началом в точке отрыва лавины (рис. 15). Затем из начала координат проводят наклонную линию под углом $\alpha_{расч}$, который назначается, исходя из величины минимального значения коэффициента трения $f_{мин} = \operatorname{tg}\alpha_{расч}$. Точка пересечения этой наклонной линии с профилем склона определяет предельную дальность выброса лавины. Скорость движения лавины в искомой точке A определяется отрезком ординаты между профилем склона и наклонной линией OK

$$AB = AC - BC = h - l\operatorname{tg}\alpha_{расч} = \frac{v^2}{2g}.$$

Для графического определения скоростей строится шкала зависимости величины V от длины отрезка AB.

Рассматривая имеющиеся данные о дальностях выброса лавин, С. М. Козик пришел к выводу, что отношение перепада высот h_K к фактически наблюдаемой максимальной дальности выброса $l_{макс}$ не бывает меньше $0{,}3\left(\frac{h_k}{l_{макс}} \geqslant 0{,}3\right)$. Поэтому для расчетов максимально возможной дальности выброса лавин он рекомендовал принимать $f_{мин}=0{,}3$, при котором $\alpha_{расч}=16{,}7°$.

Описанный метод расчета является весьма приближенным, и пользоваться им можно лишь с большой осторожностью. Достоинствами же этого метода являются его простота и то, что он исключает возможность грубых ошибок. Поэтому он с успехом используется для ориентировочных расчетов.

Формула (V, 14) является удобной основой для построения эмпирических уравнений при определении дальности выброса лавин. Так, собирая для заданного района фактические данные о дальностях выброса лавин и определяя для каждого случая значение $\alpha_{расч}$, можно установить статистическую зависимость значения $f_{мин}$ от формы лавиносбора, мощности снежного покрова, морфологии лавинного пути и других факторов. Затем, пользуясь этими данными, можно прогнозировать дальность выброса лавины на других аналогичных лавинных очагах в данном районе с достаточно высокой достоверностью. При этом необходимо учитывать возможные изменения условий снегонакопления в лавиносборе, в результате чего предельная дальность выброса лавины может быть значительно больше наблюдаемой.

Перечисленные способы определения скорости движения и дальности выброса лавин не дают возможности оценить такие важные параметры, как высота переднего фронта лавины, плотность лавинного потока и распределение скоростей внутри потока. Поэтому возникла необходимость проведения натурных исследований механики лавин и разработки теории механики лавины как движения сплошной среды.

А. В. Брюханов (1967) разработал специальную стереофотограмметрическую установку, позволяющую получать стереоскопические снимки снежной лавины с интервалом 2 *сек*. Проведенное им фотографирование снежных лавин в Средней Азии и Хибинах дало первые объективные данные о закономерностях движения лавин. В частности, зафиксированы высоты переднего фронта лавины и изменение их в зависимости от рельефа. Выявлено также наличие пульсаций скоростей перемещения переднего фронта лавины.

В 1966 г. в Хибинах на конусе выброса одного из лавинных очагов была построена опытная металлическая конструкция высотой 9 *м*, оборудованная приборами для определения силы удара. С помощью этих приборов, киносъемки лавин и исследований лавинных отложений получены данные о силе удара лавины о препятствие, высоте переднего фронта лавины и о приближенном

распределении плотностей лавинного потока по высоте переднего фронта (Аккуратов и др., 1970).

Дальнейшее развитие и применение метода стереофотосъемки лавин, а также исследований динамики с помощью опытных конструкций будет служить базой для разработки и проверки новых аналитических способов расчета механики лавин.

М. Э. Эглит (1968) предложила решать задачу о движении снежной лавины в рамках гидравлической схемы системы уравнений. Ею рассмотрен случай движения лавины по широкому лотку или склону, когда можно пренебречь эффектами, связанными с взаимодействием лавины со стенками лотка или воздухом на боковых границах. При этом предполагается, что движение снега в лавине можно рассматривать как турбулентное движение сплошной среды, которое приближенно описывается уравнениями:

$$\frac{dh}{dt}+\frac{dh}{dS}v=0,$$

$$\frac{dv}{dt}+v\frac{dv}{dS}=f-K\frac{v^2}{h}-\frac{g}{2h}\cos\psi,$$

где v — средняя по поперечному сечению лавины скорость вдоль склона; h — толщина движущегося слоя снега, отсчитываемая перпендикулярно к склону от поверхности, по которой движется лавина; t — время; S — координата вдоль склона; g — ускорение силы тяжести; ψ — угол наклона склона к горизонту; K — коэффициент «гидравлического» трения; f — коэффициент, характеризующий ту часть сил, действующих на снег, которая не зависит от скорости; $f=g(\sin\psi-\mu\cos\psi)$; μ — коэффициент «кулоновского» трения.

В результате качественного исследования этой системы уравнений оказалось возможным предложить приближенные формулы для определения максимальной скорости переднего фронта и толщины лавинного потока вдоль лавины на достаточно длинных склонах с постоянным углом наклона и однородным снежным покровом (Бахвалов, Эглит, 1970). Показаны также возможности решения принятой системы уравнений с помощью вычислительных машин для склонов с переменным углом наклона.

А. К. Дюнин (1969) предложил для расчетов движения лавин использовать уравнения баланса импульсов двухфазной среды (снег+воздух), записанные в векторной форме:

$$\frac{d(\bar{q}+\bar{q}_S)}{dt}+\Delta(\bar{q}\bar{v}+\bar{q}_S\bar{v}_S)=(\gamma+\gamma_S)\bar{g}-g\Delta T,$$

где $\bar{g}$, g — вектор ускорения силы тяжести и его модуль, *м/сек²*; $\bar{q}$, q_S — векторы осредненных по пространству и времени весовых расходов воздуха и снега, *кг/см²·сек*; t — время, *сек*; Δ — оператор Гамильтона, $м^{-1}$; $\bar{v}$, $\bar{v}_S$ — векторы осредненных скоростей дви-

жения воздуха и снега, *м/сек*; γ, γ_s — осредненные весовые концентрации воздуха и снега на единицу объема среды, *кг/м*^{3}; T — осредненный тензор обобщенных напряжений, *кг/м*^{3}.

Следует отметить, что на пути решения уравнений движения лавины, основанных на теории механики сплошной или двухфазной среды, возникают большие затруднения, связанные со сложностью математических расчетов и, самое главное, с недостатком фактических данных для задания граничных условий. Поэтому для инженерных расчетов теория, в которой движение лавины рассматривается как движение сплошной среды, пока практически не применяется. Одной из ближайших задач этой теории является выработка уравнений, позволяющих хотя бы приближенно определять высоту переднего фронта лавины на любом участке ее движения с учетом реальных неоднородностей склона, искривления лавинных лотков и других факторов, оказывающих существенное влияние на скорость движения лавины и ее форму.

Сход лавин часто сопровождается мощными воздушными волнами, которые могут распространяться на значительное расстояние за границы выброса лавины и производить разрушения на своем пути. Наиболее мощные воздушные волны образуются при сходе прыгающих лавин в местах, где лавина срывается с уступа и вызывает сильное сжатие воздуха в чашеобразной выемке под уступом. Образовавшаяся в таких условиях воздушная волна движется уже независимо от направления дальнейшего движения лавины. Наблюдаются случаи, когда лавина после падения с уступа резко меняет свое направление или останавливается на близком расстоянии от уступа, а воздушная волна распространяется в сторону долины на расстояние до 1 *км* и более. Мощные воздушные волны наблюдаются и при сходе пылевых лавин. При сходе других типов лавин воздушные волны образуются при больших скоростях их движения (более 20 *м/сек*).

Предполагается, что воздушные волны, которые возникают при сходе разных типов лавин, имеют различную физическую природу и разный механизм образования. В настоящее время есть несколько гипотез образования воздушных волн.

Ю. Л. Якимов и И. Е. Шурова (1968) считают, что воздушные волны при сходе лавин представляют собой вихревые кольца. Снежная лавина во время своего движения увлекает прилегающий к склону воздух. В лавине из рыхлого снега этому содействует интенсивное перемешивание снега с прилегающим к лавине воздухом, в то время как воздух, находящийся несколько выше, не увлекается. Такое расслоение воздушных масс около лавины может привести к образованию мощного вихря. Вихревые линии, опоясывая язык лавины, упираются в склон, который является плоскостью симметрии. В результате этого модель воздушной волны представляется в виде полукольца, движущегося над плоскостью. При замедлении движения и остановке лавины вихревые полукольца продолжают двигаться вниз по склону, производя на своем пути разрушения. В точках касания вихревой линии о склон могут наблюдаться явления, аналогичные действию смерчей. Дополнительное увеличение энергии воздушного потока может происходить за счет потенциальной энергии частиц снега, уносимых вихрем.

Д. И. Тебуев, М. А. Долов и В. А. Халкечев (1970) предложили модель ударной волны для лавин, совершающих прыжок с уступа. По их представлениям, лавинный снег во время своего турбулентного движения по лотку обогащается воздухом, затем, совершая прыжок и ударяясь о скальное препятствие, может израсходовать свою кинетическую энергию, выжимая накопившийся в нем воздух. Во время удара лавины в окружающем воздухе возникает скачок давления, величина которого зависит от скорости, объема и пористости лавинного снега перед ударом. Этот скачок давления и образует ударную волну.

Ю. Д. Москалев (1970) выдвинул гипотезу о возможности возникновения в лавинном снего-воздушном потоке свободных колебаний, которые могут служить источником ударных волн и сопровождающих их вихрей. Он считает, что в областях повышенной местной скорости или отрыве лавинного тела от подстилающей поверхности возникают зоны разрежения, которые, уплотняясь, порождают ударные волны. За счет процессов, происходящих внутри тела лавины, и колебаний скоростей движения силы появляется возможность направленного излучения волн через передний фронт лавины.

Исследования природы и характеристик воздушных волн продолжаются. Однако надежных методов расчета скоростей и разрушительной силы воздушных волн пока не разработано. Поэтому при изысканиях обычно ограничиваются тем, что фиксируют лишь видимые зоны действия воздушных волн, и на картах прогноза лавинной опасности тщательно картируют остатки плечей, трогов и нивальные ступенчатые склоны, которые могут быть трамплинами для лавин и местом образования воздушных волн.

ИНЖЕНЕРНЫЕ ИЗЫСКАНИЯ В ЛАВИНООПАСНЫХ РАЙОНАХ

В любом горном районе, в котором возникает устойчивый снежный покров, следует ожидать появления лавин. Поэтому, приступая к подготовке изысканий, необходимо прежде всего ознакомиться с картой лавинной опасности СССР, на которой указана степень опасности отдельных территорий, и по ней в первом приближении представить себе возможные размеры лавинной деятельности. Изыскания проводятся в несколько этапов.

Предварительные камеральные работы. До выезда на полевые работы необходимо собрать следующие материалы, по которым в подготовительный период можно составить предварительную оцен-

ку лавинной опасности: 1) аэроснимки; 2) топографические карты; 3) опубликованные и фондовые материалы о случаях схода лавин; 4) данные ближайших метеорологических станций.

Предварительное дешифрирование аэроснимков позволяет оконтурить лавиносборы, лотки и минеральные конусы выноса по геоморфологическим и геоботаническим признакам, а также определить морфологический тип лавин по классификации Г. К. Тушинского. Выбор типов противолавинных сооружений следует делать в зависимости от морфологии лавинных аппаратов. При использовании классификаций лавин, основанных на типах и состоянии снега, невозможно решать, какой тип сооружений целесообразно выбрать. Морфологическая классификация без наблюдения над падающими лавинами помогает установить типы лавин и рекомендовать конструкции противолавинных сооружений. Например, для осова, скользящего вне строго фиксированного русла, можно рекомендовать легкие галереи. Совершенно иное сооружение следует назначать в том случае, когда лавина прыгающая, т. е. она может «прыгнуть» на крышу галереи.

При наличии крупномасштабных карт следует перенести контуры лавинных аппаратов с аэроснимков на карты и получить предварительные данные по морфометрии лавинных аппаратов.

В опубликованных статьях и книгах по району, где предстоит производить изыскания, можно найти сведения о случаях схода лавин. Кроме того, просмотр фотографий, опубликованных в этих работах, часто убеждает нас в большой лавинной опасности, несмотря на то, что авторы этих работ не упоминают о лавинах. В фондах различных ведомств и министерств можно найти также материал о лавинах.

Анализ следующих материалов метеостанций (главным образом таблиц ТМ—I) позволяет составить представление о роли климатических факторов в лавинном режиме данной территории:

а) общая сумма и распределение по месяцам твердых атмосферных осадков, число дней с осадками и их количество в каждом месяце;

б) наибольшая интенсивность, длительность снегопада и количество осадков за снегопад;

в) даты установления и схода снежного покрова, месяцы с наибольшим количеством снега в данном районе;

г) наибольшая и средняя высота снежного покрова; плотность снега;

д) даты перехода среднесуточной температуры через нуль (осенью и весной);

е) среднесуточные и экстремальные температуры воздуха зимой;

ж) число дней с оттепелями, наименьшая и наибольшая продолжительность оттепелей, наибольшие температуры воздуха при оттепелях;

з) среднемесячная и экстремальная влажность воздуха (абсолютная и относительная);

и) преобладающие и максимальные скорости ветра, преобладающие его направления;

к) число дней с метелями в каждом месяце.

Перечисленные материалы позволят еще до выезда на изыскания оценить по аэроснимкам и картам рельеф, а по данным метеорологических станций — снежно-лавинный режим.

В том случае, если перед изыскателями стоит вопрос о выборе безопасных участков для застройки, то в первом приближении можно наметить безопасные участки, а также примерно наметить возможные конкурирующие варианты линейных сооружений (дорог, линий электропередач и т. д.).

На этой (камеральной) стадии следует составить карту предварительной оценки лавинной опасности, сопроводив ее коротким текстом и графиками, полученными при обработке метеорологических данных. Полученные материалы должны лечь в основу составления плана полевых работ и выяснения вопросов, которые не могут быть надежно определены камеральным путем.

Полевые работы имеют целью составление лавинной карты на основании полевого дешифрирования аэроснимков, обследования каждого конуса выноса лавины, шурфования конусов, а также составление продольных профилей лавинных аппаратов для определения дальности выброса лавин и выбора типов противолавинных сооружений. Одновременно с дешифрированием аэроснимков все контуры переносятся в поле на топографическую основу. В тех случаях, когда на район работ отсутствуют аэроснимки и топографическая основа, необходимо фотокамерой с широкоугольным объективом сделать панорамные фотографии обоих склонов долины с размером каждого снимка, входящего в панораму, не менее 13×18 *см*. На этих фотопанорамах следует в поле наносить все контуры лавинных аппаратов и закреплять их тушью.

При полевых работах необходимо произвести опрос местных жителей о случаях схода лавин, погодной обстановке, предшествующей сходу лавин и т. п. Этот опрос может дать много дополнительных сведений, если до выезда в поле обработаны материалы метеостанции и опрос производится со знанием дела. Во время полевых работ определяются признаки лавинной опасности.

Геоморфологические признаки. Двигаясь по склону под влиянием силы тяжести, снег соскальзывает, в результате создается оползень (осов). Далее снег устремляется по эрозионным лоткам, образуя у подошвы косогора конусы выноса лавин. Морфология склонов лавиносборов и лотков влияет на размеры лавин, частоту их падения и на выбор противолавинных мероприятий. Бывают случаи, когда неправильно оценивают морфологию склонов и форм рельефа на нем и выбирают неподходящую конструкцию противолавинного сооружения (галерей и навесов); в результате после

схода первой же лавины оно разрушается или засыпаются подходы к нему (рис. 16).

Целесообразно различать две основные генетические группы форм рельефа, от которых зависит режим обвалов: нивально-эрозионные и гляциально-лавинные формы. Обе эти группы на ранней стадии сравнительно безопасны. Увеличение лавиноопасности сов-



Рис. 16. Противолавинная галерея, засыпанная лавиной

падает со зрелостью этих форм, когда они внешне становятся похожими одна на другую.

Лавины, зародившиеся в небольших, но крутых эроизонно-нивальных бороздах, незначительны по объему, но падают они весьма часто, почти после каждого снегопада (рис. 17). Дальнейшее разрастание эрозионно-нивальных борозд усложняет их рисунок в плане, так как появляются боковые ответвления, которые способствуют увеличению площади лавиносбора, а следовательно, и увеличению размера лавин. В карах, сохранивших плоское дно и порог (ригель), лавины не выбрасываются на дно долины, а остаются у подошвы крутых склонов, соединяясь своими конусами в единый шлейф. Опасность падения крупных лавин увеличивается по мере преобразования кара водной эрозией; когда ригель оказывается полностью прорезанным, становится возможным периодический выброс скопившегося снега из кара.

Поскольку благодаря метелевому переносу в карах порой накапливается очень много снега, объемы лавин могут достигать

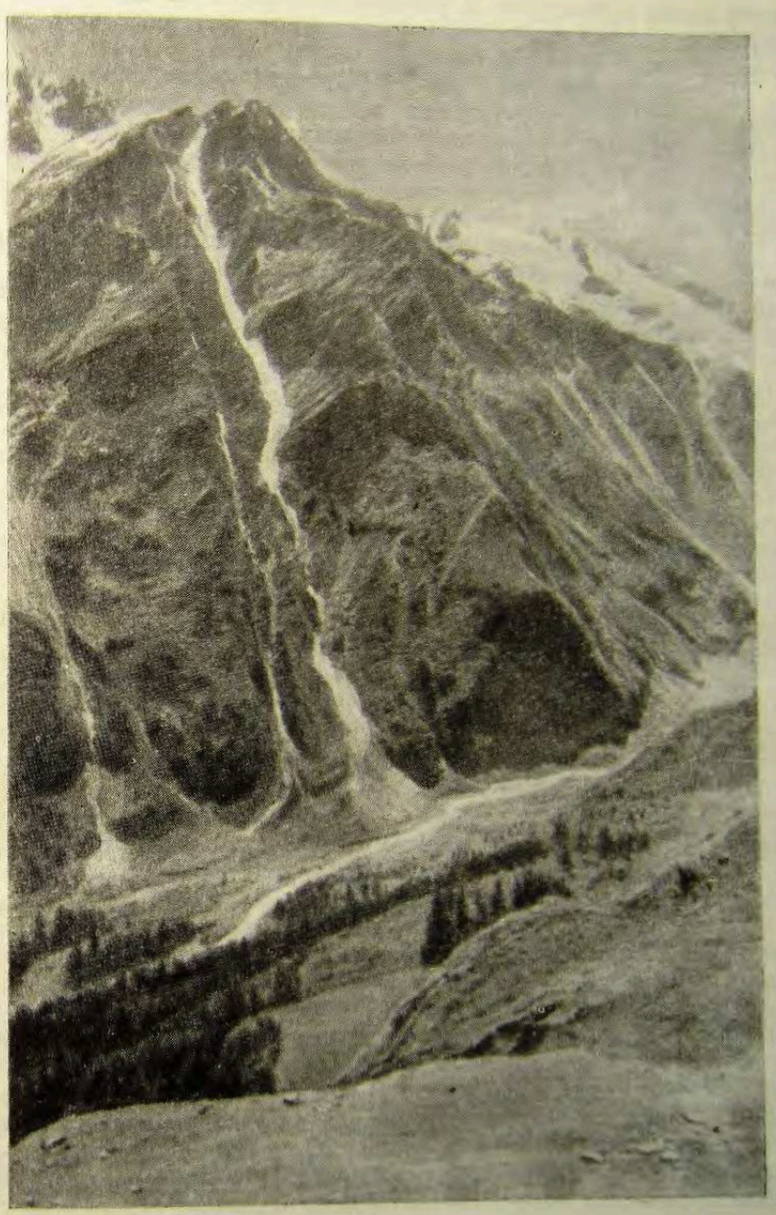


Рис. 17. Лавина из денудационной воронки

сотен тысяч кубометров. В разрушенных карах на остатках сравнительно пологих склонов снег скапливается в течение всей зимы, а весной сразу падает в виде лавины.

Полное разрушение водной и лавинной эрозией днищ каров вызывает образование больших снегосборных воронок, склоны которых переходят в борта канала стока; при этом создается форма рельефа, напоминающая эрозионную, с очень крутыми склонами. Падающие из разрушенных каров и снегосборных воронок лавины достигают больших объемов.

Учитывая эволюцию лавиносборов, при расчете противолавинных сооружений необходимо обращать внимание не только на их площадь и объем конуса выноса, но и на морфологический тип лавиносбора. Из разрушенных каров и снегосборных воронок весь снег низвергается сразу, создавая удар огромной силы. Из эрозионного вреза лавина низвергается частыми, но незначительными, не вызывающими больших разрушений порциями снега, хотя к весне объемы конуса выноса могут достигать гигантских размеров. Следовательно, в первом случае необходимо запроектировать тяжелую бетонную галерею, а во втором можно ограничиться навесом легкой конструкции. Изучение морфологии лавиносбора, каналов стока и конусов выноса позволяет нанести на карту контур лавины, определить режим ее падения и указать метод борьбы с ней.

При составлении карт лавинной опасности следует изучить следующие формы рельефа.

Снегосборные бассейны имеют различную конфигурацию и уклоны. Если лавиносбором служит кар со свойственной ему формой чаши с крутыми склонами, плоским дном и ригелем, то в результате скопления снега к концу зимы может возникнуть лавина. Однако в долину такая лавина не вылетит, она остановится на плоском дне кара перед ригелем. Наоборот, сильно разрушенные кары, превратившиеся в крутостенные врезы, склоны которых переходят непосредственно в склоны канала стока, часто выбрасывают лавины большой разрушительной силы.

Лавинными лотками называют узкие крутостенные врезы, по которым транспортируется лавинный снег. Склоны лотков отшлифованы лавинами и обычно лишены растительности. В поперечном сечении они нередко имеют корытообразную форму. На вогнутых поворотах лавинных лотков наблюдаются следы боковой лавинной эрозии, выражающиеся в расширении лотка, полном уничтожении древесной и кустарниковой растительности и дерна. Эти следы встречаются на значительной высоте над дном лотков и возникают под влиянием лавины. Места проявления боковой эрозии отчетливо видны издалека благодаря свежим обнажениям коренных пород. При обследовании лавинных лотков следует составить их продольный профиль. Если лоток имеет участки отвесного падения, то при проходе лавины могут возникнуть воздушные волны.

Параллельные гряды обломочного материала. При движении лавины по ровной или слегка наклонной поверхности дна долины раздвигается обломочный материал. В результате создаются гряды, похожие на снежные валы, образующиеся после прохода снегоочистительного клина. Эти гряды высотой до 2—5 *м* состоят из скальных обломков. При незначительном количестве обломков на дне долины высота гряд не превышает 10—15 *см*.

Конусы выноса лавин состоят из снега, перемешанного с грунтом, дерновиной и со стволами деревьев. Конусы выноса мокрых грунтовых лавин часто почти черные или коричневые, так как в лавинном снеге имеется большое количество грунта. При таянии лавинного снега конус выноса понижается, становится сильно расчлененным, бугристым. Дело в том, что под большими скоплениями лавинного «мусора» снег тает медленнее. После того как снег растает, остается несортированный обломочный материал. На крупных скальных глыбах, вынесенных лавиной, часто лежат небольшие обломки, свидетельствующие о том, что они не катились, а вытаивали. Лежат такие скальные обломки очень непрочно, подчас на острых гранях.

Лавинные бугры. Лавины, сходя, со склонов, часто доходят до середины долины и выбрасывают речной аллювий на противоположный берег реки, создавая бугры высотой 2—3 *м*.

Осовные гряды. Осовы, или снежные оползни, сходят вне строго фиксированных русел по всей поверхности склона. Они уносят обломочный материал, прошлогоднюю траву и постепенно создают небольшую гряду, которая прислоняется к подошве склона.

Лавинные горные породы. Обломочный материал, вытаивающий из лавинного снега и скапливающийся из года в год, образует своеобразную рыхлую толщу, которую часто называют лавинным «мусором». Лавинная горная порода характеризуется несортированностью обломочного материала и включениями большого количества органических остатков — обломков деревьев, дерна и т. д. (рис. 18).

Ямы выбивания. При ударе лавин о дно долины у подошвы косогора в рыхлых аллювиальных толщах возникают углубления эллипсовидной формы, вытянутые вдоль склона. Эти формы рельефа В. И. Сербенко[1] называл ямами выбивания. Площадь каждой из таких ям в долине реки Томи достигает 180—300 *м*^{2}. Со стороны косогора края этих ям пологие, а вдоль противоположного обрывистого края наблюдается земляной вал из смевшихся слоев грунта (высота вала 3,5 *м*, ширина 5—7 *м*). Ямы выбивания обычно заполнены водой. Таковы, например, на Кавказе большие озерные котловины в рыхлых толщах плато Мусат-Чери и подошвы хребта в районе Теберды.

[1] В. И. Сербенко. Снежные обвалы в верховьях долины реки Томи. «Тр. Транспортно-энергетического ин-та Западно-Сибирского филиала АН СССР», вып. 4. Новосибирск, 1954.

Геоботанические признаки. В залесенных горных районах сползание снега и падение лавин уничтожают деревья, а также способствуют изменению состава растительных ассоциаций. Поэтому геоботанические признаки являются надежными показателями лавинной опасности. Густой хвойный лес на склонах — верный признак отсутствия лавин. Для облика склона в лавиноопасном

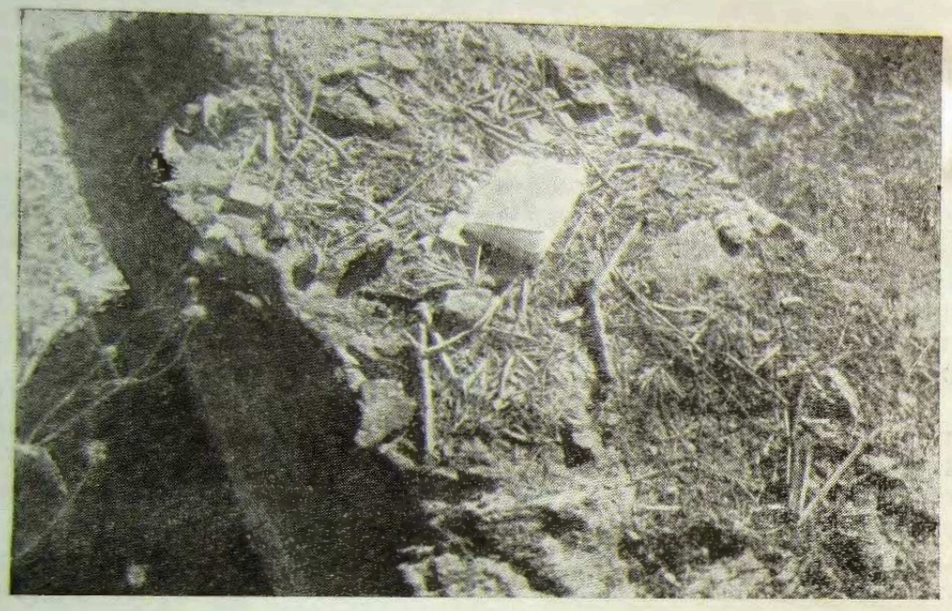


Рис. 18. Лавинные отложения

районе летом типично чередование ярко-зеленых полос лиственного леса среди темной зелени хвойных древостоев. Зимой вместо более светлых зеленых полос лиственного леса видны белые полосы лавинных лотков и белые конусы выноса среди хвойных лесов, растущих на склонах гор. Лавины уничтожают прежде всего хвойные деревья, имеющие поверхностную корневую систему (ель, пихту, сосну). В местах падения лавин сохраняются в угнетенном виде береза, бук, рябина и другие мелколиственные породы. Часто они имеют изогнутые формы стволов и ветвей и прижаты к земле (рис. 19).

Геоботанические признаки лавинной опасности правильно отражают размеры сравнительно недавно прошедших обвалов. Однако, эти признаки нельзя переоценивать. Если лавины падают один-два раза в столетие, то за 50—60 лет лавинный прочес может зарасти лесом. Этот лес будет моложе окружающего его лесного массива, и различный возраст древостоя на склоне долины должен указывать на лавинную опасность.

На карту лавинной опасности следует наносить: а) контуры смешанных лесов, произрастающих среди хвойных лесов и на дне долины; б) положение сломанных стволов для определения господствующих азимутов их наклона (по этому признаку можно установить направление воздушной волны); в) контуры действия воздушной волны, которые хорошо можно определить по наклонным и сломанным деревьям, а также по границе хвойных насаждений, обрамляющих ярко-зеленый контур лиственных пород и не подверженных действию снежных масс. Кроме того, в тексте описания, прилагаемого к карте, необходимо указать, имеются ли скальные обломки, лежащие на дерне.



Рис. 19. Поврежденные лавиной деревья

Плотный лавинный снег сохраняется до июня—июля, а отдельные снежники стаивают лишь в начале августа. Там, где снежники залеживаются, создаются совершенно иные экологические, условия, резко влияющие на состав растительности. В таких местах полностью исчезают растения с продолжительным периодом вегетации. Избыточное увлажнение по периферии конуса выноса вызывает заболачивание дна долины и появление влаголюбивых растений. При падении лавины вместе со снегом переносятся в лесную зону семена альпийских растений, в результате чего возникает снеговая инверсия растительности.

Лавинный снег, залеживаясь на дне долины до второй половины лета, создает микроклимат, свойственный более высоким ландшафтным зонам. Поэтому надежным показателем лавиноопасности служит значительное запаздывание отдельных сезонных явлений в жизни растений. Там, где еще недавно лежал снежник, позднее наступает фаза распускания листьев, цветение.

На лавиноопасность указывают также высокий травостой и пышная растительность среди низкотравья. Дело в том, что запаздывание в развитии растительности после схода лавинного снега через некоторое время сменяется бурным ее ростом. Летом при высокой температуре воздуха в таких местах скапливается много влаги, а вокруг лавиноопасного контура к середине лета влага в значительной степени уже израсходована.

Установить лавиноопасный контур и примерные сроки схода снежника помогают такие основные фазы в развитии раститель-

ности, как набухание почек, распускание цветов и созревание плодов, цвет травянистого покрова. Очень часто рыжеватые пятна травянистой растительности среди ярко-зеленого луга свидетельствуют о том, что еще совсем недавно здесь лежал конус выноса. Различия в цвете очень хорошо заметны на аэроснимках, сделанных на цветной спектрозональной пленке. По таким аэроснимкам удается составить хорошие карты лавинной опасности.

Окончательными документами изыскания являются: а) карта лавинной опасности, составленная по материалам дешифрирования аэроснимков и натурным обследованиям; б) пояснительная записка; в) кадастр лавин.

В том случае, если составлены крупномасштабные карты лавинной опасности и на них проектировщики показали отдельные здания и другие сооружения, то при перенесении проекта в натуру специалист по лавинам обязан присутствовать при разбивке углов здания на местности. Точки теодолитных ходов должны быть закреплены на местности бетонными или деревянными столбами. При перенесении углов здания в натуру их необходимо также закрепить деревянными или бетонными столбами. С линии тахеометрического хода переносятся определенные графическим путем направления на углы здания, и откладываются расстояния мерной стальной лентой.

Во время переноса проекта в натуру должны быть составлены акты, по которым можно установить как были закреплены углы зданий на местности или как была перенесена в натуру трасса дороги. В случае уничтожения при земляных работах вблизи строительного объекта точек стояния теодолита, следует предусмотреть закрепление точек магистральнього хода на территории, на которой не будут проводиться земляные работы, с тем, чтобы всегда можно было установить правильность выполнения указаний гляциологов, выданных строителям.

Определение границы максимальной дальности выброса лавин по формулам. Границы нелавиноопасных контуров, выявленные по геоморфологическим и геоботаническим признакам, отражают лишь размеры часто действующих лавин. В то же время каждый исследователь должен показать на карте границы максимальной дальности выброса лавин, которые падают с интервалом в несколько десятков лет. Для этой цели можно рекомендовать формулы В. Н. Аккуратова и С. М. Козика.

Формула В. Н. Аккуратова: $S=ah(\lg v+1)$, где S — максимальная дальность выброса лавины, *м*; h — альтитуда пути лавины, *м*; V — максимальный объем лавины, $м^3$; а — эмпирический коэффициент (0,48—0,55).

Для определения максимальной дальности выброса лавинного снега следует пользоваться коэффициентом $a=0{,}48$, а для определения предела действия воздушной волны $a=0{,}55$. Максимальный объем лавины V равен произведению площади лавиносбора на максимальную высоту снега в лавиносборе.

Формула С. М. Козика: $v^2=2g(h-lf)$, где v — скорость движения лавины; g — ускорение силы тяжести, h — альтитуда пути лавины; l — горизонтальное проложение пути лавины; f — коэффициент трения лавины.

В месте, где лавина должна остановиться, скорость движения лавины $v=0$, $h=lf$ или $f=\frac{h}{l}$. При коэффициенте трения движения лавины $f_{мин}=0{,}30$ угол от точки остановки фронта лавины соответствует наибольшей возможной дальности выброса лавины. Этот угол от точки остановки лавины на верхнюю кромку лавиносбора составляет 16,7°.

В соответствии с формулой С. М. Козика определение максимальной дальности выброса производится графически. Для этого на продольных профилях путей лавин, построенных в одинаковых горизонтальных и вертикальных масштабах, проводятся линии от верхних кромок водоразделов под углом 16,7° к горизонту. Точки пересечения наклонных линий с профилями подошвы склона будут соответствовать местам остановки фронта лавины при ее максимальной дальности выброса.

ПРОФИЛАКТИЧЕСКИЕ МЕРЫ ЗАЩИТЫ ОТ ЛАВИН

В каждом лавиноопасном районе, где производятся строительные работы, находятся производственные предприятия и жилые поселки, проходят автомобильные и шоссейные дороги или имеются места для горнолыжного спорта, должна быть организована снеголавинная служба дозора и предупреждения лавин. В задачу такой службы прежде всего входят прогнозирование лавинной опасности и обеспечение безопасности людей, работающих или отдыхающих в горном районе. Работники снеголавинной службы собирают все сведения о лавинах в данном районе и составляют карту прогноза лавинной опасности по данным обследования района и изучения лавинного режима. Для этой цели ведутся постоянные наблюдения за снежным покровом и регистрируются сошедшие лавины. В наиболее лавиноопасных местах, где проходят магистральные дороги или ведутся постоянные работы, создают лавинные станции, которые более детально изучают лавинный режим, прогнозируют наступление опасных периодов, прекращают движение и работы в наиболее опасные периоды, производят профилактический спуск лавин, а также при необходимости ведут спасательные работы.

Профилактический спуск лавин широко применяется в тех случаях, когда на пути схода лавин нет сооружений, которые могут быть разрушены лавиной, особенно на местах редкостоящих лавин, где строить капитальные противолавинные сооружения нецелесообразно. Профилактический спуск лавин применяется также при наступлении особо неблагоприятного лавинного режима и на участках, где есть противолавинные сооружения, но они не рассчи-

таны на особо мощные лавины. Безопаснее искусственно спустить лавины относительно небольшого объема, чем допустить большое скопление снега в лавиносборе, которое может вызвать катастрофическую лавину. Профилактический спуск лавин производят путем минометного и артиллерийского обстрела наиболее опасных склонов и лавиносборов, подпиливания карнизов или взрыва небольших зарядов взрывчатых веществ, располагаемых на линии вероятного отрыва лавины.

По опыту Цеха противолавинной защиты комбината «Апатит» в Хибинах (Аккуратов, 1967) для профилактического спуска лавин целесообразно применять минометы калибра 120 и 160 *мм*. Для обработки 1 *га* заснеженного склона нужно произвести в среднем 15 выстрелов из миномета калибра 120 *мм* или пять выстрелов из миномета калибра 160 *мм*. Минометы в зависимости от лавинной ситуации могут быть использованы или для профилактического сбрасывания лавин, или, наоборот, для закрепления снежной толщи на склонах. Если обстрел производится во время, когда фактическая высота снежного покрова меньше критической, то взрывы мин производят лишь местное разрушение снежного покрова, а вокруг воронок происходит уплотнение снега. Зоны уплотненного снега вокруг воронок способствуют стабилизации снежного покрова и предотвращают последующий сход лавин. Таким образом, умелое использование минометных обстрелов позволяет управлять процессами лавинообразования.

В последнее время начаты опыты по применению химических веществ в борьбе с лавинами. Разрабатываются вещества, которые упрочняют снег, способствуют быстрому разрыхлению снежного покрова и уменьшению его прочности или вызывают сход относительно небольших лавин, когда снега на склонах еще мало (Лешапель, 1966).

ИНЖЕНЕРНЫЕ МЕРЫ ЗАЩИТЫ ОТ ЛАВИН

В инженерной практике существует два основных способа защиты от лавин. Там, где это оказывается возможным и целесообразным, принимают меры к тому, чтобы вообще не допускать схода лавин. Достигают этого путем уменьшения метелевого снегонакопления в лавиносборах, облесения склонов и застройки лавиносборов снегоудерживающими сооружениями. Второй способ заключается в строительстве сооружений для непосредственной защиты объектов от лавин.

В ряде мест осиовной причиной возникновения лавин является скопление больших масс снега в лавиносборах за счет ветрового снегопереноса и образование мощных снежных карнизов. В таких местах можно предотвратить сход лавин или хотя бы уменьшить их объем и дальность выброса, ограничивая накопление снега в лавиносборе и предупреждая образование снежных карнизов с помощью снегозащитных заграждений и ветровых щитов.

Различного типа снегозащитные заграждения создают возможность изменять пути движения метелевого снега и аккумулировать его в таких местах, где это не будет вызывать лавинной опасности. Ветровые щиты, устанавливаемые под определенными углами к направлению господствующих ветров, изменяют закономерности отложения метелевого снега, нарушают целостность снежного покрова, создают препятствия для образования больших снежных досок на сплошном слое глубинного инея.

Проектирование заграждений и ветровых щитов требует весьма тщательного учета конкретных местных условий — преобладающего направления ветра и его силы, количества выпадающего снега и условий его метелевого переноса, наличия растительности и многих других факторов. В частности, необходимо предусматривать те изменения условий метелевого переноса, которые произойдут после возведения сооружений. Точный учет всех этих факторов представляет большие затруднения, и это затрудняет выбор наиболее эффективных размеров, формы и размещения сооружения на склонах. Учитывая, что снегозащитные заграждения и ветровые щиты уменьшают лавинную опасность, но далеко не всегда они могут устранить ее полностью, этот тип сооружений обычно применяют в сочетаниях с другими мерами защиты от лавин.

На склонах гор, покрытых густым лесом, отрыва лавин не происходит, так как стволы деревьев удерживают снежный пласт от сползания. Вырубки леса или нарушение его естественного возобновления из-за выпаса скота и вырубки подлеска могут послужить причиной для образования лавин в тех местах, где их ранее не было. Эти лавины в свою очередь будут разрушать лесной массив и способствовать появлению новых лавиноопасных участков. Поэтому одной из весьма важных мер защиты от лавин является бережное сохранение лесов и лесопосадки на тех участках, где лес был вырублен или нарушен лавинами. Лесопосадки обычно совмещают с другими мерами защиты от лавин, так как молодые саженцы в первые годы не только не препятствуют соскальзыванию снежного покрова, но и сами нуждаются в защите.

При этом приходится учитывать, что горные леса представляют собой достаточно надежную защиту лишь против образования местных лавин, но они не могут препятствовать сходу лавин с лавиносборов, расположенных над верхней границей леса. Лавины в таких местах прокладывают себе путь через лес, ломая деревья и вызывая дополнительную повалку деревьев воздушной волной. Тем не менее леса должны занимать одно из главных мест в программе защитных мероприятий против лавин.

Посадки защитных лесов обычно сочетается с застройкой склонов в области отрыва лавин снегоудерживающими сооружениями. Застройка склонов снегосборных бассейнов является самым надежным способом для искусственного удержания снега на склонах гор и предотвращения схода лавин. Различные способы застройки склонов применяются давно. Так, известно (Фляйг, 1960),

что еще в середине восемнадцатого века в Альпах сооружались системы террас и канав для предотвращения соскальзывания снега. Наибольшее распространение снегоудерживающие сооружения получили в Швейцарии. К 1831 г. там уже было обезврежено 34 лавины с помощью строительства столбовых заграждений, каменных стен, канав и террас.

Способы застройки склонов непрерывно совершенствуются, разрабатываются новые конструкции снегоудерживающих сооружений, совершенствуются способы расчета нагрузок на эти сооружения. В 1961 г. Швейцарским институтом по исследованию снега и лавин были изданы специальные «Указания» по проектированию и строительству снегоудерживающих сооружений, которые в настоящее время применяются во многих странах. В частности, в соответствии с этими указаниями проведена застройка ряда лавиноопасных склонов в Швейцарии, Австрии, Франции, США, Канаде и Японии.

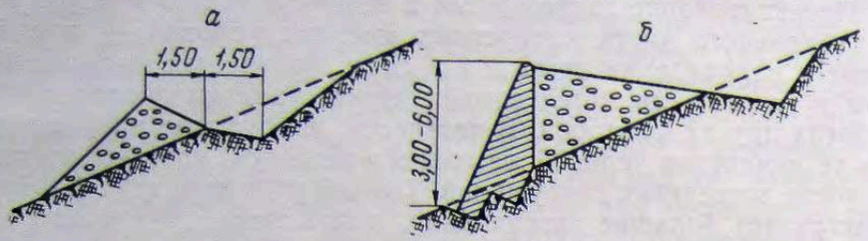


Рис. 20. Земляная терраса (*а*) и терраса с подпорной стенкой (*б*)

В инженерной практике известны следующие основные типы снегоудерживающих сооружений.

Канавы на склоне, расположенные по ходу горизонталей. Ширина канав обычно принимается около 2 *м*, расстояние между канавами выбирается в зависимости от крутизны склона и высоты снежного покрова. Для увеличения удерживающей способности канав землю, вынутую из них, укладывают в виде валов у внешнего края канав. Эффективность канав невелика. Они могут удержать снег и предотвратить осовы лишь на относительно пологих травянистых склонах, а на крутых склонах они вообще непригодны. Недостатком канав является их недолговечность и малая надежность. Бывают случаи, когда канавы являются причиной возникновения оползней и селевых потоков. Поэтому применять канавы можно лишь в редких случаях, и то с большой осторожностью.

Земляные террасы и террасы с подпорными стенками (рис. 20). Наблюдения показали, что эти сооружения в большинстве случаев не в состоянии полностью удержать снег (Тушинский, 1960). Снежный покров частично «переползает» через преграды, и поэтому террасы, так же как и канавы, не предотвращают сползания снега.

ставляют достаточно надежной защиты, особенно на крутых склонах и при большой мощности снежного покрова.

Свайные заграждения. Применяют заграждения из рядов деревянных, металлических или железобетонных свай, выступающих над поверхностью склона. При достаточной частоте, высоте и прочности свай такие заграждения могут достаточно надежно удерживать уплотненный снежный покров, но они плохо удерживают сухой рыхлый, а также мокрый снег. Поэтому свайные заграждения целесообразно применять на тех участках, где образуются только лавины из снежных досок, причем толщина снежного покрова небольшая и исключается возможность схода снежных досок поверх оголовков свай, а для образования пылеобразных и мокрых лавин нет условий.

Заборы и плетневые заграждения. Для защиты от сползания снежного покрова они ненадежны и могут применяться в основном для изменения снегонакопления при метелевом переносе.

Высокие подпорные стенки. Подпорные стенки в сочетании с террасированием склона широко применялись в Швейцарии и Австрии в конце прошлого и начале нашего века. Они в большинстве случаев достаточно надежно защищали дороги и населенные пункты от снежных лавин. Однако оказалось, что в особо снежные зимы часть этих сооружений оказывалась неэффективной.

Зима 1950/51 г., характерная обильными снегопадами и катастрофическими лавинами, явилась серьезным испытанием для снегоудерживающих сооружений. По данным Швейцарского общества исследований лавин (Фляйг, 1960), из 167 обследованных противолавинных комплексов полностью оправдали себя только 108. Основным недостатком подпорных стенок оказалось то, что пространство между стенкой и склоном заносится снегом и появляется возможность переползания снега через верх стенки. Гораздо более эффективными оказались различные сборные снегоудерживающие сооружения. Поэтому в настоящее время подпорные стенки для удержания снега применяются редко.

Сетки из тросов, проволоки или нейлоновых лент. Сетки, укрепленные на вертикальных стойках и тросовых растяжках, в ряде случаев имеют явные преимущества перед другими удерживающими сооружениями. Они позволяют применять легкие стандартные элементы, что облегчает производство строительных работ на склонах. Сетки надежно удерживают снежные доски и хорошо сопротивляются динамическим нагрузкам при образовании трещин в снежной доске. Они также затормаживают или полностью предотвращают сползание рыхлого сухого и мокрого снега. Широкое применение сооружений с сетками сдерживается из-за высокой стоимости и дефицитности сеток и тросов.

Сборные снегоудерживающие щиты. Снегоудерживающие щиты, иногда называемые «мостами», являются наибо-

лее распространенными и надежными сооружениями для удержания снега на склонах гор. В практике применяются металлические (рис. 21), сборные железобетонные (рис. 22), деревянные и комбинированные опорные сооружения. Обычно они представ-



Рис. 21. Сборные металлические снегоудерживающие щиты (Швейцария)

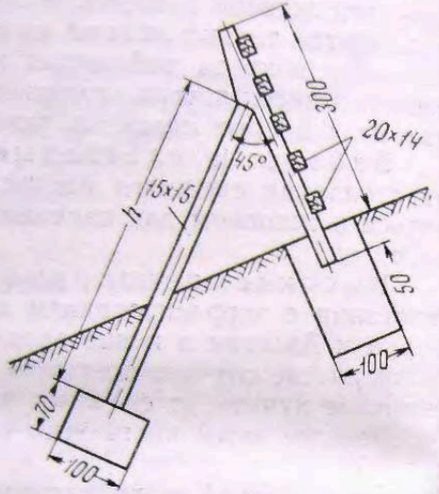


Рис. 22. Сборный железобетонный снегоудерживающий щит

ляют собой установленную на фундаментах систему стоек, подпорок и балок, на которых укрепляется решетка, служащая опорной поверхностью для снежного покрова.

Опорная решетка устанавливается примерно перпендикулярно к склону или с отклонением верха вниз по склону на 10—15° от перпендикуляра. Решетка состоит из горизонтальных или расположенных в вертикальной плоскости балок, между которыми имеются зазоры в пределах 30 *см*.

Для металлических сооружений применяют стальные трубы и стандартные стальные прокатные профили. В Австрии и Швейцарии для этой цели широко используются специальные профили из легких аллюминиевых сплавов. Элементы сборных железобетонных сооружений часто выполняются из предварительно напряженного бетона. Дерево используется преимущественно для изготовления снегоудерживающих решеток, опирающихся на металлические или железобетонные несущие конструкции.

Снегоудерживающие сооружения устанавливаются в виде сплошных рядов, рядов с разрывами или отдельно стоящих щитов.

Размещение их на склоне осуществляется с учетом конкретных местных условий — рельефа, уклона и характера поверхности склона, наблюдающейся линии отрыва лавин и вероятного распределения снега после застройки склона. В тех местах, где возможны камнепады, опорные решетки усиливаются или дополнительно строятся специальные стенки для защиты от камней.

Для непосредственной защиты от движущихся лавин применяют три основных типа противолавинных сооружений — для изменения пути движения лавин, для уменьшения скорости и дальности выброса и для пропуска лавин над защищаемым объектом. Для отвода лавины в сторону от защищаемого объекта или для того, чтобы сузить ширину движущейся снежной массы и направить ее по строго фиксированному руслу, применяют лавинорезы, направляющие стенки и отбойные дамбы.

Лавинорезы представляют собой в плане клинообразные конструкции, направленные острием в сторону лавины. Их строят в тех местах, где надо разделить лавинный поток и направить в обход какому-то сооружению или месту. Так, лавинорезы устраивают перед опорами мачт высоковольтных линий передач. В таких случаях лавинный поток рассекается лавинорезом и обтекает защищенную опору с боков. Часто лавинорезы строят в сочетании с отбойными дамбами и направляющими стенками, которые служат для отвода разделенных лавинорезом лавинных потоков в намеченные русла.

Лавинорезы строят из дерева, камня и бетона. Деревянные лавинорезы делают в виде ряжей, заполненных камнем, с усиленной металлом носовой частью. Каменные лавинорезы, выкладывают из крупных камней на цементном растворе. Бетонные лавинорезы строят в виде сплошных массивов бетона или бутобетона. Возможно также использование сборных железобетонных конструкций, замоноличиваемых в процессе строительства. Боковые грани лавинорезов часто имеют продолжение в виде стенок, отводящих лавинные потоки по намеченному пути. Направляющие стенки устраивают также в местах, где надо сузить лавинный поток и направить его по фиксированному руслу. Такие стенки выкладывают из камня на растворе или делают из бетона.

Для изменения направления лавины устраивают отбойные дамбы, расположенные под некоторым углом к направлению лавинного потока. Рабочая сторона этих дамб часто выполняется в виде вертикальной стенки.

Для уменьшения скорости движения и дальности выброса лавин строят тормозящие постройки и защитные дамбы.

В Австрии в районе Инсбрука с успехом были применены сборные железобетонные клинья (рис. 23), устанавливаемые на лавиноопасном склоне в шахматном порядке (Фляйг, 1960). Эти клинья рассекают движущуюся лавину и направляют ее отдельные потоки друг на друга. Трение лавинного потока о клинья и вза-

имные удары рассеченных потоков уменьшают кинетическую энергию лавины и затормаживают ее движение. Аналогичную роль играют каменные и бетонные надолбы, или искусственные холмы, располагаемые на пути схода лавины. Так, для защиты транскаспадской автомобильной дороги от снежных лавин на перевале



Рис. 23. Сборные лавинотормозящие клинья из предварительно напряженного железобетона (Швейцария)

Роджерса с успехом были использованы конусообразные земляные насыпи высотой от 3 до 6 *м*, расположенные в шахматном порядке.

В конце зоны наброса, где скорость движения лавины затухает, для ее полной остановки иногда устраивают защитные дамбы, которые обеспечивают безопасность расположенных за ними объектов. Потребность в такого рода дамбах чаще всего возникает в тех случаях, когда защищаемый объект находится вне пределов часто действующих лавин, но не гарантирован от возможности воздействия редкосходящих катастрофических лавин при особо неблагоприятных снеголавинных условиях. Высота защитной дамбы назначается таким образом, чтобы катастрофический лавинный поток не мог перехлеснуть через ее верх.

Для защиты от лавин автомобильных и железных дорог наиболее надежными являются сооружения, пропускающие лавины над защищаемым объектом — навесы, галереи и туннели (рис. 24, 25, 26).

Укрытие лавиноопасных участков дороги в галереи и навесы и особенно в туннели позволяет обеспечить безопасиую и бесперебойную эксплуатацию дороги в течение всего лавиноопасного периода. Основным ограничением для применения такого рода соо-

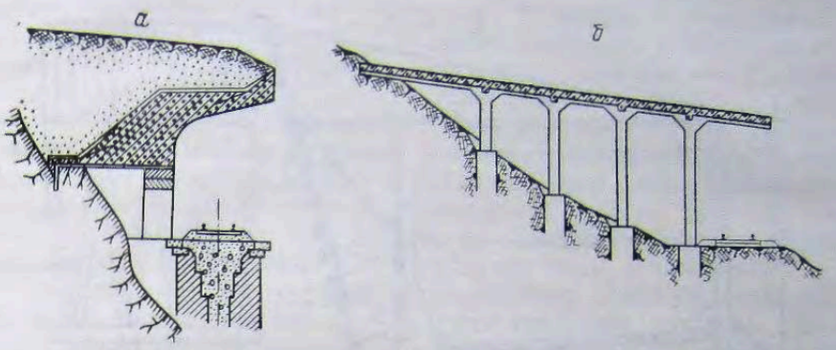


Рис. 24. Противолавинные железобетонные навесы: *а*—на Реттийской ж. д. (Швейцария); *б* — на Офотенской ж. д. (Норвегия)

ружений является их высокая стоимость. Из-за этого их применяют обычно лишь тогда, когда другие методы защиты нерациональны или не могут обеспечить безопасность движения по дороге.

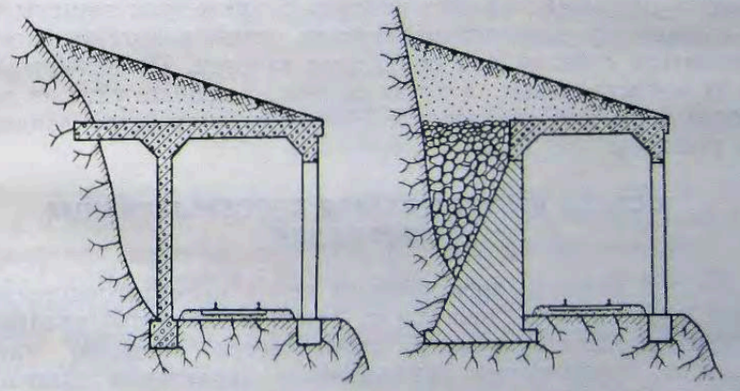


Рис. 25. Противолавинные галереи на железных дорогах

Материалом для строительства галерей и навесов служит дерево, железобетон и бутовая кладка. Деревянные галереи применяются главным образом как временные противолавинные сооружения. В качестве постоянных капитальных сооружений возводятся сбор-

ные или монолитные железобетонные галереи, часто в сочетании с бутовыми или бетонными подпорными стенками.

Для уменьшения силы удара лавины галерею располагают по возможности ближе к склону и сопрягают кровлю галереи со

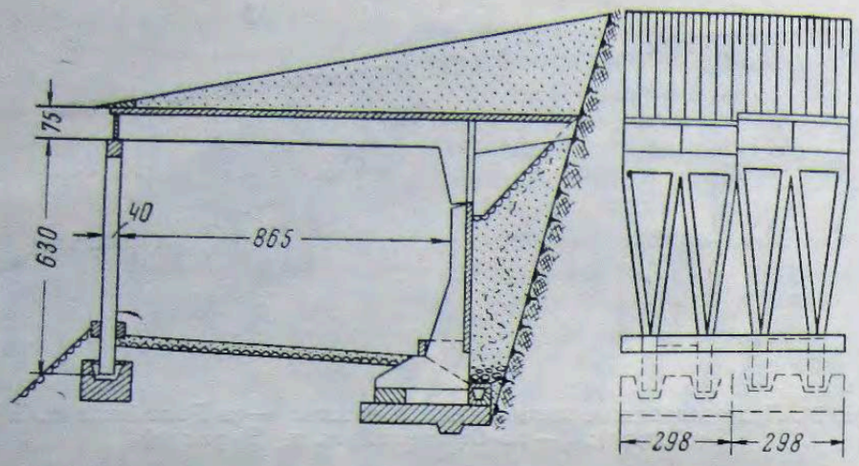


Рис. 26. Сборная железобетонная противолавинная галерея на автомобильной дороге Фрунзе — Ош

склоном таким образом, чтобы уменьшить угол между ними. С целью уменьшения длины галереи, а также для защиты порталов применяют лавинонаправляющие стенки, которые могут заканчиваться стенами над порталами галереи. Применение туннелей на магистральных дорогах позволяет вообще уйти из лавиноопасной зоны или значительно сократить количество лавиноопасных участков.

ОСНОВЫ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ПРОТИВОЛАВИННЫХ СООРУЖЕНИЙ

Первой задачей, возникающей перед проектировщиками, является выбор способа защиты от лавин и типов противолавинных сооружений. Способ защиты определяется степенью лавинной опасности, морфологией лавиносборов, характером защищаемых объектов. Так, искусственное удержание снега применяется на склонах крутизной до 50° при небольшой площади лавиносборов, а там, где лавиносборы находятся в труднодоступных местах и имеют большую площадь, застройка лавиносборов становится слишком дорогой или вовсе невозможной. В таких случаях можно лишь уменьшить дальность выброса лавины, отвести ее в сторону от защищаемого объекта или пропустить над ним. Тогда, когда по внешним признакам возможны различные способы защиты, со-

ставляется несколько вариантов защитных сооружений и по данным технико-экономических расчетов выбирается наиболее приемлемый вариант.

При проектировании опорных снегоудерживающих сооружений особенно важно правильно расположить их на склоне и определить расчетные нагрузки. Опорные поверхности сооружений устанавливаются по возможности перпендикулярно к предполагаемому давлению снега. Верхние сооружения располагают у самой высшей линии отрыва. Если застраиваемый склон граничит с местом, где образуются снежные карнизы, верхние сооружения надо строить по возможности ближе к основанию карнизов. Опорные сооружения могут представлять собой сквозные ряды ограждений, которые распространяются по горизонтали на всю ширину застраиваемого участка, или состоят из отдельно стоящих щитов, образующих прерывистые или уступчатые ряды ограждения.

Высота опорных сооружений назначается таким образом, чтобы верх сооружения всегда был выше снежного покрова. Для этого определяют по данным многолетних наблюдений максимальную высоту снежного покрова, которую можно ожидать на застраиваемом участке. Высоту сооружения принимают равной или больше этой максимальной высоты снежного покрова.

Методика проектирования капитальных снегоудерживающих сооружений в настоящее время наиболее полно разработана Швейцарским институтом по исследованию снега и лавин применительно к условиям Альп.

В соответствии с «Руководящими указаниями» этого института («Lavinenverbau in Anbruchgebiet», 1961) расстояние между рядами снегоудерживающих сооружений следует принимать равным

$$L = \frac{2 \operatorname{tg} \psi}{\operatorname{tg} \psi - \operatorname{tg} \varphi} \cdot H_K, \qquad (V,15)$$

где ψ — угол наклона склона; $\operatorname{tg}\varphi$ — коэффициент трения между грунтом и снегом; H_K — высота сооружения (по вертикали).

Принимая $\operatorname{tg}\varphi = 0{,}5$, получим, что при $\psi = 50°$ — $L = 3H_K$, при $\psi = 40°$ — $L = 5H_K$ и при $\psi = 35°$ — $L = 7H_K$.

Составляющая давления снега в килограммах на 1 *пог. м* сквозного сооружения, направленная параллельно склону, принимается равной

$$S = \frac{\gamma H^2}{2} K_1 K_2 \sin 2\psi, \qquad (V,16)$$

где γ — объемный вес снега, *кг/м*^{3}; H — высота снежного покрова по вертикали, *м*; ψ — угол наклона склона; K_1 — коэффициент скольжения, который учитывает повышение давления снега при скольжении снежного покрова по грунту; он зависит от шероховатости поверхности и экспозиции склона (табл. 9); K_2 — коэффи-

циент, характеризующий ползучесть снега, который принимается в зависимости от объемного веса снега.

γ, кг/м³	200	300	400	500	600
K_2	0,70	0,76	0,83	0,92	1,05

Помимо силы давления, направленной параллельно склону, на опорную поверхность сооружения действует сила, перпендикулярная к поверхности склона, вызванная оседанием и уплотнением снега:

$$S_{\perp} = S\frac{a}{K_1 tg\psi}, \qquad (V,17)$$

где S — составляющая давления, параллельная склону (по формуле V, 16); $a=0{,}6$ для рыхлого снега (при максимальной высоте) и $a=0{,}35$ для старого снега.

Результирующая сила давления снега на сооружение —

$$R = \sqrt{S^2 + S_{\perp}^2}. \qquad (V,18)$$

Таблица 9

Значения коэффициента скольжения K_1

Характер поверхности склон	Экспозиция склона	
	ЗСЗ—С—ВСВ	ВСВ—Ю—ЗСЗ
Крупнообломочная осыпь, щебень (с поперечником > 30 *см*); склон, густо покрытый мелкими и крупными скальными глыбами	1,2	1,3
Склон, поросший кустарником высотой не менее 1 *м*; хорошо выраженные бугры высотой более 50 *см*, задериованные и поросшие мелким кустарником; хорошо выраженные тропы, протоптанные скотом; крупная галька (10—30 *см* в поперечнике)	1,6	1,8
Дерн с низкорослой травой, поросший мелким кустарником высотой 1 *м*; мелкая галька (< 10 *см*), чередующаяся с задернованными участками и мелким кустарником; слабо выраженные задернованные и поросшие мелким кустарником бугры высотой до 50 *см*, также чередующиеся с гладким дерном и мелким кустарником; дерн со слабо выраженными многочисленными тропами от прогона скота	2,0	2,4
Гладкий дерн, покрытый высокой травой; гладкие сплошные скалы с напластованием параллельно склону; щебень с мелкоземом, имеющий гладкую поверхность; заболоченные впадины	2,6	3,2

Для сооружений с жесткой опорной поверхностью эту поверхность отклоняют в сторону долины от перпендикуляра к склону, на угол $\rho=15°$. При использовании в качестве опорных поверхностей гибких сеток этот угол увеличивают до 30°.

Расчет сооружений производится для двух случаев загружения (рис. 27).

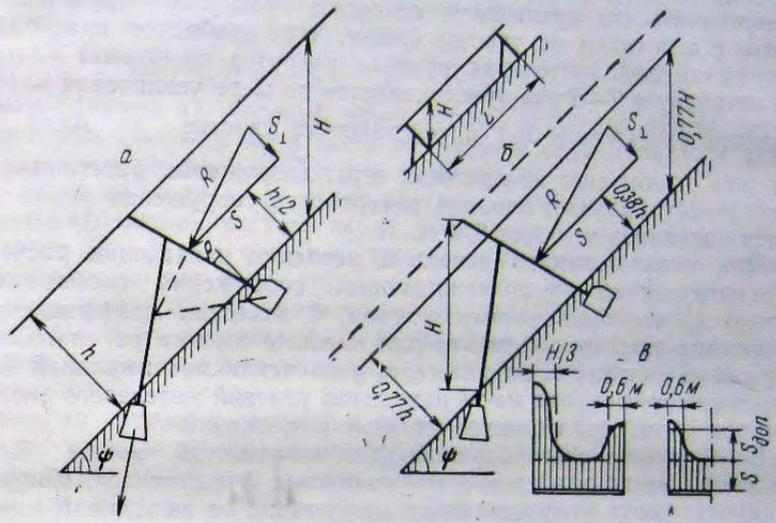


Рис. 27. Расчетная схема давления снега на удерживающие сооружения:
а — первый случай загружения; *б* — второй случай загружения; *в* — эпюра давления на опорной поверхности сооружения с разрывами

Первый случай соответствует максимальной высоте снежного покрова, равной высоте сооружения. При максимальной высоте снежного покрова объемный вес снега сравнительно небольшой, для условий Альп он принимается равным 270 *кг/м²* для высот до 1500 *м* над уровнем моря и увеличивается на 2% на каждые 100 *м* высоты. Естественно, что для условий различных горных районов СССР эти значения будут отличаться. Поэтому средний объемный вес снега при максимальной высоте надо назначить на основании многолетних наблюдений в заданном районе.

Второй случай загружения соответствует периоду, когда произойдет уплотнение снежного покрова. В этом случае высота снежного покрова будет значительно меньше максимальной (рекомендуется применять для расчетов $H'=0{,}77\ H$), а объемный вес снега соответственно увеличится. В результате расчетное давление на нижнюю часть опорной поверхности сооружения увеличится и точка приложения равнодействующей давления сместится вниз.

Если между сооружениями в ряду по горизонтали имеются разрывы, то нагрузка на края сооружения увеличивается за счет краевых эффектов при частичном обтекании сооружения снежным покровом. Увеличение нагрузки действуют также на свободные края сквозного ряда сооружений.

Для расчетов принимается, что при промежутке между сооружениями в ряду, равном 2 *м*, дополнительные нагрузки за счет краевого эффекта превышают основную нагрузку примерно в 2 раза и действуют на участке 0,60 *м*. А на свободном крае ряда сооружений дополнительная краевая нагрузка превышает основную нагрузку в 2—5 раз (увеличивается по мере увеличения коэффициента скольжения K_1) и действует на участке $\Delta l = \frac{H}{3}$.

Для того чтобы снег не протекал через сооружение, расстояние в свету между балками спорной поверхности сооружения рекомендуется назначить не более 0,30 *м*.

При использовании описанной методики назначения расчетных нагрузок на снегоудерживающие сооружения необходимо учитывать, что приведенные в табл. 9 значения коэффициента скольжения требуют уточнения для каждого горного района. Следует также учитывать возможность увеличения максимальной высоты снежного покрова из-за изменения условий метелевого снегопереноса после строительства опорных сооружений.

Устойчивость снегоудерживающих сооружений может быть обеспечена лишь при устройстве надежных фундаментов. Известны случаи, когда удерживающие сооружения не выполнили своей функции по удержанию снега на склоне и были снесены вниз из-за того, что несущая способность фундамента была недостаточной. Поэтому при проектировании снегоудерживающих сооружений необходимо иметь данные о грунтах на рассматриваемом склоне. Встречаются лавиноопасные склоны, где от строительства таких сооружений приходится отказываться из-за того, что грунты не обладают достаточной несущей способностью и возведение на них надежных фундаментов затруднительно.

В тех случаях, когда выше участка склона с неустойчивыми грунтами имеются условия для устройства мощных анкерных фундаментов, возможна застройка склона с помощью подвижных щитов, подвешенных на тросах. Такая конструкция была применена в 1970 г. для защиты санатория на острове Сахалин, построенного в пределах лавиноопасной зоны. Наличие мощного слоя рыхлых делювиальных грунтов в лавиносборе, угол наклона которого в пределах 37—41°, создавало оползневую опасность и не давало возможности устройства на склоне фундаментов для снегоудерживающих щитов. В то же время была возможность создать мощные анкерные устройства на гребне горы над лавиносбором. К этим анкерам были прикреплены стальные тросы, на которых укреплялись деревянные щитовые конструкции, представляющие собой своеобразные салазки с опорной решеткой и поддерживающими ее

подкосами. Принципы расчета давления снега на подвесные конструкции такие же, как и на жесткие конструкции.

Для проектирования регулирующих и защитных противолавинных сооружений требуется иметь данные о морфологии лавиносборов, лавинных лотков и конусов выноса, характере накопления снега в лавиносборе и частоте схода лавин, возможных типах лавин и их мощности, скоростях движения лавин и высоте их переднего фронта, а также ряд других данных о снеголавинном режиме и механике снежных лавин.

К сожалению, получить полный комплекс таких сведений обычно не удается, так как это требует проведения многолетних стационарных наблюдений, что в горных условиях весьма затруднительно. Поэтому чаще всего приходится ограничиваться далеко не полным перечнем требуемых параметров.

Весьма желательно иметь статистические данные об условиях снегонакопления, частоте схода, мощности и дальности выброса лавин. Дело в том, что даже при самых полных данных о лавинах за несколько лет очень трудно правильно назначать параметры для проектирования противолавинных сооружений, так как они должны быть рассчитаны на возможные невыгодные воздействия лавин в будущем в течение требуемого расчетного периода. А так как вопросы длительного прогнозирования лавин еще не разработаны, то данные о вероятных мощных лавинах в будущем приходится назначать, исходя из статистической обработки наблюдаемых ранее лавин и их следов. Основными расчетными параметрами для противолавинных сооружений являются скорость лавины в месте встречи с сооружением, объемный вес снега в лавине и высота лавинного потока.

Расчетную силу воздействия лавины на тормозящие постройки типа бетонных клиньев или надолбов можно определить по формуле

$$N = \frac{\gamma_л v^2}{2g} F, \qquad (V,19)$$

где N — сила воздействия лавины на тормозящее сооружение, направленная параллельно склону; приложенная на высоте центра тяжести площади F; $\gamma_л$ — объемный вес снега в лавине, принимаемый равным объемному весу снега в лавиносборе; v — скорость лавины в месте встречи с сооружением; g — ускорение силы тяжести; F — площадь проекции сооружения на плоскость, перпендикулярную к направлению движения лавины; для треугольного клина $F = \frac{a_к h_к}{2}$, где $a_к$ — ширина клина по низу; $h_к$ — высота клина по перпендикуляру к склону (рис. 28).

Элементы сооружения, непосредственно подверженные удару лавины, должны дополнительно рассчитываться на импульс силы от удара глыбы снега в наиболее опасное место.

Импульс силы принимается в виде треугольника с максимумом силы в начале, равном

$$N^{\circ}_{\text{макс}} = \frac{2}{3} \frac{\gamma_{\text{гл}}}{g} \cdot v^2 \pi d^2_{\text{макс}}, \qquad \text{(V,20)}$$

и продолжительностью

$$t_{\text{уд}} = \frac{d_{\text{макс}}}{2v}, \qquad \text{(V,21)}$$

где $d_{\text{макс}}$ — максимальный диаметр глыбы снега в лавине, принимаемый по данным наблюдений за лавинами, сошедшими в дан-

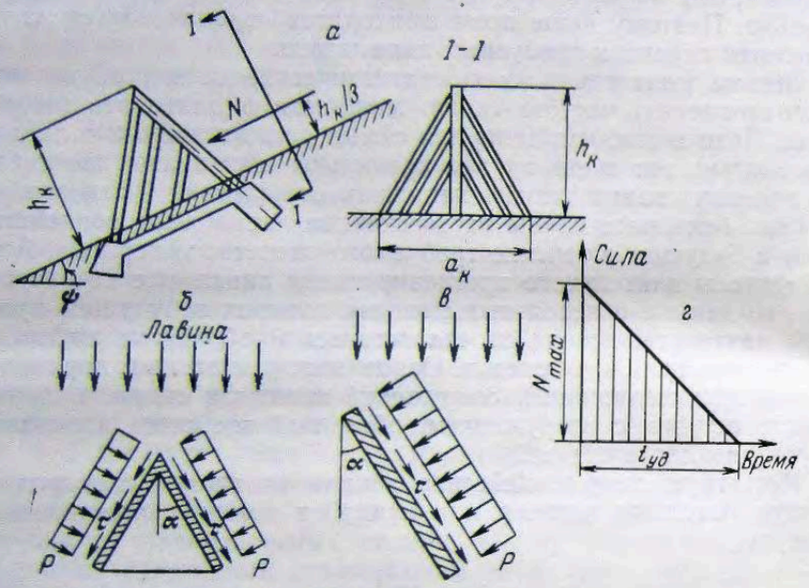


Рис. 28. Расчетные схемы воздействия лавины на тормозящие и отклоняющие сооружения:
а — схема тормозящего клина; *б* — схема лавинореза; *в* — схема отклоняющей дамбы; *г* — эпюра импульса силы от удара снежной глыбы

ном районе (порядка 0,5—1,5 *м*); $\gamma_{\text{гл}}$ — объемный вес снежной глыбы; v — скорость движения глыбы.

Эквивалентная расчетная статистическая нагрузка на элемент сооружения $N_{\text{экв}}$, при которой деформация элемента соответствует его деформации при ударе глыбы, равна

$$N_{\text{экв}} = KN^{\circ}_{\text{макс}}, \qquad \text{(V,22)}$$

где К — динамический коэффициент, зависящий от отношения продолжительности действия импульса силы $t_{\text{уд}}$ к периоду собственных колебаний рассчитываемого элемента конструкции T:

$t_{\text{уд}}/T$	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	1,00
K	0,31	0,40	0,85	1,05	1,19	1,55

Для приближенных расчетов передних элементов сооружения вместо импульса силы можно задавать давление по площади возможного удара глыбы снега максимального размера, равное

$$P_{\text{макс}} = \frac{8}{3} \cdot \frac{\gamma_{\text{гл}}}{g} v^2. \qquad \text{(V,23)}$$

Тормозящие сооружения располагают в несколько рядов поперек направлению движения лавины. Высота тормозящего сооружения, измеренная перпендикулярно к склону, должна быть не меньше высоты основного потока лавины без учета пылевого облака. Чаще всего она принимается порядка $h_к = 4 \div 6$ *м*. Расстояние между сооружениями можно принимать равным $4\,h_к$, а расстояние между рядами сооружений порядка $6\,h_к$.

Тормозящий эффект одного ряда сооружений оценивается по формуле

$$\Delta v = v_0 - v_1 = \frac{v_0}{2b_{\text{гл}}h_{\text{л}}} F' n, \qquad \text{(V,24)}$$

где v_0 — скорость лавины при подходе к ряду сооружений; v_1 — скорость лавины после прохождения через ряд тормозящих сооружений b_1 — ширина лавинного потока; $h_{\text{л}}$ — высота лавинного потока; F' — рабочая площадь тормозящего сооружения с учетом уменьшения поверхности за счет снежного покрова; n — количество тормозящих сооружений в ряду.

Давление лавины на лавинорезы, отбойные и направляющие стенки определяется по формуле

$$P = \frac{\gamma_{\text{л}} v^2}{g} \sin^2 \alpha, \qquad \text{(V,25)}$$

где P — нагрузка на сооружение, действующая перпендикулярно поверхности стенки; α — угол между направлением лавин и поверхностью стенки.

Помимо давления на сооружение действуют силы трения, направленные касательно к поверхности стенок.

$$\tau = Pf, \qquad \text{(V,26)}$$

где f — коэффициент трения снега о поверхность сооружения ($f = 0{,}4$).

Давление P и силы трения τ принимаются равномерно распределенными по всей площади, подвергаемой удару стенки.

Элементы передней части лавинореза дополнительно рассчитываются на импульс силы или максимальное давление от удара глыбы снега по формулам (V,22) или (V,23).

Элементы облицовки рабочей поверхности стен рассчитываются на повышенные местные нагрузки от ударов глыб снега:

$$P_{\text{макс}} = \frac{8}{3} \cdot \frac{\gamma_л v^2}{g} \cdot \sin^2 \alpha. \qquad (V,27)$$

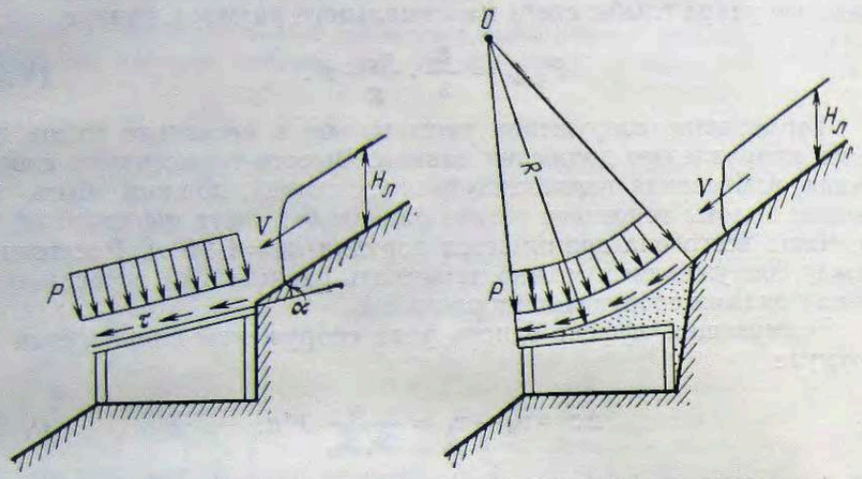


Рис. 29. Расчетные схемы воздействия лавины на кровлю галереи

Давление на крышу галереи определяется по формуле

$$P = \frac{\gamma_л v^2}{g} \cdot \sin^2 \alpha + \gamma_л h_л, \qquad (V,28)$$

где α — угол между склоном и поверхностью кровли галереи; $h_л$ — толщина лавинного потока над галереей.

Если над кровлей галереи устроена засыпка, которая плавно сопрягается со склоном (рис. 29), то давление на кровлю можно определить по формуле

$$P = \gamma_л h_л \left(\frac{v^2}{gR} + 1 \right), \qquad (V,29)$$

где R — радиус сопряжения засыпки над галереей со склоном.

Помимо давления на кровлю следует учитывать силы трения, которые определяются по формуле (V,26).

В ряде мест снежные лавины несут с собой значительное количество каменных обломков. В таких случаях в расчетных формулах для определения давления лавины объемный вес лавинного снега следует задавать с учетом содержащихся в нем каменных обломков.

ЛИТЕРАТУРА

Аккуратов В. Н. Устранение снеголавинной опасности путем обстрела лавиноопасных склонов. В сб.: «Снег и лавины Хибин». Изд-во МГУ, 1967.

Аккуратов В. Н., Красносельский Э. Б., Иткин В. А. О расчете максимальной дальности выброса снежных лавин. В сб.: «Снег и лавины Хибин». Изд-во МГУ, 1967.

Аккуратов В. Н. и др. Экспериментальное определение силы удара снежных лавин. «Мат-лы гляц. исслед.». Хроника, обсуждения. М., 1970, № 16 (ротапринт).

Бахвалов Н. С., Эглит М. Э. Исследование решений уравнений движения снежных лавин. «Мат-лы гляц. исслед.». Хроника, обсуждения. М., 1970, № 16 (ротапринт).

Брюханов А. В. Механизм движения снежных лавин и его изучение в различных географических условиях методом специальной скоростной стереосъемки. В сб.: «Снег и лавины Хибин». Изд-во МГУ, 1967 (ротапринт).

Войтковский К. Ф. Давление снега на противолавинные сооружения. «Мат-лы гляц. исслед.». Хроника, обсуждения. М., 1970, № 16 (ротапринт).

Гофф А. Г., Оттен Г. Ф. Экспериментальное изучение движения снежных обвалов. «Тр. ТНИС». вып. 27. Тбилиси, 1936.

Дюнин А. К. О теории борьбы с лавинами на железных дорогах. «Тр. НИИЖТ», вып. 89. Новосибирск, 1969.

Козик С. М. Расчет движения снежных лавин. Л., Гидрометеоиздат, 1962.

Лешапель Е. Химическое воздействие на формирование глубинной изморози. В сб.: «Лед и снег», под ред. У. Д. Кингери, перев. с англ. М., «Мир», 1966.

Москалев Ю. Д. Возникновение и движение лавин. Л., Гидрометеоиздат, 1966.

Москалев Ю. Д. О возникновении воздушных волн при движении лавин. «Мат-лы гляц. исслед.». Хроника, обсуждения. М., 1970, № 16 (ротапринт).

Саатчан Г. Г. Снег и снежные обвалы. «Тр. ТНИС». Вып. 27. Тбилиси, 1936.

Тебуев Д. И., Долов М. А., Халкечев В. А. Термодинамическая модель образования ударной волны при сходе снежной лавины. «Мат-лы гляц. исслед.». Хроника, обсуждения. М., 1970, № 16 (ротапринт).

Тушинский Г. К. Защита автомобильных дорог от лавин. М., Автотрансиздат, 1960.

Тушинский Г. К. Лавины и защиты от них на геолого-разведочных работах. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Шахунянц Г. М. Определение скоростей движения снежных лавин. «Тр. МИИТ», вып. 86, 1955.

Фляйг В. Внимание, лавины! М., ИЛ, 1960.

Эглит М. Э. Теоретические подходы к расчету движения снежных лавин. «Итоги науки». Гидрология суши. Гляциология. Изд. ВИНИТИ. М., 1968.

ГЛАВА VI

ЛЕДНИКИ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ, ДВИЖЕНИЕ ЛЕДНИКОВ И ТЕКТОНИКА ЛЬДОВ

Ледниками называют многолетние атмосферного происхождения скопления льда, обладающие самостоятельным движением. Основной особенностью ледников является движение льда, которое приводит к перемещению вещества в теле ледника. В этом заключается существенное отличие их от других видов льдов, и по этой же причине размеры, форма и строение ледника не являются пассивной функцией внешних условий, а во многом зависят от внутренних процессов преобразования накопленных твердых атмосферных осадков, их последующего метаморфизма и превращения в лед, дальнейшего механического перемещения внутри ледника.

Ледники возникают на поверхности Земли, где количество твердых атмосферных осадков на протяжении ряда лет превышает количество расходуемого вещества. В процессе движения происходит разгрузка области аккумуляции. В горных ледниках движение льда направлено вниз по уклону долины, а в ледниковых покровах (куполах) — по радиальным направлениям от центра к периферии.

Сооружение на ледниках различных построек, прокладка линий связи, электропередач и т. д. производятся с обязательным учетом скорости движения льда.

Динамическая система ледника формируется под влиянием двух основных процессов: деформации слоев под действием собственного веса и вышележащих толщ льда и внутреннего скольжения слоев льда и всей массы ледника по склону. Почти двухсотлетнее накопление данных о движении ледников (впервые скорость движения была измерена в 1760 г., Шумский, 1955), и изучение физико-механических свойств льда привело к созданию многочисленных гипотез движения ледников. В настоящее время наиболее широко распространены теории вязко-пластического течения ледников, разрабатываемые С. С. Вяловым, А. П. Капицей, П. А. Шумским. Исходным положением этих теорий являются взгляды на лед как на вязко-пластическое вещество, т. е. течение льда возникает при любом напряжении, превышающем нулевые

значения, и подчиняется закону Глена. При малых напряжениях лед течет медленно, а начиная с некоторого критического момента (по Г. Д. Глену — 1 *кг/см²*) скорость течения резко возрастает. При малых скоростях движения по своим реологическим свойствам лед близок к вязкой жидкости, а при больших скоростях — к идеально пластичному телу. Величина напряжения сдвига вдоль ложа ледника переменная.

Не останавливаясь подробно на теоретических построениях необходимо отметить следующие основные моменты механизма движения. Общая скорость движения ледника слагается из вязкого течения и глыбового скольжения, при этом разные условия в пределах одного ледника приводят к преобладанию одного типа движения над другим. При малых скоростях движения деформации равномерно распределены в толще льда и скорость постепенно возрастает от ложа к поверхности ледника. Придонная скорость ледника составляет 50—60% поверхностной. При больших скоростях движения деформации концентрируются у ложа и скорость в теле ледника почти не меняется, тогда придонные скорости составляют более 90% поверхностной. У таких ледников движение осуществляется преимущественно глыбовым скольжением. Существование нескольких типов движения даже в одном леднике зависит от напряжений в ледниковом теле, температурного состояния, уклонов подледного ложа, насыщенности льда водой и обломочным материалом и т. д.

Осредненные данные скорости движения ледников (С. В. Калесник, 1963) в разных районах земного шара следующие:

Альпы	80—150 *м/год*
Алтай	70—125 »
Тянь-Шань	140—180 »
Памир	220—300 »
Гималаи	700—1300 »
Гренландия	
ледниковый щит	25—30 »
выводные ледники	1100—990 »
Антарктида	
ледниковый щит	10—130 »
выводные ледники	300—1200 »

Эти данные свидетельствуют о больших различиях в скоростях движения ледников и дают только общее представление о движении, так как скорость движения даже в пределах одного ледника постоянно меняется в зависимости от времени года, климатических условий и других географических условий. Даже в течение суток ледник движется прерывисто, толчками. Причина неравномерности движения ледника заключается в самом механизме движения, еще малоизученном. Среди ледников выделяют особую группу пульсирующих ледников, которые имеют большие скорости движения (около 1—10 *км/год*). Пульсирующие ледники привлекают внимание тем, что они начинают неожиданно быстро продви-

гаться вниз по долине, вызывая иногда катастрофы. В это время ледник движется короткими рывками со скоростью около 1 *м/час*, поверхность его раздроблена либо беспорядочно, либо на столбчатые отдельности, подобные базальтовым. При этом наблюдается большой паводок на реке, вытекающей из-под ледника. Быстродвигающийся ледник подпруживает боковые долины, и создаются временные озера, которые могут неожиданно прорываться, и тогда начинается бурный разлив вод по долине, причиняющий большой ущерб как сельскому хозяйству, так и промышленным объектам, расположенным в долинах.

По механизму движения пульсирующие ледники делятся на три типа: 1) умеренно большие ледники, характеризуемые большими перемещениями и весьма быстрыми подвижками; 2) умеренно большие ледники с умеренными перемещениями и скоростями подвижек; 3) малые ледники, характеризуемые малыми перемещениями и умеренно быстрыми подвижками. Всем этим ледникам свойственна неустойчивость через определенные интервалы. Основным механизмом в увеличении скорости скольжения ледника по ложу считается образование жидкой пленки. Подвижка происходит, когда толщина жидкой пленки оказывается более критического размера шероховатости поверхности подледного ложа, которая препятствует скольжению.

В июне 1968 г. в Канаде состоялся симпозиум по пульсирующим ледникам. Обсуждения всех представленных докладов показали, что в настоящее время выяснены следующие вопросы: 1) существует большое число пульсирующих ледников разного типа; 2) пульсирующие ледники распространены в определенных весьма узких областях, их существование, по-видимому, не связано с климатом; многие считают, что пульсация определяется характером подледного ложа; 3) причина подвижки, очевидно, связана с резким изменением трения у ложа; 4) большинство пульсирующих ледников имеет примерно постоянный период колебаний.

Однако многие вопросы движения пульсирующих ледников остаются невыясненными: 1) связь периодических пульсаций с изменением баланса массы; 2) роль жидкой пленки у ложа; 3) существует ли непрерывный переход от пульсирующего ледника к нормальному леднику и 4) температурный режим пульсирующих ледников.

При инженерно-гляциологических исследованиях необходимо установить, относится ли изучаемый ледник к типу пульсирующих, поскольку неожиданные быстрые продвижения ледника могут приводить к катастрофам.

П. А. Шумский определил наличие шести механизмов деформированного льда, которые охватывают все особенности движения ледников.

1. Медленный сдвиг параллельно базисным плоскостям кристалла, вызывающий вязкое течение без изменения структуры льда.

2. Небольшое (менее 1 *кг/см²*) напряжение сдвига (касательное напряжение), обусловливающее медленное течение поликристаллического льда, сопровождаемое миграционной рекристаллизацией, увеличением размеров кристаллов и упорядочением ориентировки их главных осей. Это, по-видимому, основной механизм деформаций в полярных и горных ледниках.

3. При увеличении напряжений — более быстрое течение льда. Оно влечет нарушение пространственной решетки кристаллов, распад наиболее напряженных зерен и первичную рекристаллизацию.

4. В результате еще более высоких нагрузок и скоростей деформации нарушаются связи между кристаллами, механизм деформирования льда делается похожим на тот, какой характерен для снега и отчасти фирна. Происходит скольжение кристаллов относительно друг друга, уменьшение размеров кристаллов, образование хаотической структуры в зоне сдвига. Механизмы 3 и 4 характеризуют придонные слои быстро движущихся ледников.

5. При касательных напряжениях, превышающих 10 *кг/см²*, и при малых нормальных (перпендикулярных) нагрузках во льду образуются разрывы и сколы. Происходит разрушение льда, скольжение вдоль плоскостей разлома.

6. Столь же высокие касательные напряжения, если они сочетаются с большими нормальными нагрузками и достаточно высокой температурой, приводят к частичному плавлению льда по плоскостям сколов (с образованием при повторном замерзании голубых лент). Этот механизм действует при глыбовом движении ледников.

Таким образом, в зависимости от увеличения напряжения сдвига и продолжительности воздействия лед может проявлять свои свойства как вязкое, пластичное и хрупкое тело. Поэтому в леднике при его движении возникают пластические и разрывные деформации, создающие соответствующие структурные формы льда.

Тектоника льдов. Слоистость как первоначальная форма залегания снежно-ледяных толщ хорошо видна в области аккумуляции, особенно в ее верхней части. Образование слоистости связано с отложением твердых атмосферных осадков и перерывов в седиментации и является отражением первичных деформаций льда. Слоистость создается при изменении структуры снега в процессе перекристаллизации. Особенно большая дифференциация возникает между летними и зимними слоями из-за различий в условиях диагенеза снежной толщи. Летние слои, как правило, сильно загрязнены и содержат большое количество воды и ледяных включений. В открытых трещинах можно видеть, что слоистость, как правило, косая, т. е. для нее характерно косое напластование слоев, иногда они смяты в складки. Слоистость хорошо выражена не только в снежно-фирновой толще, но и в ледяных разрезах на не-

большой глубине. Постепенно с увеличением глубины, где интенсивность сдвиговых деформаций увеличивается, слоистость исчезает.

Складчатые структуры, созданные пластическими деформациями, особенно хорошо развиты в теле ледников, в виде синклинального залегания слоев. Эта форма залегания возникает под влиянием сжатия всей толщи, оседания и уплотнения, а также из-за влияния вогнутой формы подледного рельефа. Последняя причина вызывает возникновение антиклинальных форм над выступами коренного ложа. На большинстве ледников преобладает типичное лодкообразное изгибание слоев с небольшим углом погружения.

Помимо этих складчатых структур под влиянием сложных деформаций боковых сжатий возникают другие пликативные нарушения, а именно брахискладки. Брахискладки представляют собой систему пологих вытянутых складок с осями вдоль ледяного потока. Шарниры складок волнообразно погружаются, поэтому поверхность ледника представлена куполовидными поднятиями с небольшими западинами, в которых скапливается снег. На леднике Большой Азау удалось выделить пять продольных складок длиной 1250 *м* и шириной 50 *м*.

На поверхности ледников хорошо видны складчатые образования, которые мы выделяли как складки скалывания. В рельефе поверхности ледников они не выражены, но прекрасно видны на аэрофотоснимках в виде резких изгибов слоев разнообразного рисунка. Такой тип складчатых образований хорошо изучен на леднике Маляспина (Северная Америка), где изгиб слоев в складки происходил в процессе вязко-пластического течения льда с крутого склона в условиях одновременного бокового сжатия и сдвига. Из-за неоднородной пластической деформации мощности слоев в замковой части складки увеличились, а в крыльях складок уменьшились.

Сланцеватостью мы называем особые структуры, представляющие собой чередующиеся полосы льда (белого, обогащенного воздушными включениями, и прозрачного голубого). На Эльбрусе сланцеватость особенно хорошо выражена на тех ледниках, где отсутствуют трещины. Ширина белых и голубых полос колеблется от 1—5 *см* до 1—1,5 *м*. Угол падения слоев зависит от местоположения в леднике и колеблется от 1 до 80°; наиболее велика крутизна у краев и близ конца ледника, в средней части слои залегают полого. Простирание сланцеватости может быть продольным и поперечным к направлению движения ледника.

На аэрофотоснимках ледяных полей полосы сланцеватости несколько напоминают узкие моренные гряды. В действительности это полосы белого и голубого льда, имеющие почти продольное простирание и вертикальное погружение. Неравномерное таяние слоев льда приводит к образованию на поверхности ледников длинных ложбин или дугообразно изогнутых полос.

Лучше всего сланцеватость льда выражена на концах ледников, в некоторых бортовых участках и на ледяных пространствах с небольшими уклонами. Возникновение интенсивной сланцеватости у бортовых участков легко объясняется большими сдвиговыми напряжениями, возникающими из-за различий скоростей движений центральных и краевых участков.

Огивы представляют собой чередование слоев чистого и загрязненного льда. Происхождение огив до сих пор неясно. Многие исследователи считают, что огивы присущи ледникам, имеющим ледопады, но роль ледопада рассматривается по-разному. Большинство исследователей считает, что огивы возникают у основания ледопада в результате интенсивного сжатия. Наблюдаются следующие генетические переходы: ледопад — огивные валы — огивы. Но так бывает не всегда. Огивы отсутствуют на ледниках, где а) ледопад состоит из нескольких частей или ледопады расположены один под другим, что нарушает правильность надвигов у основания; б) ледопад имеет очень небольшой размер; в) ниже ледопада ледник делает крутой поворот; г) боковые притоки перекрывают или нарушают огивы.

Разрывные нарушения можно классифицировать по внешним очертаниям и по генетическому признаку. Внешне они представлены расколами, трещинами, ледопадами и различными разрывными смещениями (сдвиги, сбросы, надвиги и т. д.).

Расколы — это зачаточные формы трещин. Ширина их меньше 1 *м*, глубина от нескольких сантиметров до 2—3 *м*, длина достигает 5—10 *м*. Иногда они заполнены водой, при замерзании которой возникают прослойки конжеляционного льда.

Трещины в ширину превышают 1 *м*, глубина их более 3 *м*. На быстро движущихся ледниках или на ледниках с малыми мощностями и крутым коренным рельефом помимо отдельных трещин образуются зоны большой трещиноватости. Благодаря взаимодействию сил растяжения и сжатия в движущемся леднике создается сложная система напряжений и деформаций, отражающаяся в поверхностных чертах ледника в виде трещин различного типа.

По механизму образования разрывов выделяют два типа трещин — отрыва и скалывания. Отрыв определяется нормальными растягивающими напряжениями и выражается в образовании трещин, перпендикулярных к главной оси растяжения. Трещины скалывания образуются при касательных напряжениях и направлены под острым углом (не более 45°) к оси растяжения. Как правило, трещины отрыва возникают на участках перегиба ложа ледника при сильных растяжениях. По отношению к главному направлению движения выделяются поперечные, продольные и радиальные трещины отрыва. Поперечные трещины образуются над выступами коренного ложа. Продольные трещины возникают обычно в центральной части ледника под действием поперечных растяжений при растекании льда. На концах ледниковых языков,

где мощности льда невелики, а уклоны поверхности большие, образуются радиальные трещины.

Трещины скалывания возникают в бортовых участках ледников при повороте долины или при перегрузке льда моренным материалом, когда пластичность льда уменьшается. Сила трения бортовых участков снижает скорость движения, что приводит к разрывам между центральными и боковыми частями ледников Трещины здесь направлены под некоторым углом к главному направлению движения, они имеют зияющие извилистые края и неровную, бугристую поверхность стенок. Системы трещин скалывания обрамляют также тела ледникового потока, возникая из-за неравномерности движения соседних потоков. Подобные системы трещин позволяют уверенно проводить границы между отдельными потоками льда в едином ледниковом теле.

При изменении угла наклона, вызывающего увеличение напряжения сдвига выше предела упругости, скорость движения будет тем больше, чем больше уклон ледника. При изменении уклона в теле ледника будут меняться и напряжения сдвига, причем эти напряжения могут становиться меньше предела упругости. В таких случаях движение льда должно было бы прекращаться, если бы не давление льда с вышележащего склона. Таким образом, на ледниках возникают активные зоны растяжения, где предел напряжения больше предела упругости, и наоборот, пассивные зоны, где предел напряжения, соответствующий уклону, меньше предела упругости.

В активной зоне ледника возникает линия скола—сдвига (прямой сброс с пологим залеганием поверхности скола). В пассивной зоне появляются надвиги. По зеркалу скольженин открываются трещины, в случае пассивного движения имеющие наклон вперед и переднюю стенку ниже задней, а при активном движении — наклон назад и заднюю стенку ниже передней. Такие разрывные нарушения могут возникать не только при прохождении через препятствие, но и при движении по ровному ложу.

Ледопады представляют собой сплошную систему трещин растяжения, сбросов и одновременного обрушивания больших глыб расколовшегося льда, т. е. это комплексы смещенных и несмещенных разрывов. Площадь, охваченная разрывными нарушениями, здесь во много раз больше площади монолитной массы льда. Чаще всего ледопады возникают на перегибах в рельефе подстилающего ложа, когда угол наклона поверхности более 20°.

Выявление и последующее картографирование тектонических форм дают возможность правильно оценить поверхность ледника при возведении на нем любых сооружений. При установке сооружений в зоне сжатия ледника необходимо рассчитать величину сжатия. Установка опор или отдельных столбов (телефонных, электрических) в зоне сжатия, как правило, увеличивает надежность их эксплуатации, поскольку они оказываются естественно закрепленными. И, наоборот, в зонах растяжения возведение любых сооружений чрезвычайно опасно.

ТУННЕЛИ В ЛЕДНИКАХ

Первые туннели в ледниках проходились преимущественно для выполнения научно-исследовательских работ. Наибольшее число таких туннелей было пройдено в альпийских ледниках. В 1951 г. был пройден экспериментальный туннель длиной 136 *м* в леднике на горе Юнгфрау в Швейцарии. В этом туннеле были организованы систематические наблюдения за температурой и деформациями ледяного массива в окрестностях туннеля, продолжающиеся до настоящего времени. В последующие годы большие экспериментальные работы по проходке туннелей и искусственных полостей были проведены в гренландском ледяном куполе. Для этого был пройден туннель шириной 5,4 *м* и длиной 330 *м* с различными помещениями по бокам. В одном из этих помещений, размеры которого достигали 10,8×67 *м* в плане и высоты 4,5 *м*, была организована лаборатория для изучения процессов «заплывания» подледных выработок, которые происходят из-за деформации стен, потолка и пола помещения и вызывают постепенное уменьшение кубатуры помещения (Ротлисбергер, 1966).

Помимо экспериментальных выработок в Гренландии было пройдено много подледных выработок для военно-воздушной базы США. Среди них транспортные туннели для автомобильного транспорта, складские помещения и даже отапливаемые помещения.

Наблюдения за экспериментальными туннелями и подледными помещениями показали, что в них происходят непрерывные деформации. При круглом поперечном сечении происходит постепенное уменьшение диаметра туннеля, иногда с нарушением начального кругового очертания. В туннелях прямоугольного сечения наблюдалось опускание потолка, поднятие пола и «вдавливание» боковых стен.

В ледяных туннелях, пройденных на участках ледника, где имеются растягивающие напряжения, часто появляются трещины в стенах и сводах туннелей. Ширина таких трещин может со временем увеличиваться. В туннелях, пройденных на значительных глубинах, наблюдается отслаивание льда на поверхности выработки. Высокие местные напряжения сдвига во льду приводят к разрушению льда в плоскостях, параллельных стенкам выработки. А поскольку полость выработки не оказывает сопротивления деформации стенок, то происходит выпучивание льда в сторону пустого пространства (рис. 30). Такое отслаивание льда в высокотемпературных ледниках наблюдалось при проходке туннелей на глубине более 100 *м*. В низкотемпературном леднике Юнгфрау-Иой отслаивание льда наблюдалось уже на глубине 25 *м* (Хефели, 1966).

Наблюдения показали, что скорость уменьшения диаметра круглого туннеля или «заплывания» туннелей прямоугольного или более сложного поперечного сечения зависит главным образом от глубины заложения туннеля, формы и размеров его поперечного сечения, температуры, плотности и структуры льда. Сопоставление результатов наблюдений с теоретическими расчетами позволило уточнить общие закономерности деформирования льда.

Исходя из существующего опыта проходки подледных туннелей и полостей в ледниках, можно считать, что имеются реальные

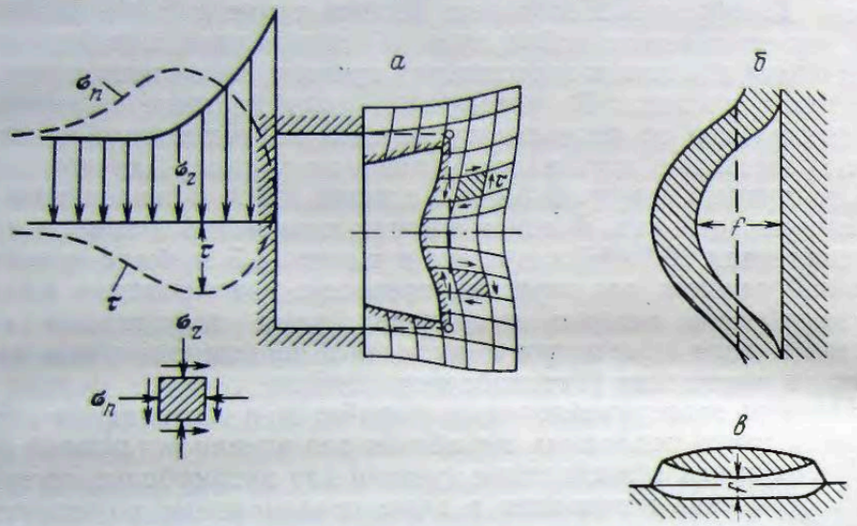


Рис. 30. Отслаивание льда в стенках туннеля в леднике:
а — линии деформации; *б* — чашеобразный выступ; *в* — горизонтальное сечение через чашеобразный выступ ($f = 5$—10 *см*)

возможности для более широкого применения подледных помещений. Особенно большие перспективы в этом отношении открываются при дальнейшем освоении Антарктики. Есть основания полагать, что многие складские и технические помещения, транспортные пути и жилые помещения будут располагаться в подледных выработках. Методы проходки таких выработок не представляют принципиальных затруднений.

Подледные выработки могут разрабатываться закрытым способом по аналогии с проведением горных выработок. Если же выработки располагаются на небольшой глубине от поверхности ледника (до 10—15 *м*), то есть возможность существенного упрощения проходческих работ путем перехода на открытый способ проходки. В этом случае должна устраиваться открытая траншея, причем работы по ее проходке могут быть легко механизированы. Затем на передвижной опалубке устраивается сводчатое перекрытие из фириа, вынутого при проходке траншеи. Методы расчета

деформативной устойчивости таких перекрытий освещены в главе III.

Вопрос о возможности устройства внутри ледника отапливаемых помещений также принципиально решен. Наиболее простая схема отапливаемого подледного помещения предусматривает устройство в подледной выработке замкнутого помещения из легких теплоограждающих конструкций с воздушными полостями между ограждениями и льдом, по которым будет подаваться охлажденный воздуха для «снятия» теплового потока изиутри помещения.

В высокогорных ледниках строительство специальных подледных сооружений малоперспективно, так как там возникает ряд затруднений, обусловленных интенсивным движением ледников, трудностью доступа к ледникам, да и просто нет для этого особой надобности. Поэтому в таких ледниках подледные туннели будут предназначаться преимущественно для экспериментальных целей и для изучения строения и закономерностей движения ледников.

Дальнейшее строительство и эксплуатация подледных туннелей и помещений требуют проведения ряда дополнительных исследований и экспериментов. К числу ближайших задач в этом направлении можно отнести разработку способа проходки выработок во льду, в том числе методов резания льда, создания во льду искусственных трещин, искусственного таяния льда и протаивания узких полостей для отделения блоков и т. п.

ИСКУССТВЕННОЕ УСИЛЕНИЕ ТАЯНИЯ ЛЬДА И СНЕГА

Все увеличивающаяся потребность сельского хозяйства засушливых районов в воде ставит перед гляциологами задачу искусственного усиления таяния ледников. Это связано с тем, что максимум расходов горных рек ледникового питания в большинстве случаев не совпадает с периодами наибольшей потребности в воде.

Искусственное запыление льда и снега используется для решения некоторых инженерных задач. В частности, оно применяется для ослабления прочности морского льда, для увеличения длительности эксплуатации Северного морского пути. Возможно применение этого метода для ускорения весеннего снеготаяния, для создания плотной корки на поверхности снега в зимнее время, чтобы предохранить снег от раздувания. В некоторых районах предполагается использовать искусственное запыление для ликвидации лавинной опасности. Искусственное усиление таяния может ускорить сход лавин и может привести к существенному увеличению таяния и стока. Помимо этого данным методом можно воспользоваться для уплотнения или сгона снега на снегопрогонных перевалах, территориях горных рудников, участках дорог и аэродромах.

Абляция горных ледников происходит в основном за счет таяния снега и льда и определяется главным образом притоком солнечной радиации и ее перераспределением в верхнем слое ледника.

Приток тепла из воздуха в условиях высокогорных ледников незначителен (табл. 10). Из поступающего на поверхность ледника тепла 80% затрачивается на таяние. Поэтому для увеличения таяния необходимо найти пути усиления поглощающей способности льда, т. е. уменьшить его отражательную способность (альбедо). Наиболее простой способ уменьшения альбедо заключается в запылении поверхности снега и льда порошкообразными материалами темного цвета, имеющими малую отражательную способность.

Таблица 10

Соотношение основных составляющих теплового баланса за сутки (по А. П. Волошиной, 1966)

Районы	Ледники	Абсолютная высота, *м*	Радиационный баланс *B*, %	Турбулентный поток тепла *P*, %	Затраты тепла на испарение или выделение его при конденсации, %
Северо-Запад США	Голубой	2040	58	35	7
Альпы	Хорнксес	1162	58	29	13
	Фернагтфернер	2973	81	15	4
Эльбрус	Фирновое поле	3750	65	35	—
	Карачаул	3250	88	12	—
Памиро-Алай	Имат	3300	62	38	—
Памир	Федченко	4000	72	22	—
	Федченко	4000	72	24	—
Тянь-Шань	Абая	3077	74	23	3
	Герасимова	3065	57	37	6
	Центральный Туюк-Су	3475	78	22	—
Каракорум	Джомолунгма	4000	89	11	—
		4300	95	5	—

В природе наблюдаются явления заполнения поверхности ледников, приводящие к интенсивному таянию. Чаще всего это происходит в районах активной вулканической деятельности. Например, в Исландии начиная с XVII в. неоднократно наблюдалось, что после изверженнй вулканов поверхности ледников покрываются вулканическим пеплом, начинается сильное таяние, вызывающее наводнения и, вследствие этого, большие разрушения в предгорных обжитых районах страны.

На Камчатке вулканические сопки также заполняются пеплом во время извержений вулканов, что приводит к усилению таяния снежного покрова. Эти явления были описаны в литературе еще в середине прошлого столетия (Дитмар, 1901).

Искусственное запыление снега широко практикуется в народном хозяйстве. Еще с давних времен в высокогорных районах Памира, Альп жители для скорейшего схода снега посыпали поля

золой или землей, тем самым ускоряли процесс таяния и увеличивали продолжительность вегетационного периода. Во многих районах Советского Союза (Арктика, Заполярье, Сибирь, Камчатка и др.) проводились экспериментальные исследования по запылению снега, и во всех случаях получены положительные результаты. Снеготаяние проходило в три раза быстрее и начиналось на 2—3 недели раньше обычных сроков.

Впервые в Советском Союзе опыты по искусственному таянию ледников были проведены Г. А. Авсюком на ледниках Тянь-Шаня в 1950 г. Основной задачей этих опытных работ было выявление в общих чертах эффекта усиления таяния при искусственном запылении поверхности ледников и выяснение принципиальной возможности практического использования усиления таяния для увеличения стока талых ледниковых вод.

В результате этих опытов было установлено, что наиболее подходящим материалом для запыления ледников оказалась каменноугольная пыль, поскольку она лучше сохраняется на ледниковой поверхности и ее поглощающая способность на 20—25% выше лёсса. Расход угольной пыли составляет около 5 *г/м²*. Таяние на запыленных участках по сравнению с чистыми в среднем увеличивалось для свежего фирна и снега в 3—6,5 раза, для старого фирна — в 1,4—2,9 раза, для ледникового льда — в 1,35 раза.

На основании экспериментальных данных искусственного усиления таяния Г. А. Авсюк произвел подсчеты возможных результатов усиления таяния и стока с ледника при запылении его поверхности каменноугольной пылью.

Как видно из данных табл. 11, объем талых вод за весь период его естественного таяния удваивается. Г. А. Авсюк предполагает, что если провести запыление в апреле, то объем талых вод в 2—3 раза превысит таяние при естественном ходе таяния.

В 1958 г. в горах Тянь-Шаня были проведены исследования по искусственному усилению таяния ледников. Результаты опытов распыления угольного порошка и лёсса на площадке в 8 *км²* показали, что каждый квадратный километр «зачерненного» ледника дает дополнительно 10 000 *м³* воды в сутки и таяние снега и льда можно ускорить на две недели.

Е. Н. Цыкин и Г. А. Цыкина (1968) выполнили серию лабораторных экспериментов по искусственному усилению таяния льда методом зачернения и получили интересные выводы. Суть процесса искусственного усиления таяния заключается, по их мнению, не только в непосредственном поглощении солнечной энергии, но и в управлении процессами таяния путем изменения структуры и свойств коры таяния. При этом определяющее значение имеет механический состав зачерняющего вещества.

Материал, используемый для искусственного таяния, должен удовлетворять следующим требованиям: 1) иметь малое альбедо; 2) иметь высокую стойкость вещества, заключающуюся в нерастворимости и отсутствии плавучести; 3) иметь хорошую смачивае-

Таблица 11

Приближенные вероятные объемы талых вод, получающихся при запылении фирна и языка ледника

Место наблюдения	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	VI–IX	V–IX	IV–X
Область фирна										
В % ко всему объему талых вод чистого ледника за весь период естественного таяния	18	26	18	28	26	22	7	76	120	145
То же в данный месяц или период	—	273	127	96	86	132	100	100	120	145
Ледниковый язык										
В % ко всему объему талых вод чистого ледника за весь период естественного таяния	9	13	9	16	17	10	7	43	65	81
То же в данный месяц или период	—	136	64	52	56	66	—	57	65	81
Со всего ледника в целом										
В % к общему объему талых вод чистого ледника за весь период естественного таяния	27	39	27	44	43	32	14	119	185	226

мость; 4) размеры зерен должны быть таковы, чтобы они обеспечивали максимальное и длительное таяние. Проведя большую серию опытов, Е. Н. и Г. А. Цыкины рекомендуют использовать специально обработанный уголь с диаметром частиц 0,2 *мм*. При норме зачернения 2 *г/м*^{2} он обеспечивает такое же усиление таяния, как 25 *г/м*^{2} толченого шлака с диаметром частиц 0,4 *мм* или 63 *г/м*^{2} необработанного угольного порошка с размером частиц 0,4 *мм*. Необходимо использовать такой состав вещества, чтобы оно при загублении в лед или снег оставалось в непосредственной близости к поверхности, тогда будет обеспечено максимальное усиление таяния.

Проведенные экспериментальные полевые исследования сотрудниками Института географии АН СССР под руководством Л. Д. Долгушина дали возможность оценить эффективность применения искусственного усиления таяния ледников методом зачернения. В частности, для конкретных условий Средней Азии радиационный метод усиления таяния ледников может применяться в комплексе с другими мероприятиями по регулированию стока и совершенствованию методов орошения. Изучение этого вопроса показало, что на ледниках при радиационном таянии льда интенсивность процесса определяется не напряженностью радиации, а температурой воздуха, потому что температура определяет начальную влажность верхних горизонтов снега и льда. Более того, поглощение радиации происходит в основном не частицами искусственного запылителя, а талыми водами. Полученные результаты показали, что в каждом конкретном случае необходимы дополнительные геофизические исследования объектов и физико-географической среды, доведенные до инженерных расчетов.

Методами искусственного воздействия на лед с целью ускоренного таяния пользуются в Арктических районах для разрушения ледяного покрова. В случае растапливания небольшого количества льда (порядка десятков или сотен тонн) возможно применять некоторые соли, которые, взаимодействуя со льдом, вызывают его таяние даже при отрицательных температурах. Существует большое количество различных веществ, которые взаимодействуют со льдом в широком диапазоне температур — от —0,15 до —86°, но при этом важную роль играют объемы солей. Е. В. Белышева провела специальные исследования для определения глубины и времени протаивания льда под воздействием различных солей, которые показали, что идет медленное разъедание льда солями. Однако существует ряд веществ, которые интенсивно реагируют со льдом и растапливают достаточно большие объемы льда. Так, например, при температуре —5° 1 *г* углекислого калия может растопить 50 *г* льда, втористый натрий — 33 *г*, сернистый натрий — 21 *г*, хлористый кальций — 10 *г*. При более низких температурах рекомендуется применять другие соли. При температурах до —21° применяют хлористые соли аммония, натрия и калия. Эти вещества дешевы, устойчивы на воздухе и не опасны в обращении.

И. С. Песчанский (1967) рекомендует применять этот способ плавления льда для местного разрушения ледяного покрова и описывает случай использования данного метода для освобождения ото льда аванкамеры, щита и решетки у подхода к турбинам гидростанции. Был применен хлористый кальций, так как ни взрывом, ни механическим способом уничтожить лед было невозможно. Тем не менее этот способ имеет локальное применение и не может быть использован на больших территориях.

Для арктических районов весьма эффективным способом являются зачернение ледовой поверхности. Эти работы были проведены И. С. Песчанским, который определил, что эффект этого метода зависит от выбора материалов, срока и нормы опыления, метода производства работ и учета местных особенностей.

Из многочисленных темноокрашенных материалов рекомендуется использовать шлак, каменноугольную пыль, черный песок или смесь угольной пыли с обычным песком. Рекомендуемая норма запыления составляет 300—350 *г/м*^{2} для угля и шлака и 400 *г/м*^{2} для смеси желтого леска и угля. Срок опыления для западных районов Арктики (от Архангельска до Тикси) — начало мая, для восточных районов (от Тикси до бухты Провидения) — середина апреля, а для районов мыса Челюскина и пролива Б. Вилькицкого — середина мая.

В случае снегопада или поземки применяют повторное опыление участков. В зависимости от назначения работ, их объема и доступности участка рекомендуются следующие способы запыления:

1. Запыление с саней, идущих на прицепе за трактором. Разброс материала производится вручную или механическим способом. Эффективная ширина полосы составляет 7—10 *м*.

2. Запыление с самолетов типа ПО-2. Грузоподъемность самолета 180—200 *кг* при скорости полета 100 *км/час*. Для нормальной концентрации запыленности льда необходимо 16—18 повторных полетов по одному и тому же месту. Ширина полосы — около 15—17 *м*.

3. Запыление с самолета ЛИ-2, который может поднимать до 30—35 *т* материала за смену. Ширина полосы запыления составляет 15—20 *м*. Для нормального запыления полосы (350—400 *г/м*^{2}) необходимо провести 35—40 повторных полетов.

После проведения запыления проходит четыре стадии таяния. Первая стадия заключается в интенсивном таянии снега и образовании небольших снежниц в полосе запыления. Таяние запыленного снега проходит в 3—4 раза быстрее таяния естественного снежного покрова. Продолжительность этого периода тянется от 5 до 15 *сут*. Вторая стадия наступает после слияния снежниц, заметно увеличивается количество воды. Продолжительность второй стадии 5—10 *сут*. Третья стадия наступает при образовании общего канала. Начинается таяние льда, в отдельных участках лед протаивает на всю толщину. Слой воды в канале достигает высоты 0,8—1,2 *м*. К концу третьей стадии остаются отдельные ледяные

перемычки. Продолжительность этой стадии составляет 5—7 *сут* (иногда 10—15). Четвертая стадия наступает после окончательного очищения канала от подводных ледяных перемычек, и с этого момента начинается судоходство.

Таким образом, в арктических районах возможно и проводится искусственное усиление таяния для разрушения ледяного покрова. Однако в целом искусственное усиление таяния льда методом запыления пока не получило широкого практического применения.

ЛИТЕРАТУРА

Авсюк Г. А. Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников. «Тр. Ин-та географии», вып. 56, 1953.

Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период. М., «Наука», 1966.

Дитмар К. Поездки и пребывание на Камчатке в 1851—1855 гг. Спб., 1901.

Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., Географгиз, 1963.

«Материалы гляциологических исследований». Хроника и обсуждения. М., 1961, № 3 (ротапринт).

«Оледенение Эльбруса», под ред. Г. К. Тушинского. Изд-во МГУ, 1968.

Песчанский И. С. Ледоведение и ледотехника. М., «Морской транспорт», 1967.

Ротлисбергер Г. Ультразвуковые измерения деформации прямоугольного ледяного туннеля. В сб. «Лед и снег», под ред. У.-Д. Кингери, перевод с англ. М., «Мир», 1966.

«Руководство по составлению каталога ледников СССР». Л., Гидрометеоиздат, 1966.

Тушинский Г. К. Основы общей и региональной гляциологии. МГУ, Географический факультет, 1968 (ротапринт).

Хефели Р. Наблюдения, проводимые в ледяных туннелях, и закон течения льда. В сб.: «Лед и снег», под ред. У. Д. Кингери, перевод с англ. М., «Мир», 1966.

Цыкин Е. Н., Цыкина Г. А. Результаты лабораторных экспериментов по искусственному усилению таяния льдов методом зачернения. «Мат-лы гляциологических исследований». Хроника и обсуждение. М., 1968, № 14 (ротапринт).

Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955.

ГЛАВА VII

ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СЕЛИ

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СЕЛЕЙ

Сущность селевого явления. Селевые потоки представляют собой одно из проявлений экзогенных процессов на поверхности земной коры. Они присущи горным и предгорным странам земного шара. Суть селевого явления заключается во внезапном[1] перемещении по руслам горных долин значительного количества продуктов разрушения горных пород с участием водной составляющей в виде организованных русловых потоков, движущихся с большими скоростями (порядка нескольких метров в секунду), и в отложении селевых наносов на более низких отметках за пределами такого движения. Таким образом, селевое явление состоит из трех этапов — смыв (снос, обрушение, размыв и т. д.) рыхлообломочного материала со склонов в русла и с самих русел горных долин, движение селевого потока по руслу и отложение продуктов разрушения горных пород на нижних участках бассейнов с повышением базиса эрозии. Следовательно, селевое явление относится к денудационным процессам, направленным на нивелирование земной поверхности.

Причины и условия формирования селей. Отнесение селей к экзогенным денудационным процессам, присущим всем горным странам земного шара, не означает, что в каждой горной долине и в каждом горном бассейне обязательно должны время от времени формироваться и возникать селевые потоки. Для формирования селя необходимо сочетание следующих трех условий:

1. На склонах или в руслах данного горного бассейна должно находиться значительное количество продуктов разрушения горных пород современными (выветривание, деятельность поверхностных или грунтовых вод) или историко-геологическими (образование морен, древних осыпей) процессами, способных при соответствующем воздействии водной составляющей потерять равновесие и быть вовлеченными за счет этой водной составляющей в русловое движение.

[1] Под внезапностью здесь имеется в виду непосредственная дата формирования селевого потока в данном горном бассейне (день, час), а не общая готовность условий формирования селя.

2. На участки, являющиеся очагами твердого питания селевых потоков, должно поступить количество воды, достаточное в каждом отдельном случае для нарушения условий равновесия (смыва) находящегося на склонах (в руслах) рыхлообломочного материала и, следовательно, для формирования потока, включающего в себя эти массы материала.

3. Склоны бассейна должны быть достаточно крутыми для возможности попадания в русло всего объема рыхлообломочного материала, равновесие которого было нарушено, а уклоны русел — достаточно крутыми для быстрого движения этого материала с участием водной составляющей в виде руслового потока.

При отсутствии хотя бы одного из перечисленных условий селевый поток сформироваться не может. Так, если на склонах и в руслах горного бассейна не имеется в значительном количестве продуктов разрушения горных пород, то при любом объеме водного стока и уклонах склонов и русла любой крутизны мы будем иметь дело не с селевым потоком, а с обычным горным паводком, чисто водным, не насыщенным или слабо насыщенным твердым материалом. Подобные паводки широко распространены в горных районах.

При наличии любых объемов рыхлообломочного материала, но отсутствии стока достаточных размеров для вовлечения его в быстрое движение, даже при самых крутых уклонах мы будем иметь дело не с русловым селевым потоком, а с осыпью, обвалом, курумом, т. е. с другим экзогенным процессом, а не селем.

Наконец, при наличии с одной стороны значительных объемов стока, а с другой — больших запасов рыхлообломочного материала, но при пологих уклонах склонов мы будем иметь дело с медленным движением этого материала в виде оползней и оплывин без перехода в быстрое русловое движение в виде селевого потока, либо с эрозионными процессами, вызывающими постепенное и медленное движение грунтовых масс, за счет постепенного смыва. Подобные виды и формы экзогенных процессов характерны для равнинных и слабохолмистых ландшафтов, где селевые потоки не формируются. Для селевых потоков характерна масштабность и динамичность процесса. Скорость их колеблется в пределах от 2—3 до 8—10 *м/сек* и более, расходы выражаются в десятках и сотнях кубометров в секунду, объемы селевых выносов — в десятках и сотнях тысяч, а иногда и в миллионах кубометров. Сама динамичность явления обусловливает небольшую продолжительность действия селя. Как правило, прохождение селевого потока продолжается 1—2 *час*, редко больше. За столь короткий срок обычно вся пришедшая в движение масса рыхлообломочного материала успевает пройти путь от селеобразующих очагов до зон отложений селевых выносов.

Источники водного питания селей. Основными источниками водного питания селей могут являться дождевые и ливневые осадки, воды, образующиеся в результате таяния ледников и снежни-

ков, а также сток, образующийся в результате сезонного (весеннего) снеготаяния.

Сели ливневого питания («ливневые» сели) имеют наибольшее распространение и присущи главным образом среднегорным и низкогорным районам, не имеющим ледникового питания. Они характерны как для районов большой увлажненности (Черноморское побережье Кавказа, Западная Грузия, Карпаты), так и для засушливых районов, где сухие периоды, способствующие развитию трещиноватости и выветриванию горных пород, сменяются периодами коротких интенсивных ливней. Однако отмечено немало случаев формирования селей ливневого происхождения и в высокогорных районах, в том числе и в бассейнах, на водораздельных участках которых имеются ледники и снежники. В частности, в августе 1967 г. во многих бассейнах высокогорной части долины Баксана, а также в примыкающих к Казбекскому ледниковому району прошли катастрофические сели ливневого водного питания.

Гляциальные сели, источниками водного питания которых является таяние ледников и постоянных снежников, присущи высокогорным бассейнам, имеющим значительные площади ледникового питания. Они характерны для районов Центрального Кавказа, Тянь-Шаня, Памира, а также для некоторых горных районов Крайнего Севера. В отличие от селей ливневого происхождения, время формирования которых диктуется временем выпадения интенсивных ливней (часто — в сочетании с предыдущими дождями, способствующими увлажнению почвы) и поэтому имеет весьма широкую амплитуду в течение года, гляциальные сели формируются, как правило, в периоды интенсивной абляции, т. е. в середине лета (июль — август). Это облегчает разработку методов прогнозирования гляциальных селей и установление периодов наибольшей селеопасности для бассейнов, в которых основным источником водного питания селей является таяние ледников.

Сели сезонного (весеннего) снеготаяния нередко называют «смешанными», так как во многих случаях селеобразующий сток таких селей возникает вследствие сочетания таяния снега на горных склонах с выпадением теплых весенних дождей, которые в свою очередь ускоряют процесс снеготаяния. Подобные «смешанные» сели характерны для бассейнов, в которых очаги твердого питания селей находятся ниже зоны формирования смешанного снего-ливневого стока. Такие бассейны имеются в различных районах страны.

Источниками твердого питания селей могут быть: 1) ледниковые валунно-галечниковые морены с рыхлым заполнителем или без него; 2) рыхлообломочный материал, образующийся на горных склонах в результате процессов выветривания (включая осыпи, россыпи и курумники); 3) потерявшие равновесие вследствие водонасыщения элювиально-делювиальные массивы и шлейфы на

склонах; 4) материал оползней, осыпей и обвалов, оплывин и смывов, оказавшийся в руслах.

Механизм селеформирования. Анализ натурных селей, сформировавшихся в различных природных условиях, в разных физико-географических регионах, при различных источниках водного и твердого питания, позволяет дифференцировать возможные механизмы формирования селей на следующие группы:

А. Селевые потоки эрозионного формирования. К ним относятся сели, формирующиеся за счет: 1) смыва твердого материала со склонов бассейна; 2) размыва и смыва со склонов; 3) размыва моренного материала; 4) руслового, донного и берегового размыва и подмыва; 5) прорыва русловых заторов вследствие гидростатического и гидродинамического давления.

Б. Селевые потоки, формирующиеся за счет собственных гравитационных сил вследствие нарушений условий равновесия горных масс (пластов, массивов, отдельностей). К ним относятся селевые потоки, формирующиеся вследствие склонового: 1) оплывания или оползания грунтовых пластов и блоков; 2) переувлажнения и склонового движения осыпей и россыпей; 3) обрушения береговых толщ и отдельностей при их подрезке потоком и вследствие других причин; 4) движения русловых скоплений твердого материала при нарушении условий равновесия (переувлажнении).

Сели группы «А» в основном по своим размерам пропорциональны водному питанию потока (в тех случаях, когда в наличии имеются достаточные запасы твердого материала для вовлечения в движение потока). Сели группы «Б» такой пропорциональностью не характеризуются и, возникая при определенных критических условиях увлажнения (нарушения равновесия), как правило, не могут увеличиваться в размерах твердого питания с увеличением водного.

Рассмотрение возможных механизмов селеформирования подчеркивает комплексность селевого явления, формирование которого связано с метеорологическими, гидрологическими, геолого-геоморфологическими, гидрогеологическими, почвенно-ботаническими и антропогенными факторами.

Специфические особенности формирования гляциальных селей. Гляциальные сели формируются преимущественно в гляциально-нивальном поясе, характеризующемся обилием рыхлообломочного, главным образом моренного материала, лишенного закрепления растительностью и обладающего минимальным сцеплением. Очаги наиболее активного формирования гляциальных селей располагаются обычно на периферийных участках ледников и снежников, в зоне нижней границы оледенения и перемещаются вместе с этой границей (рис. 31) [1]. В эту зону в периоды летнего

[1] Последние десятилетия характеризуются потеплением и повсеместным отступанием ледников с одновременным увеличением селеформирующихся площадей за счет территорий, покрытых обнаженными моренами.

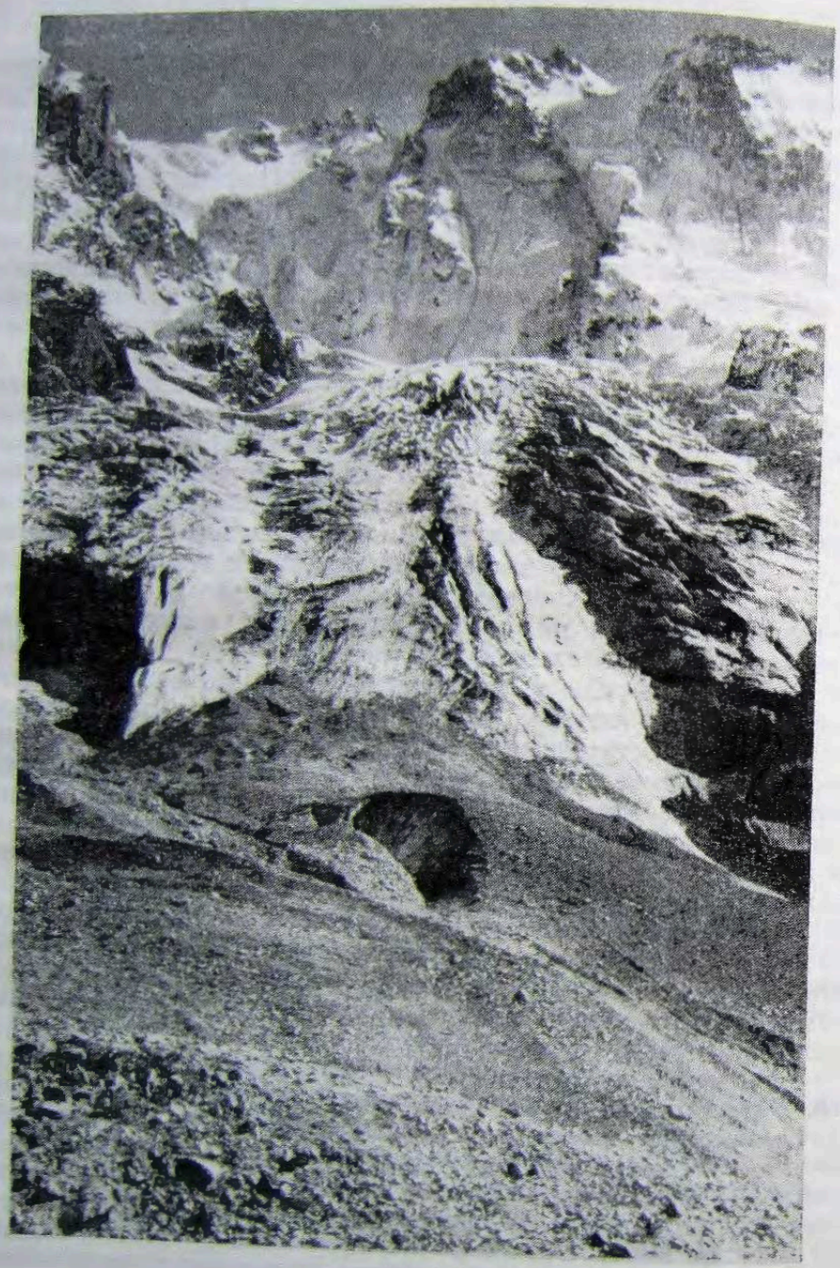


Рис. 31. Очаги формирования гляциальных селей

интенсивного таяния ледников поступает наибольшее количество талых вод. А так как здесь всегда существует избыток рыхлообломочного материала, размеры гляциальных селей в значительной степени пропорциональны объему водного питания данного селя.

Основным механизмом формирования селей гляциального происхождения является интенсивный размыв моренных грунтов. В ряде случаев имеет место водонасыщение морен и их оплывание. Минимальная критическая величина жидкого стока, обусловливающая формирование селя либо за счет размыва моренных грунтов, либо за счет нарушения равновесия моренных толщ и их оплывания, зависит как от самого механизма селеформирования, так и от инженерно-геологических и геоморфологических условий в очагах твердого питания селей. Если механизм формирования селей связан с размывом моренного материала, критическая величина селеформирующего стока представляет собой ту водную энергию талого потока, которая достаточна для интенсивного размыва больших количеств моренного материала при данном залегании моренных толщ, данном вещественном составе обломочного материала и заполнителя, данных значениях коэффициентов трения и сцепления размываемых грунтов и данном уклоне стока. Для оплывинного механизма селеформирования расчетной величиной явится не водноэнергетический показатель стока (скорость, глубина), а общий объем воды, достаточный для увлажнения тела оплывающего моренного массива до состояния потери равновесия этой толщи.

Принципиальным различием этих двух механизмов в отношении характера водного питания гляциальных селей (как и для селей ливневого и смешанного водного питания) является то обстоятельство, что для селей, формирующихся путем размыва, решающим является сток, сформировавшийся непосредственно в период образования селя, сток, являющийся водноэнергетическим импульсом для размыва при данных инженерно-геологических характеристиках моренного материала, подвергающегося размыву. Предварительное увлажнение морены здесь имеет подчиненное значение. Каким бы оно ни было, если объем талого стока, являющийся непосредственным импульсом для формирования селя, окажется недостаточным по своим водноэнергетическим показателям для массового размыва моренного материала, образования селя не произойдет. Для селей же, механизм формирования которых обусловлен нарушением равновесия морен и гравитационными подвижками моренных толщ в виде оплывин, предварительное увлажнение тела морены и увлажнение ее непосредственно в период образования селя имеют одинаковое значение, так как в данном случае причиной для формирования селя явится не водная энергия потока, а общий интегральный объем воды в моренном массиве, обусловливающий потерю им равновесия. В данном случае дополнительный объем влаги, поступившей в тело морены, явится импульсом селеформирования лишь потому, что с

предыдущим влагонакоплением он создаст ту критическую водонасыщенность грунта, при которой условия его равновесия нарушаются.

Таким образом, если общий объем воды, обусловливающий увлажнение морены до степени потери равновесия, равен $W_{кр}$, то основные его составляющие $W_{пр}$ — объем предварительного увлажнения рассматриваемого массива (включая начальную влажность $W_{нач.}$) и $W_д$ — объем дополнительного увлажнения, необходимого для потери равновесия.

$$W_{кр} = W_{пр} + W_д.$$

При этом объем $W_д$, являющийся в данном случае лишь импульсом для формирования селя, может быть значительно меньшим по своей абсолютной величине по сравнению с объемом $W_{пр.}$, который в свою очередь слагается из последовательных объемов $W_1, W_2, W_3 \ldots$, представляющих собой последовательные количества талой воды, поступившей в тело морены в дни, предшествующие ее оплыванию (обрушению).

Так, если мы выразим весь удельный объем влаги, соответствующий $W_{кр}$ и вызывающий нарушение равновесия тела морены, через 100% и к началу периода интенсивного таяния ледника, питающего морену влагой, начальная влажность тела морены составляла 20%, а за пятнадцать дней интенсивного таяния ежедневно влажность морены наращивалась по 5%, то к концу 15-го дня интенсивного таяния влажность морены достигнет

$$W_{нач} + W_{пр} = 20\% + 15 \cdot 5\% = 95\%\ W_{кр}.$$

Следовательно, для полного критического водонасыщения тела морены необходимо еще 5% влаги, которая поступит на 16-й день интенсивного таяния ($W_д = 5\%$). Таким образом, в данном случае эти 5% явятся импульсом для селеформирования, которое произойдет на 16-й день таяния ледника.

Вредное воздействие селей и ущерб от них. Селевые явления наносят огромный вред народному хозяйству. Селевыми потоками разрушаются и повреждаются, а селевыми выносами заносятся и заваливаются значительные участки железных и автомобильных дорог, мосты и трубы, ирригационные каналы, горные гидроэлектростанции и горно-рудничные предприятия, культурно-обрабатываемые земли, линии энергопередачи, связи, газопроводы, туристско-экскурсионные и оздоровительные объекты, расположенные в горных и высокогорных районах. Селевые потоки угрожают многим населенным пунктам.

Только за последние несколько лет помимо большого количества селевых потоков средней мощности в различных районах Союза было отмечено прохождение катастрофических селей огромной силы, каждый из которых произвел большие разрушения и причинил немалые бедствия. К ним относятся, в частности:

1) гляциальный сель в июле 1963 г., сформировавшийся в центральной части Заилийского Алатау (бассейн р. Жарсай), выносы которого, объемом несколько миллионов кубометров, полностью завалили озеро Иссык; 2) ливневый сель в мае 1965 г. в районе Намангана (Ферганская долина); 3) ливневые сели в августе 1967 г. на Северном Кавказе, разрушившие полотно дороги и другие объекты в зоне своего действия (рис. 32).

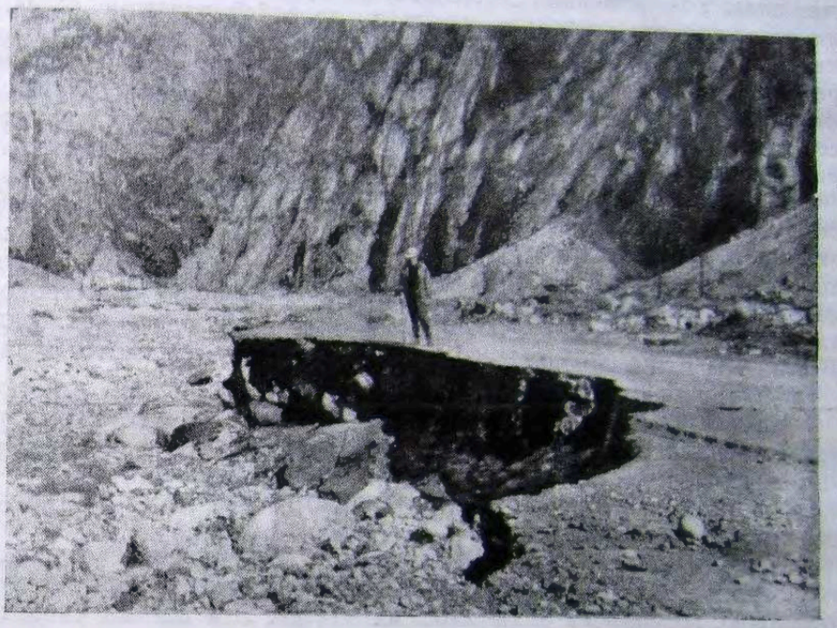


Рис. 32. Поврежденное селем полотно дороги

Географическое распространение селей. Селевые явления в той или иной степени присущи всем горным районам земного шара. В Европе основные селеопасные территории находятся в Альпах, Пиренеях, на Балканах, Апеннинах, Скандинавских горах, в Азии — в Гималаях, горных районах Японских островов, на Памире, Тянь-Шане, в горных районах Китая, Восточной Сибири, Урала, Кавказа. В Америке селевые явления распространены в Андах и Кордильерах.

Наиболее селеопасными районами СССР являются: 1) Северный Кавказ и Закавказье; 2) горные районы Средней Азии и Восточного Казахстана; 3) горные районы Крыма; 4) горные районы Карпат; 5) горные районы Прибайкалья. Кроме того, селеопасные районы имеются на Северном и Приполярном Урале, на левобережной Украине, Кольском полуострове, на Дальнем Востоке и на Камчатке. Отмечено прохождение селевых потоков также в

районе Перми; на севере Сибири (горы Путорана), на Алтае, в Читинской области, в Саянах.

Следует подчеркнуть, что в формировании селевых потоков чрезвычайно велика роль антропогенного фактора. Отмеченные выше районы распространения селевых потоков являются районами хозяйственного освоения. Несомненно, что вмешательство человека в природу, уничтожение лесов на горных склонах и другие виды хозяйственной деятельности, приводящие к нарушению их естественного состояния, повлекло за собой развитие селевых явлений на территориях, где раньше такая деятельность была выражена слабо или совершенно отсутствовала. С другой стороны, наши познания в отношении географического распространения селевых явлений обусловлены освоением тех или иных территорий и поэтому ограничены обжитыми и полуобжитыми районами.

Прогнозирование селей в пространстве, по существу, представляет собой оценку горных и предгорных территорий в отношении их селеопасности и степени этой опасности. Результатом такой оценки являются карты селеопасности горных территорий, различные атласы, справочники и другие материалы кадастрового характера, отражающие те сведения о селевых бассейнах, которые по тем или иным причинам не могут или не нуждаются в картографическом отражении.

Исходя из практики требований научно-исследовательской и хозяйственной деятельности, можно сформулировать три основных вида задач, связанных с пространственной оценкой селеопасности территорий, требующих различного масштаба и детальности прогнозирования.

Первую группу задач мы относим к общей оценке селеопасных территорий как глобальной, так и в пределах континентов, отдельных государств и крупных их частей. Эта оценка сводится к составлению мелкомасштабных карт, на которых оконтуриваются общие границы селеопасных горных регионов. На таких картах выделяются районы наибольшей и наименьшей селеопасности и селеактивности; специальными условными обозначениями может быть показано преобладание тех или иных структурно-реологических типов селей, а также доминирующие источники их водного питания. Назначение таких карт — выявление общего распределения селеопасных территорий в пределах страны или ее части, определение их суммарных площадей, выделение наиболее селеопасных регионов при решении общих вопросов народнохозяйственного планирования, распределение средств на селезащиту и т. д.

Вторая группа задач имеет ту же целенаправленность, но касается уже оценки селеопасных территорий в пределах республики, области, края. Для оценки селеопасных территорий в данном случае могут служить карты средних масштабов, позволяющие несколько увеличить их нагрузку по сравнению с мелкомасштабными картами и ввести в нее такие дополнительные показатели,

как площади селевых бассейнов, повторяемость селей, характер их вредного воздействия и объекты этого воздействия, а также некоторые количественные характеристики крупных селевых водотоков (протяжение, уклоны русел, максимальные селевые расходы и т. д.).

Наиболее трудоемкой следует считать третью группу задач, связанную с крупномасштабным пространственным прогнозированием селевых явлений. Основная цель его — решение вопросов, связанных с хозяйственно-культурным (оздоровительным, спортивным) освоением данного конкретного горного бассейна, размещением в нем различных народно-хозяйственных объектов и защитой их от вредного воздействия селей. В соответствии с этим масштаб составления карт должен позволить зафиксировать на них все зоны селевого бассейна (питания, транзита, аккумуляции селевых выносов), все очаги и основные процессы селеформирования, характеристику формирующихся в бассейне селей. Для составления таких крупномасштабных карт и необходимых дополнительных справочных материалов необходима детальная оценка геологических, геоморфологических, гидрометеорологических, почвенно-ботанических и антропогенных факторов, имеющих отношение к селевым явлениям в бассейне.

В течение последнего десятилетия появилось большое количество разномасштабных карт, схем и справочников, относящихся к пространственному прогнозированию селей. Они охватывают почти все селеопасные районы страны. В зависимости от степени изученности отдельных регионов одни из них на этих картах оконтурены с большей точностью и достоверностью, другие — с меньшей. По таким районам, как Крым, Карпаты, Северный Кавказ, Закавказье, на селевых картах даже мелкомасштабных некоторым авторам удалось не только оконтурить точные границы селеопасных территорий, но и дифференцировать их — в одних картах по степени селеактивности, в других — по структурно-реологическому типу селей, по генезису их водного питания и даже по характеру ущерба, наносимого их прохождением. В дальнейшем предстоит совершенствование уже разработанных карт, составление на их основании мелкомасштабной карты селеопасных районов СССР, а также разработка крупномасштабных карт отдельных селевых территорий на единой методической основе.

Прогнозирование селей во времени. Почти все работы в области прогнозирования селей во времени за малым исключением касаются гидрометеорологических условий, определяющих формирование селей дождевого, гляциального и смешанного происхождения. В большинстве этих работ рассмотрены вопросы прогнозирования селеопасности с заблаговременностью от нескольких часов до нескольких суток на основе анализа теплового баланса и гидрометеорологической обстановки, а также вопросы сверхкраткосрочного прогноза — вернее предупреждения о движущемся селевом потоке, за десятки минут, основанного на подсчете вре-

мени добегания его до защищаемого створа. Общие работы, такие, как «Пособие по прогнозированию селеопасности» Кавецкого и Гулиной, на основании анализа теплового баланса формулируют условия оперативного гидрометеорологического прогноза селей (за 2—3 *сут.* и более).

Для селей ливневого происхождения такими прогностическими признаками, основанными только на гидрометеорологических показателях, являются синоптическая ситуация, характер и состояние подстилающей поверхности, температурные условия и условия выпадения осадков в предшествующий селеопасному период, положение снеговой линии и связь между ее высотой и зоной наибольшего выпадения осадков. Для гляциальных селей прогностическими признаками являются: значительная площадь абляции, отсутствие твердых осадков над участками таяния ледников, штилевая теплая погода, увеличение мутности ручьев, вытекающих из морен; для селей смешанного происхождения — большая плотность снега при высокой температуре в течение ряда дней, наличие стока по снежным логам, совпадение снеготаяния и теплых дождей. Помимо качественных признаков селеопасности в работе Кавецкого и Гулиной делаются попытки оценки также и количественных гидрометеорологических характеристик, являющихся критическими, селеформирующими. Селеопасные значения осадков, расходов, глубин и горизонтов воды даются ими для рек Малой и Большой Алмаатинок.

Работы, посвященные количественному прогнозу гидрометеорологических факторов, вызывающих селеформирование, за последние годы получили широкое распространение, особенно региональные. Некоторые из них затрагивают и общие вопросы прогноза селей. Следует отметить исследования Рындиной, Есрепековой и Голубева по прогнозу селей Казахстана, Козика — по Средней Азии, Голубева — по прогнозированию гляциальных селей Северного Кавказа, Гулиной — по Северным склонам Тянь-Шаня, Лехотинова и Рыбака — по районам Прибайкалья, Поклепы и Зака — по прогнозированию селей Закавказья.

Имеются первые успешные опыты прогнозирования таких селей, механизм формирования которых оказался пропорциональным водному питанию (Кавецкий, Козик, Осипова, Зак). По некоторым регионам для подобных селей установлены критические селеопасные значения ливневых осадков: 40 *мм* — для бассейнов северного Прибайкалья (Лехотинов) и для северных отрогов Тянь-Шаня (Гулина), 15 *мм* — для селевых бассейнов Армении (Зак и др.) и индикаторы гляциальных селей.

Интересный опыт прогнозирования гляциальных селей был получен Проблемной лабораторией снежных лавин и селей МГУ на примере анализа нескольких селевых потоков, сформировавшихся в одном из высокогорных бассейнов Северного склона Центрального Кавказа. В этом бассейне гляциальные сели прошли три раза подряд — в 1960, 1961 и 1962 гг., в периоды интенсивного таяния ледников. Анализ метеорологических условий, обусловивших селеформирующий сток в летние месяцы указанных лет, позволил научной экспедиции МГУ (руководитель Голубев) сформулировать общие количественные условия, присущие каждому из рассмотренных селей. Ими оказались два взаимосвязанных фактора. Во-первых, каждый раз селевый поток возникал после того, как в течение 10 дней общая сумма среднесуточных ежедневных температур воздуха на метеостанции, расположенной в устьевом створе, составляла не менее 16°. Во-вторых, в течение последних 5—7 дней, предшествующих селеобразованию, и в устьевом створе и на языках ледников наблюдались устойчивые положительные температуры одного и того же порядка (в Тырныаузе — не ниже 16—17°, на языках ледников — не ниже 5—7°). Выпадение ливневых осадков во время селеопасного периода ускоряет формирование гляциальных селей, образующихся во время интенсивной абляции. Все рассмотренные сели сформировались в конце июля — начале августа, т. е. в период повсеместно наиболее характерный для гляциальных селей.

Следует подчеркнуть, что достигнуты определенные успехи в части гидрометеорологического прогнозирования селей, но не в прогнозировании самих селей. А это понятия нендентичные.

Во-первых, далеко не всегда формирование селевого потока прямо пропорционально водной его составляющей. Из рассмотрения основных механизмов селеформирования видно, что если при формировании селя за счет плоскостной или линейной эрозии его размеры в значительной степени пропорциональны водному питанию потока, то размеры селей, формирующихся за счет оползней, оплывин, поступления в русло осыпей (вследствие переувлажнения или за счет других гравитационных процессов), в принципе не пропорциональны размерам водной составляющей потока. Для таких селей существует лишь критическая (для каждой совокупности геолого-геоморфологических условий) влажность, определяющая данный гравитационный процесс и, следовательно, формирование селя. Дополнительное увлажнение сверх данной критической величины не влечет за собой соответствующего увеличения объема твердой составляющей селя. Оно лишь механически добавляет к нему дополнительный жидкий объем и расход.

Во-вторых, даже для прогнозирования селей эрозионного происхождения, пропорциональных своему водному питанию, требуется учет сопротивляемости размыву твердого материала, покрывающего эрозионные очаги или слагающего на них верхнюю часть коры выветривания. Один и тот же водный расход и объем водного паводка в одних случаях могут произвести большую эрозионную селеобразующую деятельность, в других — меньшую, в третьих — вовсе никакой. Это зависит от литологии пород, степени их выветрелости, крутизны уклона и других факторов. Требуется, следовательно, дифференциация по энергетическим показате-

лям воздействия водных масс на четвертичные отложения и коренные породы и сопротивляемости последних размыву.

Таким образом, для прогнозирования во времени условий формирования как эрозионных, так и гравитационных селей, а также селей смешанного генезиса необходимо перейти от разработки частных, односторонних методов прогнозирования (либо по гидрометеорологическим, либо по геолого-геоморфологическим показателям) к комплексному прогнозированию условий, определяющих формирование самих селей различных механизмов и характеристик, обратив особое внимание на разработку показателей размываемости пород и условий критического равновесия селеопасных массивов. Значительную роль в прогнозировании селевых явлений могут сыграть развиваемые в последнее время геоботанические методы индикации селей.

ДИНАМИКА СЕЛЕВЫХ ПОТОКОВ И ВОПРОСЫ РАСЧЕТА ИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Качественное отличие селевого потока от водного. Наличие значительных количеств твердого материала обусловливает совершенно иной режим движения селевых потоков по сравнению с потоками водными или содержащими незначительное количество наносов. Водный поток управляется руслом, вписываясь в любые его повороты, сужения, расширения. Селевый поток, напротив, стремится управлять руслом, так как твердые элементы его, имея тенденцию двигаться инерционно-прямолинейно, чутко реагируют на каждое изменение русла в плане и в профиле. Сужения русла вызывают заторы селевой массы, расширения, в связи с неизбежным уменьшением скорости — выпадение из потока наиболее крупных включений или прекращение движения селевой массы. Повороты русла, особенно резкие, также вызывают отложения селевых выносов, встречающих препятствие в виде стенки — поворотного берега русла. При уположении уклона происходят отложения селевых выносов (также вследствие недостатка скорости), а при его увеличении ввиду увеличения скорости потока — захват отложившихся ранее выносов или нового рыхлообломочного материала, слагающего берега и дно русла.

Следовательно, в отличие от водного потока, расход которого, как правило, является неизменным в различных сечениях при постоянстве начального расхода и отсутствии источников дополнительного питания потока на рассматриваемом участке русла, расход селевого потока постоянно меняется как по времени, так и по длине русла. Вследствие периодического отложения селевых выносов по длине русла движение селей носит заторный, валовой характер, и гидрограф селевого потока отличается от гидрографа водного потока своим волновым характером. На рис. 33 схематически показан ход гидрографа Иссыкского селя 7 июля 1963 г. в сравнении с нормальным водным гидрографом.

Эта «чуткость» твердой фазы селей к изменениям русловых условий является главной причиной забивки селевыми потоками отверстий мостов и труб железных и автомобильных дорог, завалов полотна дорог и каналов селевыми выносами. Различное поведение твердой и жидкой фазы селя в процессе движения и при встрече с препятствиями, свойство селевых потоков к отложению

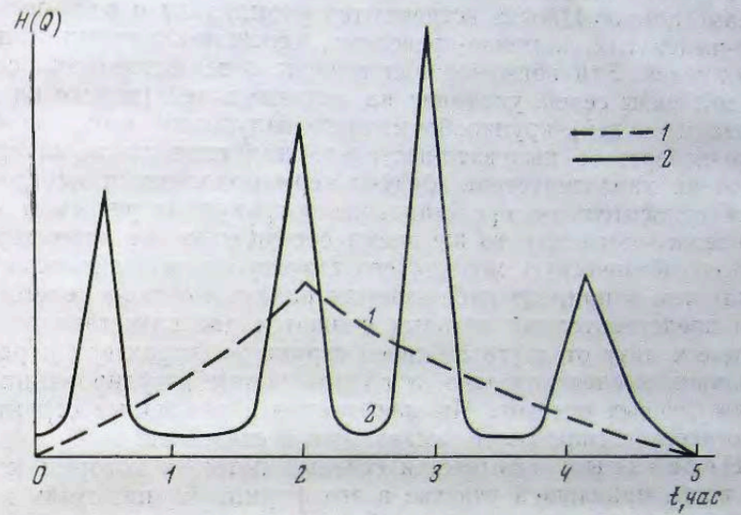


Рис. 33. Схематические гидрографы водного (*1*) и селевого (*2*) потоков

и захвату твердой фазы в процессе движения, т. е. к постоянной зависимости расхода твердой фазы от изменения русловых условий при неизменности жидкого расхода[1], позволяет регулировать содержание твердой фазы в потоке путем принудительного задержания ее и «осветления» потока при осуществлении противоселевых мероприятий.

Это качественное отличие селевых потоков от водных определяется самим двойственным характером среды, образующей сель, его двухфазностью, что делает селевый поток промежуточной средой между жидкостью и твердым телом. В неизменных условиях при движении такого потока доминируют его «жидкостные» свойства, при изменении русловых условий — «твердые». Игнорирование этого положения при инженерном проектировании и размещении различных объектов на селеопасных территориях неизбежно может привести к исключительно неблагоприятным последствиям.

Структурно-реологические типы селевых потоков. Вышеука-

[1] Последнее положение относится лишь к «несвязным» селям.

занное главное качественное отличие селевых потоков от водных присуще всем видам и типам селевых потоков, независимо от вещественного содержания твердой фазы и самой ее структуры. Оно является общим, объединяющим все многообразие селевых формаций в единое состояние потока, который, в отличие от любых других, называется селевым.

Принято выделять водо-каменные, грязе-каменные и грязевые селевые потоки. Иногда встречаются упоминания о водо-песчаных, водо-пылеватых, каменно-древесных, снежно-каменных и других видах селей. Эти наименования говорят о вещественном составе твердой фазы селей, указывая на наличие в ней (вернее на доминирование в ней) крупнообломочного валунного или, наоборот, тонкодисперсного пылевато-песчаного или глинистого материала. Подобная характеристика, будучи терминологически нестрогой и давая относительное представление о гранулометрическом составе селевого потока, в то же время совершенно не характеризует саму его физическую модель, его структурно-геологический тип. Между тем в природе наблюдаются различные типы селей, крайними представителями которых являются две качественно отличающиеся друг от друга по своей структуре, характеру и режиму движения, а следовательно, и возможностям регулирования формации селевых потоков. Мы называем эти различные структурно-реологические типы селей несвязными и связными.

Несвязным называется селевый поток, в котором количество воды, принявшей участие в его формировании, столь велико относительно твердой фазы, особенно ее тонкодисперсной составляющей (глинистых и пылеватых частиц), что основная масса воды, не будучи связана тонкодисперсными коллоидными частицами, находится в свободном состоянии, представляя собой транспортирующую среду для всего твердого материала, попавшего в поток независимо от его вещественного и гранулометрического состава. Физически процесс переноса аналогичен обычному переносу тяжелых включений водными наносонесущими потоками — здесь он лишь количественно усложнен. В процессе транспортирования твердой фазы вода или водногрунтовая суспензия отлагают или вновь захватывают крупные твердые фракции в зависимости от изменения русловых условий. В таком потоке общий секундный расход между двумя смежными сечениями на участке русла, где отсутствует дополнительное жидкое или твердое питание потока, изменяется только за счет твердой фазы, если имеются условия для ее отложения или повторного захвата. Жидкая фаза остается неизменной (русловой инфильтрацией мы пренебрегаем ввиду ее незначительности). Следовательно, в несвязном селе $Q_1 \neq Q_2$ при $Q_{т1} \neq Q_{т2}$ и $Q_{ж1} = Q_{ж2}$.

Связным называется селевый поток, в котором основная масса воды, присутствующая в потоке, связана тонкодисперсными коллоидными и субколлоидными глинистыми и пылеватыми частицами, обладающими вследствие своей гидрофильности свой-

ствами молекулярного притяжения. Физически эта связанность выражается в виде гидратных адсорбционных пленок (оболочек), обладающих значительно повышенной вязкостью по сравнению с вязкостью свободной воды и потому составляющих как бы единое целое с твердой коллоидной частицей. Сами коллоидные частицы в такой среде связаны друг с другом этими же молекулярными силами, причем связь осуществляется на контактах гидратных пленок. Крупные грубодисперсные частицы (песчаные, крупнообломочные), так же как и некоторая часть воды, попавшая в каркасы из взаимосвязанных тонкодисперсных частиц, механически защемлены этими каркасами. Таким образом, в связном селевом потоке не имеется свободной воды и никакого транспортного процесса переноса жидкой фазой потока твердого материала, как это имеет место в несвязном селе, здесь быть не может.

В таком потоке имеет место совместное гравитационное движение взаимосвязанных жидкой и твердой фаз под действием силы тяжести. Сама масса связного селя представляет собой структурированную среду — вязко-пластическую при преобладании в массе селя так называемой грязевой составляющей (глинистые, пылеватые, песчаные частицы) и (конгломератную — при преобладании крупнообломочного материала каменно-грязевой поток). Разделения фаз при изменении русловых условий в связном потоке не происходит, и в условиях аналогичных вышеприведенным для связного селя $Q_1 \neq Q_2$ при $Q_{тв_1} = Q_{тв_2}$ и $Q_{ж1} = Q_{ж2}$. При этом сохраняется относительное равенство расходов твердой и жидкой фаз потока: $\frac{Q_{тв_1}}{Q_{ж_1}} = \frac{Q_{тв_2}}{Q_{ж_2}}$.

Следовательно, в связном селе освобождение потока от твердой фазы в процессе его движения и его так называемое «осветление» исключено. При инженерном регулировании связных селей необходимо исходить либо из задержания общего (твердого и жидкого) объема всей массы потока или соответствующей его части, либо из пропуска через защищаемый объект всего объема селя.

Несвязные и связные селевые потоки обладают не только различным режимом движения, но и различной транспортирующей способностью и различным характером отложений. Транспортирующая способность связных селей по отношению к крупным тяжелым включениям значительно выше аналогичной способности несвязных селей. Это объясняется структурированностью, высокой вязкостью и, следовательно, высокой поддерживающей способностью селевой массы связного селя. Отложения несвязных селей в нестесненных условиях следуют закону естественной сортировки фракций по крупности, располагаясь в общем случае в виде так называемых конусов выноса. При отложении связного селя никакой сортировки селевых выносов по крупности не происходит, имеет место просто прекращение движения всей массы

селя и отложение ее в виде полей, лент и других покрытий площади отложений слоем потока (рис. 34).

В большинстве горных районов СССР доминирует образование связных селей, хотя отмечены неоднократные случаи, когда в одном и том же водосборном бассейне формировались сели обоих типов, а также промежуточные формации. Структурно-реологи-



Рис. 34. Отложения связных селей

ческий тип селя зависит от геологического строения селеобразующих очагов, от метеорологических условий селеобразования и от самого его механизма. Эрозионный механизм формирования селей обусловливает, как правило, образование несвязных селей. Связные сели формируются за счет оползней, оплывин, водонасыщенных осыпей и других форм селеобразования, вызванного нарушением условий равновесия грунтовых масс на горных склонах и в руслах.

Гляциальные сели в большинстве случаев характеризуются несвязной моделью, так как состав большинства морен, создающих твердую фазу таких селей, грубодисперсный, количество тонкодисперсных глинистых и пылеватых частиц в моренах относительно невелико по сравнению с галечно-гравийным и песчаным заполнителем. С другой стороны, в формировании гляциальных селей преобладает эрозионный механизм размыва тела морены.

Однако имеются случаи формирования связных гляциальных селей.

Русловая деятельность селей и их динамические характеристики. В процессе своего движения селевые потоки производят работу по размыву и по намыву русла. В отличие от чисто водных горных потоков сели характеризуются значительной корродирующей деятельностью (истирание селевыми выносами в процессе движения селя берегов и дна русла), а также ударно-разрушительным воздействием, что в совокупности приводит к значительным русловым деформациям в процессе прохождения селя. Русловая деятельность селевых потоков столь велика, что, по мнению некоторых исследователей (Егиазаров), разрушение дна русла само по себе является показателем селевого состояния прошедшего потока. Размывы, подмывы и обрушения берегов селевых русел также достигают значительных размеров и во многих случаях обусловливают не только дополнительное питание селя твердым материалом, но и являются источниками мощного основного питания селевых потоков, особенно в условиях сложения берегов рыхлыми породами, делювиально-элювиальными толщами, сильно выветрелыми и трещиноватыми слабоскальными породами.

При затухании движения потока, вызванном уположением уклонов русел, их расширениями и распластываниями, а также другими факторами, обусловливающими уменьшение скоростей движения потока, происходит намыв и отложение селевых выносов. Отложения селевых выносов происходят также при резком сужении или повороте русла и образовании других препятствий, вызывающих образование заторов. В свободных условиях выпадение наносов из несвязных селей происходит при таком уменьшении средней скорости движения потока, когда она оказывается недостаточной для передвижения твердых фракций данного линейного размера d.

Эта критическая скорость приближенно может быть определена из формулы

$$v = a\sqrt{d}. \qquad \text{(VII,1)}$$

Здесь a — интегральный коэффициент, учитывающий характеристики селевого русла, трение камней, их форму, а также массовость наносов в потоке. Его значение колеблется в пределах 4,0—5,0, для средних условий может быть принято равным 4,5, для движения одиночных наносов — порядка 6,0 при массовом их транспорте.

Для связных селей, где происходит совместное движение твердой и жидкой фаз потока, соответственно при затухании движения происходит не выпадение крупных фракций, а отложение всего объема селя. Частичное же отложение нижнего придонного слоя связного селя происходит в случае, если продольный уклон русла меньше по сравнению с так называемым уклоном остаточного трения селевой массы, зависящим от величины предель-

ного напряжения сдвига τ_0 или эффективной вязкости $\eta_э$,

$$i_т = f(\tau_0 \eta_э).$$

Нами было экспериментально показано, что практически величина остаточного непередвигающегося слоя связного грязевого потока h_0 зависит от продольного уклона русла i и вязкости селевой массы $\eta_э$. На рис. 35 приводится график зависимости $h_0 = f(i, \eta)$, полученный экспериментально в лабораторных условиях.

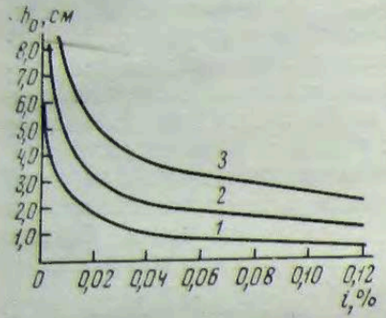


Рис. 35. Зависимость непередвигающегося слоя потока от уклона русла и вязкости селевой массы при $h_0 = f(\eta, i)$:
1 — η = 10 *пуаз*; 2 — η = 20 *пуаз*; 3 — η = 30 *пуаз*

Для оценки динамических характеристик селевых потоков, их размеров, возможности регулирования их движения и проектирования различных противоселевых мероприятий необходимо определение следующих основных количественных элементов селей: 1) расходов потока (средних и максимальных); 2) объемов селевых выносов; 3) средних и максимальных скоростей движения потока; 4) максимальных глубин потока; 5) концентрации наносов в потоке (объемного веса селя); 6) средней и максимальной крупности твердых включений, транспортируемых потоком; 7) эффективной вязкости селевой массы (для связных селей).

Определение расчетных значений перечисленных элементов и характеристик селевых потоков представляет значительные трудности. Особенно затруднительно определение таких характеристик селей, как их расход, скорость, объемный вес и вязкость потока. Непосредственных измерений динамических элементов селевых потоков в процессе их движения, вследствие масштабности, внезапности и кратковременности явления и отсутствия средств автоматической регистрации и фиксации таких элементов селя, как скорости, горизонты и концентрация твердой фазы, до настоящего времени еще почти не производилось. Имеющиеся данные и методы определения элементов селя основаны на обследованиях по следам прошедших селей, дополненных экспериментальными исследованиями и аналитическими проработками. Ниже приводятся некоторые методы определения этих элементов, предложенные различными авторами, а также средние нормы, соответствующие натурным показателям селевых потоков.

Расходы селевых потоков колеблются в весьма широких пределах от нескольких десятков до многих сотен кубометров в секунду. Характерно, что селевые расходы, как правило, не связаны с бытовыми водными расходами данного водотока и не коррелируются с ними. Нередко селевые потоки возникают в сухих

руслах или в руслах периодических водотоков, вовсе не имеющих постоянного расхода, или в руслах, характеризующихся ничтожными бытовыми расходами в десятые и даже сотые доли кубометра в секунду. В то же время селевые расходы в подобных руслах могут быть весьма значительными.

Как правило, селевые расходы могут в десятки и сотни раз превышать бытовые и обычно во много раз превышают максимальные водные расходы в бассейнах, где они формируются. Особенно это относится к селям, механизм которых связан не с эрозионными процессами, а с нарушением условий равновесия грунтовых масс. В этих случаях максимальные селевые расходы, как правило, являются функцией мощности (глубины) грунтового массива (оползня, оплывины, осыпи), образовавшего селевый поток и мало связанный с объемом водного стока в бассейне. Такая же картина имеет место при прорыве русловых заторов и завалов, когда максимальный селевый расход резко возрастает за счет прорвавшейся массы затора. Естественно, что в подобных случаях величина $Q_{с_{макс}}$ селевого потока (данной селевой волны) может быть во много раз больше максимального водного расхода той же повторяемости в данном сечении русла (см. рис. 35).

Определение максимальных селевых расходов возможно следующими методами:

1. По натурным показателям, т. е. по следам максимального живого сечения селевого потока в рассматриваемом створе:

$$Q_{с_{макс}} = v_с W_с, \qquad \text{(VII,2)}$$

где

$$W_с = BH_{макс}. \qquad \text{(VII,3)}$$

Ширина потока B, как правило, соответствует средней ширине русла по максимальной глубине потока, максимальная же глубина $H_{макс}$ может быть определена по следам наивысшего горизонта потока. Такими следами могут служить сорванная порода, снятый «пустынный» загар на скальных берегах, границы снятой селем растительности на берегах русла, линия выплесков грязевой массы потока и т. д. Скорость потока, соответствующая его максимальной глубине, при отсутствии данных натурных измерений может быть определена по одной из формул, приведенных ниже.

2. Объемный способ определения максимального расхода. Расход определяется из выражения

$$Q_с = (Q_в + Q_н)\alpha, \qquad \text{(VII,4)}$$

где $Q_в$ — водный расход; $Q_с$ — расход наносов и α — поправочный коэффициент, учитывающий распластывание воды в русле (1,10—1,15°). Максимальный водный расход определяется обычными гидрологическими методами (по площади водосбора), расход наносов определяется добавлением к водному расходу объем-

ной доли твердой фазы, соответствующей данной насыщенности. Так, если объемная концентрация твердой фазы составляет 30%, то

$$Q_c = (Q_в + 0{,}3Q_в)\,\alpha. \qquad \text{(VII,5)}$$

В случае, если для рассматриваемого бассейна определен коэффициент селеносности f, максимальный расход может быть получен умножением водного расхода на этот коэффициент. Максимальный водный расход может быть получен из расчетного гидрографа водного потока, соответствующего данной обеспеченности

$$Q_{с_{макс}} = fQ_{в_{макс}}. \qquad \text{(VII,6)}$$

Для определения скорости движения селевых потоков предложено большое количество различных формул. Одной из наиболее употребительных является формула Срибного

$$v_с = \frac{m_0}{\alpha} \cdot R^{2/3}I^{1/4}. \qquad \text{(VII,7)}$$

В ней m_0 — коэффициент шероховатости горных русел (принимаемый автором равным 6,5); α — коэффициент, учитывающий внутреннее сопротивление селевого потока; $\alpha = (\varphi\gamma_н + 1)^{0,5}$, где $\gamma_н$ — удельный вес наносов и коэффициент селеносности $\varphi = \frac{\gamma_т - 1}{\gamma_н - 1}$; $\gamma_т$ — объемный вес селевой массы, $т/м^3$; R и I — соответственно гидравлический радиус и уклон русла. В развернутом виде формула Срибного запишется так:

$$v_т = \frac{6{,}5\,R^{2/3}I^{1/4}}{\left[\frac{(\gamma_т - 1)}{(\gamma_н - 1)} \cdot \gamma_н + 1\right]}. \qquad \text{(VII,8)}$$

Формула Херхеулидзе предлагает такую зависимость:

$$v_с = 5H^{2/3}I^{1/3}(1 + 1{,}42S)^{1/3}. \qquad \text{(VII,9)}$$

В этой формуле H и I соответственно расчетные глубины и уклон русла, а S — объемная концентрация наносов в потоке, определяемая как отношение объема твердой фазы потока $W_{тв}$ к его общему объему $W_{об}$.

$$S = \frac{W_{тв}}{W_{об}}. \qquad \text{(VII,10)}$$

Имеется еще ряд аналогичных формул для определения скорости движения селя, также основанных на формуле Шези с внесением в нее коррективов, учитывающих селевой характер потока. Все эти формулы, так же как приведенная выше формула для определения минимальной передвигающей скорости для влечения наносов заданной крупности, по самой своей структуре применимы к описанию движения несвязных селей. К несвязным же селям

относится формула Егиазарова, также определяющая скорость движения селей не через гидравлический радиус (глубину) потока и его насыщенность, а через уклон русла и максимальный линейный размер наносов.

$$v = \left(17{,}7\lg\frac{R}{K} + 20\right)\sqrt{RI}. \qquad \text{(VII,11)}$$

В этой формуле, которая применима при $\frac{R}{K} > 5$, K — средняя величина выступа дна (выступа шероховатости). Для определения скорости движения связных селей расчетные формулы предложены Мостковым и Флейшманом. По формуле Мосткова (для грязе-каменных селей)

$$v = K_с\sqrt{gH(i - i_т)}, \qquad \text{(VII,12)}$$

где $K_с$ — параметр, выражающий максимальную потерю энергии при заданном расходе, зависящий от относительной крупности твердых включений в потоке

$$K_с = f_{(e)}; \quad e = \frac{d}{H}, \qquad \text{(VII.13)}$$

где H — глубина потока, $м$; d — средний линейный размер включения, $м$; g — ускорение силы тяжести, $м/сек^2$; i — фактический уклон русла; $i_т$ — уклон, соответствующий коэффициенту остаточного трения (начальный уклон, обеспечивающий движение потока). По формуле Флейшмана (для грязевых селей)

$$v_с = av_в, \qquad \text{(VII,14)}$$

где $v_в$ — скорость водного потока при тех же размерах потока и русловых характеристиках (уклон, шероховатость), для которых производится определение скорости селевого потока, $м/сек$; a — параметр, учитывающий внутреннее сопротивление вязкопластического связного потока

$$a = [1 - 0{,}1\gamma_с\sqrt{\eta_э - \eta_0}]. \qquad \text{(VII,15)}$$

Здесь $\gamma_с$ — объемный вес селевой массы, $т/м^3$; $\eta_э$ — эффективная вязкость селевой массы, *пуаз*; η_0 — минимальная вязкость селевой массы на границе перехода несвязного потока в связный ($\eta_0 = 3$ *пуаз*). Формулы для определения скорости движения связных селей, в отличие от несвязных, учитывают главный вид сопротивления такого потока — его вязкостные характеристики, оцениваемые по формуле Мосткова через уклон остаточного трения i_0 и по формуле Флейшмана, непосредственно через вязкость потока $\eta_э$ (рис. 36).

Следует подчеркнуть, что все формулы для определения скорости движения селевых потоков — как несвязных, так и связ-

ных — требуют тщательной экспериментальной проверки, так как выведены либо аналитически с целым рядом допущений и условностей, либо экспериментально на довольно скромном исходном материале. Несколько попыток сравнения данных фактических измерений привели к большим расхождениям результатов по различным приведенным и не приведенным здесь формулам. Наиболее достоверными из формул для определения скорости движения несвязных селей являются формулы, основанные на максимальной крупности транспортируемых потоком включений (типа $v = a\sqrt{d}$). Эти формулы дают значение не средней и не максимальной, а фактической инерционной скорости потока в сечении, где прекратили движение включения того или иного размера.

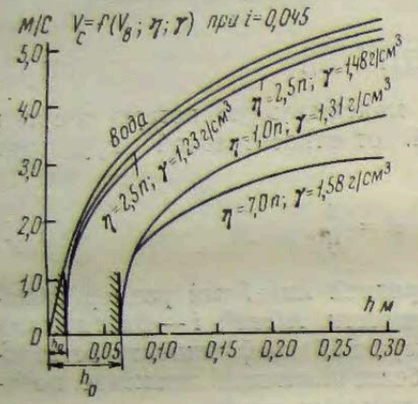


Рис. 36. Кривые зависимости скорости движения связаного селя от его структурно-механических характеристик и глубины потока при $v_c = f(v_в;\ \eta;\ \gamma)$; $i = 0{,}045$

Размеры (средние и максимальные) крупных включений, транспортируемых селями, могут быть определены непосредственно в тех сечениях потока, для которых требуется определение скорости. Почти во все формулы для определения скоростей движения потока входит в том или ином виде значение концентрации наносов в потоке (объемной или весовой). Определение объемного веса селевой массы наиболее сложно. Значения γ_c селевых потоков колеблются в широких пределах от 1,1—1,2 до 1,8—1,9 $т/м^3$ и более. Аналитическое определение величины γ_c для данного селевого бассейна (вернее для расчетного селевого потока наибольшей концентрации в этом бассейне) исключено, так как все величины, входящие в формулы для определения γ_c, взаимосвязаны. Так, для определения объемного веса аналитическим способом надо знать весовую или объемную концентрацию наносов в потоке. На основании массовых натурных данных о консистенциях и грансоставах селевых потоков представляется возможным предложить следующие приближенные значения γ_c для различных условий.

Объемы селевых выносов могут подсчитываться по площадям селевых отложений на конусах выноса

$$Q = Fh, \qquad \text{(VII,16)}$$

где h — средняя мощность приращения отложений в результате прохождения одного селя. Для контроля полученный объем селевых выносов может сравниваться с объемом вынесенных за данный сель селеобразующих очагов селевых выносов. Существенную роль в такой сравнительной оценке объемов может сыграть дешифрирование аэрофотоснимков, если залеты делаются после прохождения каждого селя.

Краткая характеристика селевых потоков	Значения γ_c, $т/м^3$	Характерные регионы
Густогрязе-каменные и каменно-грязевые связные сели, весьма насыщенные крупнообломочным материалом	1,7—1,9	высокогорные и горные районы Центрального и Малого Кавказа, Тянь-Шаня, Памира, Восточной Сибири
Связные грязе-щебенистые сели, несвязные сели, транспортирующие значительное количество крупнофракционного обломочного материала	1,5—1,7	
Несвязные сели, транспортирущие большое количество рыхлообломочного материала, средних и мелких фракций, а также связные грязевые сели	1,3—1,5	селевые бассейны Карпат Крыма, Урала
Несвязные сели с доминированием водной составляющей	1,1—1,3	среднеазиатские предгорья (Ферганская долина)

В общем случае объем селя

$$W = Q_{ср}T, \qquad \text{(VII,17)}$$

где Q — средний расход селя, а T — время действия селя, *сек*. С другой стороны, при надежном определении объема селевых выносов и знании времени прохождения селя представляется возможность контрольного определения среднего расхода селевых выносов и сравнения его с максимальным, определенным в соответствии с указаниями, данными выше.

Вязкость связных селевых потоков при отсутствии непосредственных ее измерений и взятия проб селевой массы в процессе прохождения селей может быть приближенно задана следующими градациями.

Характеристика консистенции селевой массы	Вязкость η, *пуаз*
Селевые потоки, грязевая составляющая которых обладает жидкой (киселеобразной) консистенцией	3—10
Селевые потоки, грязевая составляющая которых обладает консистенцией средней густоты (типа густой сметаны)	10—20
Чрезвычайно густые (пастообразные) консистенции селей . . .	>20—30

Приводим характерные данные по основным количественным характеристикам селевых потоков, определяющим их динамику.

Скорости движения селевых потоков колеблются в пределах 3—10 *м/сек*. Отмечены и более высокие скорости движения селей (Дуруджа).

Глубины селевых потоков колеблются, в зависимости от русловых условий и мощности селей, в широких пределах от 1—2 до 8—10 *м* и выше.

Значения объемного веса селевой массы — от 1,1—1,2 до 1,8—2,0 *т/м*^{3}.

Ширина селевых русел на фиксированных участках в большинстве горных бассейнов колеблется в пределах от 10—20 *м* для небольших бассейнов и узких каньонов до 50—100 *м* для более развитых русел. Во многих селевых бассейнах имеются узкие скальные каньоны, в которых ширина русла сужается до 4—5 *м*. Зачастую такие сужения сочетаются с поворотными участками русла, что обусловливает заторообразования на подобных участках.

Расходы селей, как уже было отмечено, колеблются в пределах от 10—20 *м*^{3}*/сек* для маломощных селей до нескольких сот кубометров в секунду для селей значительной мощности.

Объемы выносов селевых потоков составляют до 10—20 тыс. *м*^{3} для селей незначительной мощности, от 20 до 100 тыс. *м*^{3} для селей средней мощности и от 100 тыс. до 1 млн. *м*^{3} для селей значительной мощности. Катастрофические селевые потоки характеризуются еще большими объемами. Объем выносов Алма-Атинского селя 1921 г. составил по ориентировочным данным, 3,5 млн. *м*^{3}, а объем Иссыкского селя 1963 г.— около 6 млн. *м*^{3}.

Продолжительность селей колеблется, как правило, в пределах 1—3 *час*. В случаях, когда механизм формирования селей и условия их движения обусловливают сильно заторное движение потока и прохождение его волнами, общая продолжительность селя может растянуться за счет промежутков между волнами. Именно такой характер имело прохождение Иссыкского селя 1963 г., который проходил 8—10 волнами, продолжительностью в 15—20 *мин* каждая, с перерывами между волнами по 20—30 *мин* и более. Общая продолжительность этого селя составила более 5 *час*.

Максимальные размеры крупных включений, выносимых селевыми потоками, определяются скоростью движения потока, его структурно-реологическим типом и генетическими условиями формирования твердой фазы селей в данном бассейне (составом и состоянием пород в селеобразующих очагах). Исходя из формулы (VII, 1) при скорости в 8—10 *м/сек*, являющейся близкой к предельной для движения селевых потоков, возможен перенос скальных обломков размерами до 3 *м* в поперечнике. Это относится к несвязным селям и случаю транспортирования наносов чистой водой. Связные сели обладают значительно большей транспортирующей способностью вследствие своих структурно-

ыоддерживающих связей и высокой вязкости и, как показано Флейшманом, способны при аналогичных скоростях по сравнению с водным потоком транспортировать тяжелые включения, превосходящие в несколько раз по размеру и в несколько десятков раз по весу. В природе отмечены скальные обломки, вынесенные связными селями, размеры которых составляют по 6—8 *м* в поперечнике, а вес — 500—600 *т* и более.

Площади селевых бассейнов обычно невелики по сравнению с площадями горных водосборов и колеблются от 1—2 до нескольких десятков квадратных километров. Площадь бассейна не может служить прямым индикатором возможной мощности формирующихся в нем селей, так как здесь дело не в площади, а в мощности селеобразующих очагов. Формирование водного стока является функцией площадной, а селевого — часто объемной.

Уклоны склонов селевых бассейнов колеблются в пределах от 30—40 до 50—60°, а уклоны селевых русел — от 8—10 до 30—35°. При уклонах меньше 6—8° происходит обычно затухание движения селей и отложение селевых выносов.

ПРОТИВОСЕЛЕВЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ И СООРУЖЕНИЯ

Большинство выработанных мировой и отечественной практикой противоселевых мероприятий является общими как для селей гляциального, так и для селей ливневого и смешанного водного питания. Все эти меры можно разбить на три большие группы:

1. Организационно-хозяйственные и технические меры, предупреждающие развитие селевой деятельности в данной горной долине или конкретном бассейне.

2. Агротехнические и лесомелиоративные мероприятия, направленные на закрепление селеопасных горных склонов и русел, на ослабление и затухание селевых процессов.

3. Гидротехнические инженерные мероприятия и сооружения, направленные на защиту народнохозяйственных и оздоровительно-культурных объектов от уже сформировавшихся селевых потоков и на ослабление их мощности.

Ниже схематически рассматриваются возможности осуществления противоселевых мероприятий по каждой из трех групп, а также организация службы предупреждения селей.

Организационно-хозяйственные и технические меры предупреждения селей. Из самого рассмотрения сущности селевых явлений и анализа причин развития этих явлений в осваиваемых человеком горных странах следует, что основной причиной селей является разрушение горных склонов как естественными процессами эрозии и выветривания, так и антропогенными факторами, отрицательно воздействующими на природу горных склонов видами человеческой деятельности. К таким отрицательным формам хозяйствования относится уничтожение растительности на горных склонах, неправильная их распашка, способствующая развитию эрозии почв, нерегулируемый выпас скота, приводящий к

тем же последствиям, разработка карьеров, разрушающих склоны и т. д.

Правильная организация хозяйства на горных склонах в первую очередь предполагает сохранение и развитие лесной, кустарниковой и травянистой растительности. Трудно переоценить многообразную противоэрозионную и противоселевую роль растительности, покрывающей горные склоны. Лес задерживает рыхлообломочный материал, являющийся продуктом водной эрозии, не дает ему двигаться дальше, набирать скорость и мощность. Кроны деревьев задерживают ливневые и дождевые осадки, замедляют скорость движения дождевых капель, принимая их удары на себя и защищая почву от разрушения. Лесная растительность задерживает сток, уменьшает скорость стекания и разрывающую способность воды, а лесная подстилка впитывает в себя большую часть атмосферных осадков, уменьшая количество стекающей воды, а нередко — при соответствующей мощности подстилки — доводя поверхностный сток до нуля. Корневая система деревьев и кустарников способствует поглощению осадков почвой и впитывает большую часть выпадающей влаги. Таким образом, лес, кустарник, травяной покров являются огромным амортизатором выпадающих осадков и стока. Кроме того, травяной покров и лесная подстилка непосредственно защищают собой почву от размыва и смыва.

Сохранение растительности на горных склонах, запрещение бессистемной неконтролируемой вырубки лесов, объявление заселенных склонов в необходимых случаях заповедниками, защита горных лесов от вредителей и от лесных пожаров — важнейшее организационно-хозяйственное мероприятие.

К серьезным организационно-техническим мероприятиям, направленным против селевой опасности, относится запрещение и, во всяком случае, регулирование выпаса скота на эродированных горных склонах. В результате неумеренного и неправильного выпаса скота на склоне создается целая сеть тропинок, являющихся очагами концентрации стока, своеобразными руслами и очагами зарождения оврагов. Уплотненные тропки, утоптанные скотом, резко уменьшают водовпитывающую способность почв. Разделяя склон на большое количество изолированных участков, они разрушают его. Неумеренный выпас скота при этом лишает склон столь необходимой ему травяной растительности, оголяет эти островки, и в конце концов ранее неселеопасный склон становится селеопасным.

Правильная организация хозяйства на горных склонах предусматривает также применение такой агротехники, которая исключала бы возможность развития и интенсификации эрозионных процессов, в частности недопущение продольной распашки склонов, которая создает дополнительные условия для эрозии почв, образуя продольные борозды, превращающиеся в дальнейшем в промоины и русла.

Пропашка и обработка склонов по горизонтали — поперек склона, наоборот, превращают борозды в своеобразные резервуары, задерживающие воду, и, таким образом, оказываются выгодными не только в противоэрозионном и противоселевом отношении, но и непосредственно в сельскохозяйственном — агрономическом. Наблюдения в Никитском ботаническом саду в Крыму, по данным А. Н. Олиферова, показали, что при поперечной обработке на склонах крутизной до 10° смыв уменьшается в 6—12 раз.

К организационно-хозяйственным мероприятиям, направленным на борьбу с возникновением селевых потоков, можно также отнести профилактические меры по искусственному регулированию снеготаяния на селеопасных склонах в весеннее время. Одной из таких мер является предложенное Казахским научно-исследовательским гидрометеорологическим институтом искусственное расчленение снежного покрова. Заключается оно в ускорении снеготаяния, или организации досрочного снеготаяния на отдельных участках селеопасных склонов, с целью рассредоточения во времени интенсивного снеготаяния и ливнеопасного периода и недопущения их совпадения, столь опасного для формирования селей. Такое досрочное снеготаяние достигается зачернением поверхности снежного покрова, производимое перед наступлением снеготаяния путем рассеивания с самолета каменноугольной смолы или аналогичного материала.

Опыты с принудительным ускорением снеготаяния, проведенные для сельскохозяйственных целей в различных физико-географических районах (Восточной Сибири, Тянь-Шане, центральных районах европейской территории Союза и других), подтвердили, что зачернение снеговой поверхности обусловливает убыстрение снеготаяния на 15—20 дней против естественного. Кроме сгонки снега при этом происходит также досрочное оттаивание и прогревание почвы, развитие травянистой растительности и повышение инфильтрационной способности на освобожденных от снега полосах. Такое расчленение снеготаяния на селеопасных склонах резко срезает пики водно-снеговых весенних паводков и, уменьшая их расходы и рассредоточивая их во времени, во многих случаях может исключить формирование селей в бассейнах, где естественный ход весеннего снеготаяния в сочетании с ливнями или без них (бурное одновременное таяние снегового покрова) могло бы вызвать селевые явления.

Практика выработала и некоторые специфические организационно-технические мероприятия для борьбы с гляциальными селями. Для бассейнов, характеризующихся ледниковым питанием селей, формирующихся в летнее время в периоды интенсивного таяния ледников, предложен метод создания дымового экрана, имитирующего облачность. Поглощая и отражая солнечную радиацию и этим снижая приток тепла к леднику, дымовой экран вызывает понижение температуры воздуха у поверхности ледника и резко замедляет его таяние. С. П. Кавецкий приводит дан-

ные о специальных опытах, проведенных в одном из селевых бассейнов Казахстана (1957—1958 гг.), где были созданы экспериментальные дымовые экраны над площадью абляции селепитающего ледника. Задымление начиналось в середине жаркого июльского дня, когда интенсивность таяния достигла максимальных показателей. Для организации дымового экрана были использованы дымовые шашки, дающие дым белого цвета. Они размещались в поперечном направлении по отношению к осевой части ледника. Через 15 *мин* после задымления наступало резкое снижение стока, до 50% по сравнению с максимальным расходом.

Исследования в области профилактических мероприятий, снижающих селеопасность, продолжаются и требуют значительно большего размаха. Пути регулирования водного питания селевых бассейнов, предотвращающего образование катастрофического селеобразующего стока, помимо зачернения снегового покрова и создания дымовых экранов заключаются в профилактическом выпуске (полном или частичном), угрожающих прорывом ледниковых озер, в разработке методов создания и усиления облачности, затеняющей поле абляции ледника, а также методов повышения скорости ветра в часы интенсивной абляции. Для бассейнов ливневого питания селей возможности превращения селевых паводков в неселевые заложены в искусственном смещении центра ливня в сторону от селеобразующих очагов (за счет принудительного увлажнения отдельных участков) или в снижении интенсивности ливней соответствующим воздействием на облачность.

Имеются возможности профилактического воздействия и на твердую фазу потенциальных селей. Разборка русловых скоплений, вызывающих заторы и их прорывы, перед селеопасными периодами, организация серии малых селевых пропусков из очага накопленного селевого материала, принудительная (взрыванием и другими способами) разгрузка очагов твердого питания селей— таков далеко не полный их перечень. Следует предполагать, что с течением времени удельная роль профилактических и организационно-хозяйственных мер, направленных на предотвращение селевых явлений, будет все более возрастать.

Лесомелиоративные и агротехнические мероприятия на селеопасных горных склонах являются основными склоновыми, а иногда и русловыми противоселевыми мерами. Их главное назначение — предотвратить эрозионные процессы, урегулировать поверхностный сток и улучшить водный режим на склонах и в руслах, а также защитить сельскохозяйственные культуры и другие народнохозяйственные объекты от заносов рыхлообломочным материалом. К лесомелиоративным мероприятиям относятся сплошное или частичное облесение горных склонов, облесение специальных террас и прирусловых участков, а также полезащитное лесоразведение.

Облесение горных склонов — одно из старейших противоселевых мероприятий: ведь само развитие селевых явлений в различ-

ных горных странах земного шара было вызвано уничтожением лесов на горных склонах и их оголением. Поэтому и в странах Западной Европы (Австрия, Франция, Италия, ФРГ) и на востоке Европы (Югославия, Болгария) еще в прошлом столетии начали проводиться работы по восстановлению и развитию лесов на селеопасных склонах.

В России первые противоселевые лесомелиоративные работы также относятся к прошлому столетию и к началу нынешнего. В 1888 г. инженер Корольков впервые разработал метод терасирования склонов с лесонасаждениями на террасах и применил в районе Зеравшана (Средняя Азия) на Шахрийских горах в целях ослабления разрушительного действия селевых потоков, которые начали развиваться здесь вследствие уничтожения лесов. Многие из облесенных участков селеопасных склонов, в результате лесомелиоративных работ перестали быть селеопасными и до настоящего времени не причиняют беспокойств, вызванных селевыми явлениями.

В послереволюционный период размах лесомелиоративных противоэрозионных и противоселевых мероприятий в нашей стране значительно увеличился. Появилось большое количество региональных исследований и предложений, связанных с технологией выращивания лесов и кустарников и с подбором оптимальных пород для различных районов.

При значительной крутизне селеопасных склонов успешно применяется их террасирование. Террасы, осуществленные методом горизонтальной планировки, на селеопасных и эрозионных участках восточного Крыма, засаженные плодовыми, ореховыми и другими эффективными в условиях Крыма деревьями, позволили превратить эти склоны в устойчивые. Эрозионные процессы на них прекратились, а посаженные растения благодаря значительной ширине террас, обеспечивших хорошее влагосохранение в них, хорошо прижились. Механизированное террасирование горных склонов в Крыму внедряется все шире. За последние годы только на территории гослесофонда уже нарезано и засажено растительностью более 450 $км^2$ противоэрозионных и противоселевых террас. Помимо своей лесомелиоративной роли террасы на крутых селеопасных склонах выполняют и защитные функции. А. Н. Олиферов приводит пример, когда во время сильного ливня 29 августа 1954 г., давшего единовременно около 80 *мм* осадков, не отмечалось сползания насыпной части готовых террас. Устойчивость их против размыва и сползания подтвердили специальные эксперименты.

Подобные же выводы были получены и в Азербайджане — одной из наиболее селеопасных республик СССР, характеризующейся засушливым климатом и крутыми чрезвычайно эродирующейся засушливым климатом и крутыми чрезвычайно эродированными склонами, весьма затрудняющими проведение лесомелиоративных работ. Устройство террас на крутых склонах (до 38°) обеспечивает прекращение стока и смыва почвы. Опыты по испы-

танию ряда кустарниковых и древесных пород, проведенные Азербайджанским научно-исследовательским институтом лесного хозяйства и агролесомелиорации, показали, что при соответствующей подготовке почвы даже на сильноэродированных склонах засушливых районов Азербайджана удовлетворительно приживаются и растут такие породы, как дуб, сосна, акация, грецкий орех, каштан и целый ряд кустарниковых пород.

Эффективным средством подготовки почвы для выращивания лесных культур на сильноэродированных склонах является мульчирование, заключающееся в покрытии поверхности склонов каменным мульчпокровом из обломков глинистых сланцев, известняков или песчаников. Он защищает почву от непосредственного нагревания солнечными лучами и от ветра, снижает инсоляцию, а также защищает поверхвость почвы от механического воздействия дождевых капель и распыляет поверхностный сток. Агротехнические противоселевые мероприятия сводятся к правильной системе земледелия в селеопасных районах, оптимальному выращиванию сельскохозяйственных культур и культивированию многолетних трав, т. е. к применению такой агротехники, которая бы в максимальной степени ослабляла эрозионные процессы.

Интересвы в этом отношении выводы А. Н. Олиферова, в течение многих лет занимающегося борьбой с эрозией и селевыми паводками в Крыму. Исходя из опыта выращивания винограда на селеопасных склонах, он делает заключение о целесообразности в целях уменьшения эрозии расположения рядов виноградных кустов не вдоль, а поперек склона, а на склонах крутизной более 10—12° — на наклонных или горизонтальных террасах. В результате такого горизонтального расположения рядов виноградных кустов при их систематической обработке в междурядьях земля перемещается вниз по склону, образуя так называемые напашные террасы, препятствующие эрозионным процессам. При этом площадь участка используется максимальио, так что подобная агротехника выращивания винограда эффективна не только в противоэрозионном, но и в прямом (урожайном) отношении.

Подобный же так называемый контурный метод разбивки предлагается и для плодовых садов. Проф. А. П. Драгавцев отмечает, что прч контурном размещении деревьев на склонах по горизонталям через 8—10 лет в междурядьях создаются естественные напашные террасы с правильными продольными уклонами. Очевидно, что поперечная распашка и выращивание культур вдоль горизонталей, столь же эффективны и для других сельскохозяйственных культур.

Лункование почвы (специальными машинами — лункоделателями) или ее щелевание (также производимое специальным плугом) способствует накоплению и задержанию на склонах влаги и является также хорошим противоэрозионным, а следовательно — противоселевым агротехническим мероприятием.

Инженерные гидротехнические мероприятия. Наряду с активными мерами, направленными на борьбу с селеобразованием, во многих случаях требуется осуществление противоселевых мероприятий, дающих немедленный эффект и надежно защищающих тот или иной объект от вредного воздействия селевых потоков независимо от того, предпринимаются ли в данном бассейне активные агролесомелиоративные мероприятия по борьбе с селеобразованием или нет. Такие немедленные селезащитные меры необходимы в тех случаях, когда требуется обезопасить от селей населенный пункт, железную или автомобильную дорогу, гидроэлектростанцию, рудник или другой народнохозяйственный объект.

Практика противоселевой защиты выработала большое количество таких инжеверных селезащитных мероприятий. Большинство из них не преследует цели борьбы с самим формированием селевых потоков и потому являются пассивными — только защитными или регуляционными. Некоторые же из них, осуществляя селезащитные функции, в то же время способствуют изменению природы селевого бассейна, в частности его русла в направлении ослабления его селевых характеристик и потому носят активный характер.

Основные задачи, решаемые гидротехническими противоселевыми сооружениями, следующие: 1) задержание селевых выносов выше защищаемого объекта; 2) пропуск селевых потоков через защищаемый объект; 3) отвод селевых потоков от защищаемого объекта; 4) защита русла на заданном участке от размыва и подмыва; 5) защита сооружений от ударного воздействия потока.

Селезадерживающие сооружения. Практика противоселевого стронтельства выработала целый ряд мер, направленных на задержание селевых выносов выше защищаемых объектов. К ним относятся системы противоселевых подпорных запруд (барражей), одиночные селезадерживающие запруды и плотины, глубинные котловины — наносоуловители, боковые наносоудерживающие площадки, наносозадерживающие дамбы для защиты мостовых переходов.

Наибольшее распространение получили одиночные и групповые селезадерживающие запруды (барражи). Они представляют собой сооружения из различных материалов (камень, бетон, железобетон, металл), глухие (рис. 37) или решетчатые (сквозные), перегораживающие русло селевого бассейна на участках транзитного движения потока с целью перехвата и задержания твердых выносов за их напорными гранями. Такие запруды возводятся, как правило, в местах, где берега русла геологически устойчивы и само русло жестко фиксировано ими настолько, что обход запруды селевым потоком исключен и в то же время русловые условия создают возможность аккумуляции значительного количества селевых выносов с верховой стороны запруды. Высота запруд и их конструктивные элементы определяются, с одной стороны, русловыми условиями (уклон русла, высота берегов) и ха-

рактеристиками проходящих по руслу селей (мощность потоков, их глубина, скорость, насыщенность твердыми включениями, их средний и максимальный размер, реологический тип селя, а с другой — степенью ответственности сооружений, заданными параметрами селезадержания и строительными возможностями. Минимальная высота противоселевых запруд, по данным практики,



Рис. 37. Селезадерживающие запруды

составляет 3—4 *м*, максимальная — свыше 100 *м* (Алма-Атинская селезадерживающая плотина).

По принципу работы противоселевые запруды могут быть жесткими и гибкими. Первые сопрягаются с берегами и дном русла жесткими связями, вторые — в целях амортизации ударной нагрузки имеют гибкие сопряжения с берегами, осуществляемые различными тягами, вплоть до свободного подвешивания к закрепленному в русле каркасу (селезадерживающих сеток и решеток). Сквозные (решетчатые) селезадерживающие запруды, сооружаемые из металла, по своей конструкции могут иметь не только пространственную схему, как каменные, бетонные и железобетонные, но и плоскую и осуществляться в виде проволочных сетей или плоских металлических решеток. Подобные конструкции еще не нашли широкого применения на практике, но предлагаются различными авторами и являются весьма перспективны-

ми, будучи значительно экономичней дорогостоящих пространственных запруд.

Если одиночные запруды (барражи) являются простым средством задержания селевых выносов за своими гранями, т. е. осуществляют пассивную селезащитную функцию, то значительно более эффективными являются системы противоселевых запруд

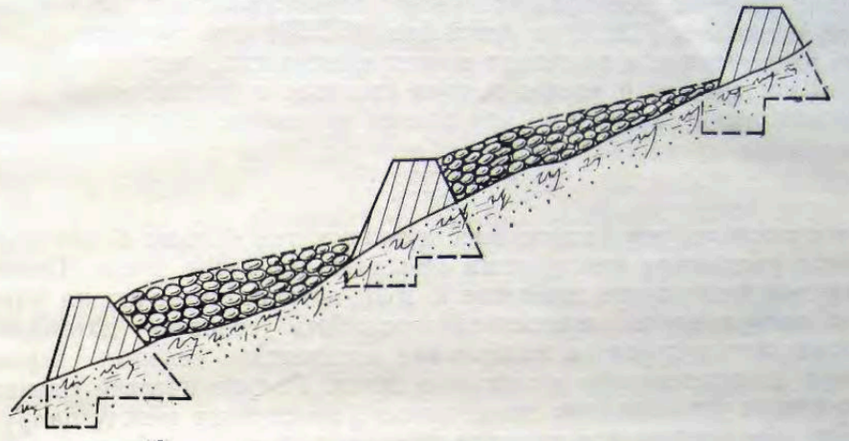


Рис. 38. Система противоселевых запруд

(рис. 38), сооружаемые на сплошном участке селевого русла. Такие системы осуществляют уже не только пассивную — селезадерживающую функцию, но одновременно являются активными противоселевыми сооружениями, направленными на затухание селевой деятельности в бассейне. Помимо непосредственного задержания значительного объема селевых выносов такая система образует новый уклон русла на участке, подвергшемся запруживанию, уклон, создаваемый самими селевыми выносами, который всегда положе первоначального. При соответствующем размещении каскада запруд и заданной их высоте этот уклон можно довести до уравнительного, обеспечивающего равновесие в отложении и переносе потоком наносов, когда исключается дальнейший размыв русла и дальнейшее движение наносов крупнее заданного размера. Таким образом при соответствующем протяжении участка запружения происходит изменение природы селевого русла, достигаемое инженерным вмешательством. Крутой участок становится пологим, транзитное движение селевых потоков, транспортирующих крупные включения, прекращается, происходит как бы «осветление» селевого потока, освобождение его от наиболее крупных фракций. Последовательное наращивание запруд и приданию их элементам системы заданных размеров (высота, запруд, расстояние между ними) могут во многих случаях привести к полному прекращению селевой деятельности на зарегулированном участке и не только к обеспечению селевой безопасности нижерасполо-

женных объектов, но и к затуханию селевой деятельности в бассейне вообще. Вот почему системы селезадерживающих запруд для бассейнов, имеющих транзитные зоны движения селей, — а таких селевых бассейнов большинство — следует рассматривать как главное инженерное средство борьбы с селями. Не случайно такие системы нашли свое отражение в крупнейших комплексах противоселевых мероприятий, ныне осуществляемых в районе Лос-Анджелеса (США) и Алма-Аты (СССР) для защиты от селей этих городов и занимают в этих комплексах ведущее место.

Геометрический расчет запруд сводится к определению расстояний между запрудами при данной их высоте. Это расстояние

$$L = \frac{H}{i_0 - i_1}. \qquad \text{(VII,18)}$$

Следовательно, чем больше высота запруд, тем больше будет расчетное расстояние между ними при данном уклоне русла. Оптимальным будет такое сочетание L и H, которое позволит на участке запруживания максимально ослабить селевую потенцию потока, аккумулировать наибольшее количество селевых выносов, т. е. максимально «осветлить» поток. Гидравлический расчет сводится к установлению минимального расстояния между запрудами, обеспечивающего гашение энергии потока на каждом межзапрудном участке. Уменьшение высоты запруд до $H < H_{кр}$ и, следовательно, межзапрудного расстояния до величины $L < L_{кр}$ превратит весь участок запруживания в каскад-лестницу, на которой гашения потока не будет происходить и весь объем селя, подошедший к верхней запруде этого каскада, перелившись через все запруды, проследует дальше вниз. Установление $L_{кр}$, которое зависит от начальной энергии потока и связано с его подходными характеристиками (скорость, консистенция, глубина), должно явиться предметом специального экспериментального исследования. Приближенно представляется возможным на основании эксплуатационного опыта рекомендовать следующие минимальные расстояния между соседними запрудами:

для маломощных селей — 30—40 *м*,
для селей средией мощности — 40—60 *м*,
для мощных селей — 60—80 *м*,
для исключительно мощных селей — 80—120 *м*.

Глубинные наносоуловители представляют собой котлованы, вырытые в русле на пути следования селевого потока. Назначение их — поглощать определенный объем селевых выносов выше защищаемых объектов и «осветлять» поток. В отличие от подпорных запруд глубинные наносоуловители не являются препятствием на пути следования селевого потока и потому не требуют статистического и динамического расчета на давление и удар селевой массы. Проектирование глубинных наносоуловителей сводится к выбору удобных мест для их устройства, приданию им оптимальных линейных размеров, обеспечивающих максимальную емкость

при минимальных строительных затратах и к обеспечению выпуска водных межселевых и селевых расходов. Последняя задача относится также и к проектированию верховых селезадерживающих запруд.

Натурными обследованиями по следам прохождения селей неоднократно было зафиксировано, что вследствие стремления к инерционному движению крупных твердых обломков в селевом потоке, часто на поворотах русла, где возникает центробежная сила, при соответствующих плановых и профильных очертаниях берегов на них выбрасываются потоком и откладываются гряды каменного материала. Используя это естественное свойство потока, И. В. Егиазаров предложил устраивать искусственные площадки — ловушки для задержания селевых выносов на поворотах и других береговых участках селевых русел. Такая камнеудерживающая площадка размещается рядом с селевым руслом на участке, где противоположный берег достаточно высок.

Селепропускные сооружения. В практике защиты различных объектов от вредного воздействия селей нередко приходится сталкиваться с задачей, прямо обратной предыдущей,—с необходимостью не задерживать селевые выносы выше защищаемого объекта, а, наоборот, обеспечить транзитный пропуск селевого потока через этот объект. В одних случаях это диктуется технической трудностью или неэкономичностью задержания всего объема селей селезадерживающими сооружениями и неизбежностью поступления какого-то остаточного объема выноса к рассматриваемому сооружению, в других — с самим характером сооружения или его расположением в русле селевого бассейна. Наибольшее значение проблема транзитного пропуска селей через защищаемые объекты имеет для железных и автомобильных дорог, а также для водных каналов, обойти которые невозможно.

До недавнего времени вследствие отсутствия специальных технических указаний и нормативных разработок при пересечении дорогами и каналами селевых русел, как правило, игнорировалось не только качественное различие селевых потоков от водных, но во многих случаях и сам селевый характер пересекаемого бассейна. Сами пересечения осуществлялись в наименее благоприятных местах, а селепропускные сооружения рассчитывались лишь как водопропускные; для пропуска селей применялись трубы, вызывающие забивку отверстий и выход их из строя в процессе прохождения селей.

В настоящее время на основании исследований Флейшмана на пересечениях селевых русел железными дорогами трубы уже не применяются. Они, так же как и мосты малых отверстий (до 4 *м*), запрещены техническими нормами на проектирование всюду, где ими стесняются линейные размеры потока — его глубина и ширина.

Помимо глубины и ширины селевого потока на подходном участке к селепропускному сооружению при проектировании мо-

стовых переходов через селевые русла, в отличие от пересечений чисто водных русел, необходимо также учитывать и принимать в расчет продольный уклон русла на участке пересечения. При проектировании водопропускных сооружений уклон походного участка русла учитывается лишь для определения расчетной скорости движения потока (для определения расхода, обеспечения неразмываемости участка перехода). Для транзитного движения селевого потока требуется, чтобы продольный уклон русла на участке пересечения был не ниже критического, определяющего для несвязных потоков передвижение наиболее крупных твердых включений, влекомых потоком, а для связных селей — движение потока полной глубиной. Если продольный уклон русла ниже критического, требуется либо проведение селезадерживающих мероприятий выше перехода, либо создание инерционных возможностей потоку в створе перехода путем устройства специальных быстротоков, либо придание подмостовому отверстию высоты в свету, учитывающей приращение дна русла от селевых отложений за расчетный период работы перехода. Поэтому наиболее целесообразно осуществлять пересечения селевых русел дорогами и каналами в пределах транзитной зоны селевого бассейна, где продольный уклон русла обеспечивает пропуск селей подмостовыми отверстиями без применения дорогостоящих противоселевых мероприятий и удорожания самого перехода. Такое пересечение оптимально еще и потому, что в транзитной зоне бассейна русло жестко фиксировано берегами и позволяет перекрыть его в большинстве случаев однопролетным мостом без стеснения живого сечения потока. При этом отпадает необходимость в расчете отверстий для пропуска селей. Если же неизбежно пересечение в зоне отложений селевых выносов на участке, где жесткая фиксация русла берегами отсутствует или где русло настолько распластано, что требуется его сужение селепропускным сооружением, определение элементов селепропускного отверстия следует производить по следующим расчетным формулам:

1. В случае, если предельный уклон русла достаточен для транзитного движения потока, или подобное движение обеспечено устройством быстротоков

$$B = \mu B_0;$$

$$H = \frac{B_0 H_0}{B} + c, \qquad \text{(VII,19)}$$

где B_0 и H_0 — соответственно ширина и глубина потока на подходном участке, *м*; c — резерв высоты между низом пролетного строения и максимальной отметкой поверхности селя (в зависимости от глубины и характера потока принимается ровным 1—2 *м*) и μ — коэффициент стеснения бытовой ширины потока.

Нашими исследованиями установлено, что в зависимости от концентрации наносов в потоке и от вязкости его (для связных селей) коэффициент стеснения ширины потока μ не должен быть ниже 0,6—0,9 (нижнее значение для селей слабой насыщенности, вернее — для весьма плотных и высоковязких селей). Во всех случаях стеснение ширины потока селепропускным отверстием может допускаться лишь при наличии селенаправляющих сооружений.

2. В случае, если продольный уклон русла не обеспечивает транзитного пропуска селевых выносов, расчетная высота селепропускного отверстия в свету

$$H = \frac{B_0 H_0}{B} + \varepsilon h_0 + c, \qquad \text{(VII,20)}$$

где εh_0 — суммарное приращение отметки русла под мостом за расчетный период, определенное для связных селей, исходя из глубины непередвигающегося (остаточного слоя потока, характерного для данного уклона русла и расчетной вязкости селей, формирующихся в данном бассейне), а для несвязных селей — исходя из слоя отложений селевых выносов данной крупности в створе сооружения от каждого селя за расчетный период.

Помимо сформулированных требований к селепропускным отверстиям сами селепропускные сооружения и их конструктивные элементы на железных и автомобильных дорогах и на каналах должны назначаться с максимальным учетом характера движения селевых потоков и их качественного отличия от водных. В отличие от водопропускных сооружений, допускающих любое количество промежуточных опор и любое их размещение в поперечном сечении русла, при пропуске селевых потоков каждая промежуточная опора является препятствием на пути его следования, вызывает отложения селевых выносов, ударное воздействие потока на опору и другие вредные явления. Поэтому оптимальной схемой селепропускного сооружения является однопролетная. При неизбежности применения многопролетной схемы промежуточные опоры следует располагать в наибольшем удалении от динамической оси потока, стремясь создать для его пропуска центральный пролет наибольшей ширины. Большое значение для селепропускных сооружений имеет обтекаемость промежуточных опор, придание им с верховой стороны очертаний, обусловливающих наименьшую площадь лобового соприкосновения селя с торцом мостовой опоры. В этих же целях для пропуска селей арочные мосты менее эффективны по сравнению с прямоугольными очертаниями их отверстий.

Таким образом, для пропуска селевых потоков под полотном железной или автомобильной дороги наиболее эффективными селепропускными сооружениями являются однопролетные мосты с отверстиями, в минимальной степени стесняющими по ширине бы-

товую расчетную ширину потока на подходном участке, а по высоте — совершенно не стесняющие расчетной глубины потока.

Во многих случаях, когда трасса железной или автомобильной дороги прокладывается по полкам речных долин вдоль русел горных рек у подножья горных склонов, она вынуждена пересекать впадающие в эти реки селевые русла постоянных или пе-

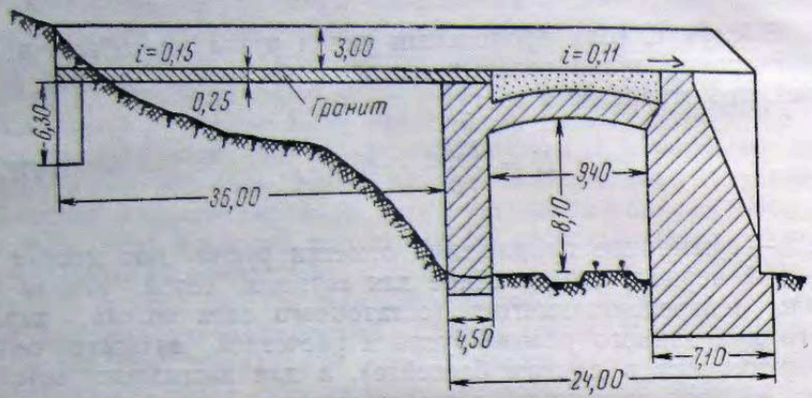


Рис. 39. Пропуск селевого потока над полотном железной дороги специальным селепуском

риодических водотоков, подрезая склоны и проходя на более низких отметках, чем имели в сечении перехода эти водотоки до подрезки склонов. В таких случаях рациональным и эффективным оказывается пропуск селевых потоков над полотном дороги специальными селеспусками (рис. 39), представляющими собой лотки, сопряженные с верховой стороны с руслом селевого лога, продолжающие его с достаточным для пропуска селей уклоном через трассу и сбрасывающие селевые выносы на низовую сторону полотна, как правило, непосредственно в водоток впадения данного селевого русла.

Такие селеспуски в большом количестве успешно функционируют на Закавказской железной дороге. Несколько селеспусков построено на автомобильных дорогах Грузии. Конструкции их применяются самые различные — от каменных арочных до рамных железобетонных. Требования к их конструктивным элементам — ширине и глубине лотка, его продольному уклону — аналогичны вышеизложенным требованиям к низовым селепропускным сооружениям. Применение селеспусков помимо топографических условий ограничивается расчетными размерами селевых потоков. Они эффективны для пропуска селей малой и средней мощности. Для пропуска больших селей над полотном дороги потребовались бы мощные конструкции высокой стоимости. Селеспуски применяются также для пропуска селевых потоков над руслами ирригационных и других каналов.

Селерегуляционные (направляющие и отводящие) сооружения. Чувствительность твердой фазы селевых потоков ко всякому изменению плановых очертаний русла значительно повышает роль и значение регуляционных сооружений, а также обусловливает специфические требования к их конструктивным очертаниям и нормам проектирования.

Особенно это относится к селенаправляющим сооружениям. Устройство их необходимо в случаях, когда селепропускные сооружения стесняют своими отверстиями естественную (бытовую) ширину потока на участках пересечения дорогами и каналами селевых русел. Значительное количество повреждений мостовых переходов, забивок, отверстий селевыми выносами и других видов вредного воздействия селей, влекущих за собой подчас аварийные случаи, связаны с отсутствием направляющих сооружений или их неудовлетворительным конструктивным оформлением и очертаниями. Особенно важна роль селенаправляющих сооружений в тех случаях, когда дорога или канал пересекает селевое русло в зоне отложений селевых выносов, на низовых участках горных долин, где уже отсутствует жестко фиксированное берегами транзитное русло и происходит распластывание потока в пределах террасы (поймы) водотока впадения. Отсутствие селенаправляющих сооружений в подобных случаях создает резкие переломы живого сечения русла в местах пересечения его дорогой или каналом и вызывает либо лобовые разрушительные удары селевой волны об опоры селепропускных сооружений, либо образование мгновенных заторов селя у входа в селепропускное отверстие.

Для обеспечения надежной работы селенаправляющих сооружений их конструктивные элементы, очертания в плане и углы, образованные их внутренними гранями с динамической осью селя, должны исключать ударное воздействие селевых выносов о стенки направляющих дамб, вызывающие либо повреждение дамб, либо отбой частиц от стенки, замедление движения вследствие потери энергии на удар и образование отложений и заторных явлений.

Наши экспериментальные исследования показали, что для обеспечения нормального движения потока на участках, где осуществляются направляющие сооружения, углы их поворота в плане не должны быть достаточно малы и в зависимости от мощности селей и их насыщенности твердым материалом не превышать 10—15°. При этом очертания селенаправляющих дамб в плане должны быть плавными, без переломов и резких изменений радиуса кривизны, чтобы обеспечить постепенное вписывание селевого потока в сужающееся русло или в селепропускное отверстие меньшей ширины по сравнению с естественной шириной потока. При неизбежности изменения направления потока на участке осуществления направляющих дамб принятый угол поворота должен выдерживаться одинаковым на всем протяжении участка поворота при наибольшем возможном радиусе кривизны. Опти-

мальными являются прямолинейные сопряжения транзитного русла с селепропускными отверстиями. При соблюдении указанных требований можно допустить большее стеснение потока по ширине, чем предусмотрено выше. Для защиты русла и берегов от подмыва и размыва применяются различные укрепительные сооружения. Полузапруды представляют собой поперечные сооружения, заделываемые в один из берегов (объект селезащиты) для отбоя от него потока к противоположному берегу. Обычно они располагаются под некоторым углом к берегу по направлению течения. Длина их, частота расположения и другие элементы зависят от конкретных условий и задач селезащиты. Материалом сооружения, так же как и для подпорных селезадерживающих запруд, служит камень, бетон, железобетон. Полузапруды являются комплексными сооружениями, так как одновременно выполняют две функции — берегоукрепительную и селеотводящую, русловыправительную. Большей частью полузапруды и их системы применяются для отбоя потока от берега, по которому проложена трасса железной или автомобильной дороги или другие народнохозяйственные объекты, требующие защиты.

Донные русловые запруды представляют собой укрепления дна русла бетоном или камнем на отдельных участках, представляющих опасность в отношении размыва, например перед мостами и другими ответственными русловыми сооружениями. Сипаи, очень древняя, народная конструкция, представляющая собой несколько бревен, обычно три, соединенных крестообразно и связанных проволокой. Они нашли широкое применение в Средней Азии. Группы сипаев, установленные в селевых руслах, защищают от удара нижерасположенные сооружения, а берега — от размыва и истирания селем. Современные бетонные и железобетонные тетраэдры служат той же цели, так же как габионы — наполненные крупным камнем и уложенные на дно русла проволочные мешки. Обладая весом в несколько тонн и в то же время будучи простейшими устройствами, габионы защищают дно и берега русла от рызмыва и разрушения.

Степень эффективности работы всех перечисленных берегоукрепительных сооружений и устройств целиком определяется соответствием их конструкций и закрепления их мощности, формирующихся в данном русле селевых потоков. При отсутствии такого соответствия разрушаются и нередко вовлекаются в движение селевого потока не только маломощные укрепления, но и весьма солидные. Так, например, катастрофический селевой поток из Девдоракского ущелья (Военно-Грузинская дорога), подняв на несколько метров уровень Терека в ночь с 5 на 6 августа 1967 г., разрушил многотонные бетонные блоки, уложенные в тело полузапруд, защищавших трассу Военно-Грузинской дороги. Максимальные скорости селя составляли 8—10 *м/сек.*, максимальный расход 2—3 тыс. $м^3/сек$, а крупность скальных обломков, транспортировавшихся потоком,— 3—4 *м* (70—80 *т*).

Служба предупреждения селей. Наряду с долгосрочным и краткосрочным прогнозированием селеопасности немалое значение имеет заблаговременное предупреждение жителей населенного пункта, находящегося на пути следования потока, о его прохождении. Особенное значение такая службы предупреждения имеет в тех случаях, когда тот или иной объект плохо защищен от вредного воздействия селя (или никак не защищен) и в то же время расположен в бассейне, где могут возникать мощные разрушительные сели, на трассе их движения.

Первой такой попыткой явилось создание в 1964 г. в Государственном гидрологическом институте (Ленинград) автоматического радиооповестителя селя (РОС) конструкции инженера А. М. Димаксяна и установка его на наиболее селеопасных объектах в районе Алма-Аты в русле селеопасных рек — Малой и Большой Алмаатинок.

Радиооповеститель селя системы Димаксяна представляет собой радиотелеметрическую, автоматически действующую установку, размещаемую в створе удаленном от объекта предупреждения настолько, чтобы при прохождении через этот створ селевого потока радиосигнал, передаваемый РОСом, опережал первую волну селя на время, достаточное для эвакуации людей из селеопасной зоны. Принцип размещения РОСа и его работы основан на характерном для русел резком возрастании расхода, а следовательно, и горизонта селевого потока по сравнению с обычным уровнем воды в русле. При значительном повышении расхода, близкого к селевому, датчики передают в центр соответствующую информацию. При прохождении селевой волны срабатывает селевой датчик — стальной трос, помещенный в трубе. Этот датчик является самым ответственным и основным датчиком всей системы. В случае отказа в работе датчиков председевого уровня воды, а также в случае, если возрастание расхода от бытового к селевому происходит мгновенно (что нередко имеет место при прохождении селя), селевой поток должен натянуть и, по всей вероятности, разорвать воспринимающую часть датчика — стальной трос и обеспечить передачу информации о движении селя. И в этом крайнем случае при надлежащем размещении РОСов и их дублировании в селевом русле можно обеспечить достаточный запас времени для эвакуации населения.

ЛИТЕРАТУРА

Власов А. Ю. и Крашенникова Н. В. Библиографический указатель «Селевые явления и меры борьбы с ними». Изд-во МГУ, 1969.

Вопросы изучения селей. «Тр. КазНИГМИ», вып. 33, 1969.

Голубев Г. Н. О формировании и прогнознровании гляциальных селей. В сб.: «Мат-лы гляц. исслед. по программе МГГ», вып. 12, 1966 (ротапринт).

«Защита железных дорог от селевых потоков». М., Трансжелдориздат, 1962.

«Методическое руководство по инженерно-геологическому изучению селей». М., «Недра», 1970.
Мостков М. А. Очерк истории руслового процесса. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Олиферов А. Н. Борьба с эрозией и селевыми паводками в Крыму. Симферополь, 1963.
«Селевые потоки и горные русловые процессы». Ереван, 1968.
«Сели в СССР и меры борьбы с ними». М., «Наука», 1964.
Срибный М. Ф. Аналитический метод расчета максимальных селевых расходов. «Строительство дорог», 1940, № 2—3.
Срибный М. Ф. Аналитические основы расчета скоростей и максимальных расходов паводков. В сб.: «Проблемы паводков». М., Изд-во АН СССР, 1959.
Флейшман С. М. Сели. Л., Гидрометеоиздат, 1970.
Херхеулидзе И. И. Сквозные защитные и регуляционные сооружения из сборного железобетона на горных реках. Л., Гидрометеоиздат, 1967.
Херхеулидзе И. И. Расчеты основных характеристик в селевых потоках. В сб.: «Международный симпозиум по паводкам». Л., Гидрометеоиздат, 1969.

2—56

ГЛАВА VIII

ЛЕД МОРСКИХ И ПРЕСНЫХ ВОДОЕМОВ

МОРСКИЕ ЛЬДЫ

Определение понятия. Ледяной покров морей — своеобразная конструкция, созданная самой природой в виде упруго-пластичной анизотропной пластины, состоящей изо льда и лежащей на упругом основании в виде воды (Песчанский, 1963).

Формирование пресных кристаллов льда происходит на поверхности моря при условии, когда температура воды достигает точки замерзания. Чем выше соленость воды, тем ниже температура замерзания. Смерзание кристаллов приводит к возникновению упруго-пластичного анизотропного слоя льда. Этот процесс сопровождается вытеснением солей из кристаллической решетки льда с образованием пленки рассола, покрывающей поверхность кристаллов. Температура рассола равна точке замерзания, которая соответствует концентрации рассола. Соленый лед имеет зеленоватый оттенок. Дальнейшее понижение температуры приводит к вымерзанию части воды и увеличению концентрации рассола, а при повышении температуры часть пресного льда переходит в рассол, т. е. его концентрация понижается. Опреснение морских льдов связано с тем, что рассол может стекать по мельчайшим межкристаллическим поверхностям.

Морской лед пористый, и его объемный вес (0,85 $г/см^3$) меньше, чем объемный вес глетчерного льда. Присутствие рассола предопределяет его быстрое таяние. Таяние происходит в межкристаллических пространствах, заполненных рассолом. Морской лед менее прочен, чем пресный, но более пластичный и вязкий.

Ледяной покров характеризуется следующими показателями: вид льдов, горизонтальные размеры, толщина, температура, прочность, рельеф поверхности, целостность.

Генетическая классификация ледяного покрова. И. С. Песчанский разработал генетическую классификацию ледяного покрова, разделив его на две группы: ледяной покров нарастания (термического происхождения) и ледяной покров нагромождения (динамического происхождения).

I группа (льды нарастания) делится на две стадии. Первая стадия начинается с момента возникновения льда до кон-

ца летнего периода. Поверхность льда первой стадии ровная. Молодой лед достигает толщины до 0,2 *м*, серо-белые льды — от 0,2 до 1,0 *м*, годовалые льды — от 1,0 до 2,4 *м*; соленость от 5—8 до 15—20‰.

Вторая стадия ледяного покрова нарастания начинается со второй зимовки в Арктических морях. Льды могут быть годовалыми, многолетними и паковыми. Поверхность таких льдов ровная за счет дифференциальной абляции. Толщина многолетних льдов в Арктике достигает 3—4 *м*. Многолетние льды распреснены до 0,01—2‰.

II группа (льды нагромождения) возникает из механически разрушенного ледяного покрова нарастания под влиянием динамических процессов в море.

Первая стадия — первичное нагромождение. Обломки ледяных полей и отдельные куски, нагромождаясь, создают торосы. Возникает хаотическая неровная поверхность высотой над поверхностью воды до 3—4 и даже до 12 *м*. Подводная часть торосов достигает мощности нескольких десятков метров. Весной эти льды распадаются на отдельные льдины.

Вторая стадия — смерзание. Нагроможденные льдины смерзаются, создавая монолитную, несколько более сглаженную поверхность по сравнению с первой стадией. Толщина льдов нагромождения 10—15 *м* и более. Такие льды крепко спаяны друг с другом и при таянии и подвижках не распадаются на отдельные составляющие их льдины.

Важным показателем ледяного покрова является характеристика рельефа его верхней поверхности. Количественным показателем изменения поверхности принят коэффициент, который отражает отношение фактической длины между двумя крайними точками, расположенными на этой поверхности, к длине прямой, соединяющей эти точки (табл. 12).

Прочность ледяного покрова тесно связана с сезонами года. Зимой наблюдается наибольшая прочность льда — у верхней поверхности ледяного пласта. Весной прочность верхней и нижней поверхностей пласта выравнивается, а летом происходит уменьшение прочности льда до 5—10% от прочности зимнего льда. Осенью начинает увеличиваться прочность верхнего слоя.

Целостность ледяного покрова морей характеризуется двумя классами льдов: неподвижных и дрейфующих льдов.

Льды неподвижные (припай) — лед примерзший к берегам в виде широкой полосы в десятки и сотни километров. Припай характеризуется вертикальными колебаниями, возникающими от сгонно-нагонных и приливных явлений.

Льды дрейфующие — свободно передвигающиеся под воздействием ветров и течений. Дрейфующие льды разделяются на сплошной лед, ледяные поля, обломки полей, крупнобитый лед, мелкобитый лед и ледяную кашу.

Таблица 12

Значения коэффициента видоизменения поверхности ледяного покрова (по И. С. Песчанскому)

Характеристика поверхности	Вид ледяного покрова
Поверхность ровная. Отдельные неровности не более 6—10 *см*. Коэффициент изменения от 1,0 и до 1,05. Поверхность неровная	Ледяной покров нарастания. Первая стадия (молодые льды)
Впадины заполнены водой. Бугров еще нет. Коэффициент изменения от 1,06 до 1,09	То же, спустя 2—2,5 *мес* после начала таяния
Поверхность неровная. Имеются отдельные округлые бугры и впадины высотой до 50 *см*. Коэффициент изменения от 1,06 до 1,10	Вторая стадия (льды просуществовали 1—2 года и не подвергались торошению)
Поверхность очень бугристая, сильно окатанные бугры и впадины имеют высоту до 2—2,5 *м*. Коэффициент изменения от 1,20 до 1,30	То же (льды паковые и многолетние, просуществовавшие много лет)
Поверхность в виде пикообразных трапецеидальных и конусных выступов льда, поставленных на ребро или хаотически наброшенных. Высота над уровнем воды 3—5 *м* и более. Коэффициент видоизменения от 2,5 до 3,00 и более	Ледяной покров нагромождения. Первая стадия (льды годовалые, молодого торошения)
Поверхность очень неровная, но в виде окатанных бугров и впадин высотой до 2,5—3 *м*. Бугры сглажены, пиков нет. Коэффициент изменения от 1,5 до 2,5	Вторая стадия (льды многолетние, паковые, всторошенные, но затем сглаженные). Просуществовали более 5—6 лет

Трещиноватость льдов. Важным признаком, характеризующим несущую способность и проходимость ледяного покрова, является его трещиноватость.

При использовании ледяных полей необходимо иметь представление о характере трещин. Встречаются следующие виды трещин: 1) открытые трещины, проходящие через всю толщу льда, которые сильно уменьшают несущую способность ледяного поля; 2) поверхностные трещины, которые имеют малую глубину и могут возникнуть при резком охлаждении верхней поверхности ледяного пласта при значительном похолодании воздуха или при сносе ветром снега, являющегося теплоизоляционным слоем, предохранявшим лед от сильного выхолаживания.

Различают следующие генетические типы трещин: 1) трещины термического происхождения, возникающие под влиянием внутренних напряжений, вызванных разностью температур; 2) трещины, вызванные колебаниями уровня; они возникают при переходе от прочно залегающего льда к льдам, испытывающим колебательные движения; 3) трещины, вызванные тангенциальными силами, возникшими при сжатии и ветрах; 4) трещины, воз-

никающие под воздействием искусственных нагрузок на лед, при его эксплуатации.

Если льдообразование происходило при очень низкой температуре и лед образовался быстро, то такой лед обладает малой прочностью по сравнению со льдом, возникшим при медленном замерзании. Это объясняется тем, что при быстром замерзании во льду остается большое количество рассола, понижающее прочность льда.

Практическое значение изучения ледяного покрова. Изучение поведения ледяного покрова под нагрузкой с целью использования его грузоподъемности имеет огромное практическое значение. Полярные районы в настоящее время стали местом важных транспортных путей. Ежедневно через Северный полюс летают самолеты. Сейчас стоит вопрос о том, чтобы сделать арктические территории обитаемыми. Необходимо также использовать местный строительный материал, а именно снег и лед.

В настоящее время американские гляциологи ставят перед собой задачу создания ледяных островов таких размеров и такой прочности, чтобы они выдерживали как посадку тяжелых самолетов, так и поселки с большим количеством людей[1]. Работы сейчас ведут по следующим темам.

1. Искусственное упрочение (армирование) морского льда. Цель этих работ заключается в увеличении прочности льда для того, чтобы поверхность ледяных полей в Арктике можно было использовать в качестве аэродромов. Американские гляциологи проводят опыты по применению для армирования льда папье-маше из размельченной газетной бумаги, а также опилок и древесины. В настоящее время проведены не только опыты, но и определена стоимость различных способов армирования льдов.

Получены следующие выводы. Для армирования морских льдов наиболее дешевым материалом является пульпа из газетной бумаги. Если принять стоимость этого армирования за единицу, то упрочнение льда с помощью древесного волокна и отходов канадской древесной промышленности в два раза дороже. Асбестовое волокно для армирования в четыре раза дороже. Также очень дорого тянутое стекловолокно.

2. Проектирование плавучих льдин или изготовление платформы из морского льда. Изготовляют прочные платформы из морского льда таким путем. На естественный ледяной покров намораживают морскую воду. Работы идут при температуре —20° и ниже. После высадки группы строителей, прилетающей на легком самолете, снег с поверхности морского льда сгребают в валы, которыми ограждают накачиваемую насосами воду от свободного растекания по поверхности морского льда. Намораживание производится подачей морской воды насосами и послойным намораживанием. Поступающую воду задерживают снежными дамбами, которые быстро превращаются в ледяные дамбы.

[1] Сб. «Лед и снег», под ред. У. Д. Кингери, перев. с англ. М., «Мир», 1966.

Кроме такого способа заливки в настоящее время используют намораживание пульпы из газетной бумаги. Подаваемая морская вода смешивается с тонкой размельченной газетной бумагой. Таким образом создается сочетание утолщения льда за счет поступающей морской воды и армирования его пульпой из газетной бумаги. Эту отрасль гляциологии американцы называют проектированием плавучих льдин. Сейчас организуют дальнейшие работы по изучению воздействия на эти платформы волн, температурных влияний, дрейфа и подвижки льдов.

3. Применение пенистых растворов для защиты ледяных поверхностей. Осуществление крупного строительства в арктических районах изо льда и фирна вызывает необходимость заботиться о консервации этих сооружений. Особенно остро в настоящее время встал вопрос об обеспечении круглогодичной эксплуатации аэродромов. В условиях Арктики при большой инсоляции сооружения из льда и снега быстро разрушаются. Для того чтобы противодействовать солнечной радиации, адвекции теплого воздуха, жидким атмосферным осадкам и сохранить посадочные полосы, применяются пенистые растворы, которые обладают очень малой теплопроводностью и являются консервирующим слоем для посадочной полосы. Как установлено, пенистые растворы служат вполне надежным и экономичным средством защиты ледяных аэродромов от таяния.

Следует заметить, что ледяной покров является препятствием при плавании судов, сокращает период навигации, создает угрозу различным сооружениям и судам. Поэтому разрабатываются различные методы разрушения ледяного покрова. К таким методам относится разрушение ледяного покрова с помощью ледоколов, взрывов, тепловых и химических методов, а также с использованием радиационного тепла (снижение альбедо путем зачернения поверхности).

ЛЕД ПРЕСНЫХ ВОДОЕМОВ

Возникновение льда. Льды, возникающие в результате замерзания воды, называются конжеляционными, т. е. они образовались при замерзании воды, не разделенной на капли, а находящейся в водоемах и водотоках. Лед пресных водоемов защищает реки, озера и водохранилища от сильного охлаждения и промерзания.

Возникновение первичного слоя льда из свободных кристаллов происходит при переохлаждении спокойной воды и росте на поверхности воды скелетных пластинчатых кристаллов. Кристаллы, ориентированные главной оптической осью горизонтально, быстро растут в базисной плоскости и превращаются в смерзаю-

щиеся друг с другом ледяные иглы. Другие кристаллы поворачиваются и приобретают вертикальное положение главной оптической оси к поверхности замерзания водоема. Именно эти кристаллы находятся в наиболее благоприятных условиях роста. Возникает прозрачный тонкий ледяной слой, так называемая «склянка».

В быстро текущей воде растут кристаллы, оптические оси которых не имеют предпочтительной ориентации. Возникает пористый, губчатый лед, собирающийся в округлые скопления блинчатого льда. Этот лед имеет белесоватый оттенок. Главный процесс, при котором возникают ледяные покровы озер и рек, заключается в вынужденном росте кристаллов, расположенных оптической осью перпендикулярно к поверхности замерзания, что создает параллельно-волокнистую структуру льда (Шумский, 1955).

Льдообразование на реках начинается с возникновения «заберегов». Почти одновременно на поверхности воды появляется тонкий слой ледяных кристаллов, образующих «сало». При перемешивании воды возможно возникновение кристаллов льда по всей толщине воды с образованием внутриводного и донного льда. Когда на поверхность воды начинает всплывать этот лед, то возникает «шуга».

Большинство рек средней полосы скованы зимой ледяным покровом, который изолирует воду от воздуха, нарушает газообмен, меняет кислородный и световой режим реки. В районах распространения вечной мерзлоты (Якутия, Чукотка) многие реки промерзают до дна. Промерзание начинается в октябре—ноябре, и сток прекращается на 7—8 месяцев. К востоку от Енисея зимний сток рек равен 5% от величины годового стока (табл. 13).

Таблица 13

Зимний сток крупных рек СССР (по О. А. Кеммериху, 1959)

Реки	Пункт	Сток за период декабрь—февраль, в процентах от годового стока
Северная Двина	Усть-Нимет	8
Волга	Волгоград	9
Днепр	Лоцманская Каменка	12
Обь	Салехард	8
Енисей	Игарка	6
Лена	Кюсюр	3
Индигирка	Воронцово	0
Колыма	Средне-Колымск	2

Типы пресноводных льдов. Выделяются три типа пресноводных льдов (Песчанский, 1963):

1. Поверхностный водный лед, возникший на поверхности водотоков и водоемов при понижении температуры до точки замерзания и при продолжающейся отдаче тепла от воды преимущественно в одном направлении, перпендикулярно к водной поверхности. Основная масса имеет шестоватое строение и состоит из столбчатых кристаллов. Оптические оси этих кристаллов перпендикулярны поверхности замерзания.

2. Поверхностный водно-снеговой лед, возникающий из смоченного водой снега. Этот лед непрозрачен, кристаллы льда не имеют какой-либо предпочтительной ориентации оптических осей.

3. Поверхностный водно-шуговой лед, который образуется при замерзании воды, содержащей кристаллы шуги. Водно-шуговой лед не имеет ориентированных структур.

Ледяные переправы. Ледяной покров для железнодорожных ледяных переправ впервые в России использовался в 1904 г., когда по льду озера Байкал на протяжении 45 *км* осуществлялось железнодорожное движение. В Великую Отечественную войну, во время блокады Ленинграда, существовала ледяная переправа по Ладожскому озеру длиной 80 *км*.

Ледяные переправы И. С. Песчанский делит на три типа: 1) ледяные переправы без верхнего строения (по естественному льду); 2) ледяные переправы с верхним строением; 3) ледяные железнодорожные переправы.

Устройство переправ без верхнего строения заключается лишь в заблаговременной расчистке снега, шириной 40—50 *м*, вдоль намеченной трассы для ускорения прироста толщины льда. При устройстве переправ с верхним строением сооружается настил из досок. Железнодорожные переправы по льду состоят из двух ярусов бревен, на которые укладывают рельсы.

НЕСУЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Ледяной покров рек и водоемов обладает значительной грузоподъемностью, позволяющей использовать его для транспортных и строительных целей. Широко используются ледяные переправы через реки и озера. В Сибири часто даже при наличии мостов грузовой поток в зимнее время направляется непосредственно по льду в обход моста, не говоря о бесчисленных пересечениях рек автомашинами. В последнее время несущая способность ледяного покрова начала с успехом использоваться при строительстве гидротехнических сооружений. Так, большое количество грузов при строительстве Волжской, Братской, Красноярской и других гидроэлектростанций перевозилось по льду. Со льда производилась наброска камня для перекрытия русла, выполнялись некоторые монтажные работы, устанавливались ряжи. Ледяной покров стал использоваться в качестве дополнительной строительной площадки.

Для рационального и безопасного использования ледяного покрова потребовалось изучить закономерности деформирования и

разрушения покрова под действием нагрузки и разработать методику определения величины его прогибов и несущей способности при различных видах загружения.

При плавном нагружении ледяной покров постепенно прогибается, образуя своеобразную чашу прогиба, формы и размеры которой зависят при прочих равных условиях от величины и продолжительности действия нагрузки. Если нагрузка возрастает от нуля до своего конечного значения в течение короткого времени (меньше 1 *мин*) и не превышает половины груза, способного сразу проломить лед, то прогиб ледяного покрова увеличивается примерно пропорционально нарастанию нагрузки. И если нагрузка после быстрого нарастания так же быстро удаляется, то прогибы ледяного покрова исчезают почти полностью. При увеличении нагрузки или при более длительном ее действии начинают проявляться пластические свойства льда, прогиб ледяного покрова увеличивается, и после снятия груза остается остаточный прогиб. При длительном действии нагрузки на сплошной ледяной покров без сквозных трещин наблюдаются следующие стадии деформирования в зависимости от скорости наращивания нагрузки, ее величины и времени действия: 1) стадия непрерывного нарастания деформации соответственно увеличению нагрузки; 2) стадия замедленного деформирования ледяного покрова при постоянной нагрузке; 3) стадия прогрессирующих деформаций, которая со временем приводит к пролому ледяного покрова.

Если во льду имеются сквозные трещины, проруби или груз находится около свободной кромки льда, то по мере нарастания деформации чаша прогиба заполняется водой, что способствует дальнейшей деформации.

Расчеты несущей способности ледяного покрова сводятся преимущественно к определению предельной величины одиночного груза или системы грузов с учетом предельного времени их действия, после которого начинается переход в стадию прогрессирующего деформирования и разрушения ледяного покрова, а также к расчету величины прогибов покрова.

Наиболее разработана методика расчета величины прогиба и допускаемой нагрузки на сплошной ледяной покров при кратковременном загружении, что характерно при движении по льду транспорта. В этом случае ледяное поле рассматривается как плавающая деформируемая пластина постоянной толщины. При выводе основного дифференциального уравнения изгиба пластины условно принимается, что имеется линейная зависимость между деформациями льда и вызвавшими их напряжениями, которая выражается модулем деформации льда. Фактически зависимость величины деформаций льда от напряжений имеет нелинейный характер, но, как показали эксперименты, при плавном загружении ледяного покрова такое упрощение вполне допустимо. Только приходится учитывать, что при медленном загружении модуль деформации льда существенно уменьшается (рис. 40).

При этих предпосылках уравнение изгиба ледяного покрова имеет вид

$$D\left(\frac{\partial^4 W}{\partial x^4}+2\frac{\partial^4 W}{\partial x^2 y^2}+\frac{\partial^4 W}{\partial y^4}\right)=q(x, y)-KW,$$

где W — прогиб ледяного покрова; $q(x, y)$ — нагрузка; K — коэффициент, равный объемному весу воды; D — жесткость ледяного покрова.

$$D=\frac{Eh^3}{12\,(1-\mu^2)}$$ — для однородного покрова,

$$D=\int_{h_2}^{h_1}\frac{E(z)}{1-\mu^2}z^2dz,$$ — для неоднородного покрова,

где $E(z)$ — функция, отображающая изменение модуля деформации по толщине льда, в том числе за счет разности температуры; h — толщина ледяного покрова; h_1 и h_2 — расстояния от нейтрального слоя до нижней и верхней поверхности покрова; μ — коэффициент бокового расширения.

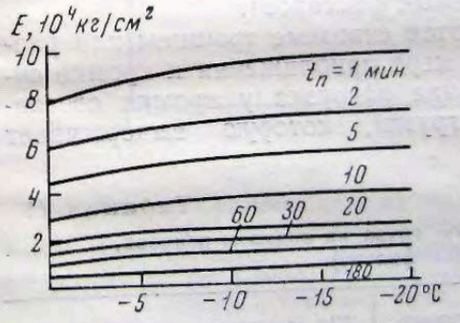


Рис. 40. Расчетный модуль деформации прозрачного льда в зависимости от температуры и продолжительности периода наращивания нагрузки (по Д. Ф. Панфилову)

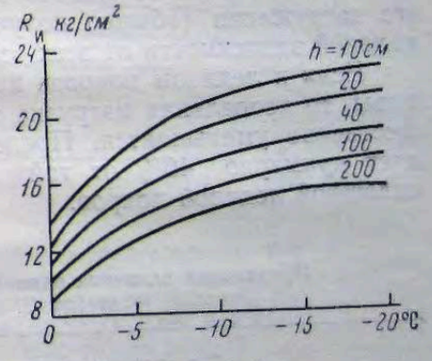


Рис. 41. Нормативное сопротивление прозрачного ледяного покрова растяжению (по П. Д. Панфилову), h — толщина ледяного покрова, *см*

Решая это уравнение для конкретных видов загружения, получают формулу для определения величины прогибов, изгибающих моментов, поперечных сил и напряжений в ледяном покрове.

Предельно допустимая нагрузка на ледяной покров определяется из условий достижения в наиболее напряженных точках предела прочности льда с учетом возможной неоднородности льда. Это условие принимается в виде следующего неравенства:

$$\sigma_1-\gamma\sigma_2\leqslant\frac{m}{n}K_0R_н,$$

где σ_1 и σ_2 — главные напряжения в опасной точке; $\gamma = \frac{R_р}{R_{сж}} \approx 0{,}35$ — отношение предела прочности льда при растяжении к пределу прочности при сжатии; m — коэффициент условий работы, учитывающий возможные отклонения в действительной схеме работы ледяного покрова от принятой в расчете; n — коэффициент перегрузки, учитывающий возможное отклонение фактических нагрузок в неблагоприятную сторону по сравнению с нормативными значениями; K_0 — коэффициент однородности, учитывающий возможные понижения прочности льда по сравнению с нормативной; $R_н$ — нормативное сопротивление льда на растяжение при изгибе (рис. 41).

Исходя из указанного неравенства формулы для определения предельной расчетной нагрузки на ледяной покров получаются в виде

$$P \leqslant \frac{mK_0R_н}{n} \cdot \frac{h^2}{f(g, D)},$$

где h — толщина ледяного покрова, $f(g, D)$ — коэффициент, учитывающий жесткость ледяного покрова и конкретные условия его загружения (обычно получается в виде сложной функциональной зависимости от всех основных факторов).

Если в ледяном покрове имеются сквозные трещины или разрывы, то предельная нагрузка по мере приближения к кромке существенно уменьшается. Предельная нагрузка у кромки составляет примерно 40% от той нагрузки, которую выдерживает сплошной ледяной покров.

Таблица 14

Предельная величина одиночного груза на ледяном покрове, m (по Д. Ф. Панфилову)

Толщина льда, *см*	При кратковременном загружении		При загружении в течение 100 *час*	
	на сплошном покрове	на кромке льда	на сплошном покрове	на кромке льда
20	2,5	0,8	0,9	0,3
40	9,2	3,0	3,3	1
60	20	7	7	2
80	33	11	12	4
100	50	17	18	3
150	107	36	39	13
200	180	60	65	22

Расчет ледяного покрова на длительное действие нагрузки значительно усложняется из-за необходимости учета пластических деформаций, переменности модуля деформации льда и снижения прочности льда. Для приближенных расчетов используются коэффициенты снижения несущей способности ледяного покрова в зависимости от продолжительности действия нагрузки (рис. 42). В этом случае вначале определяется предельная кратковременная нагрузка на сплошной ледяной покров, исходя из

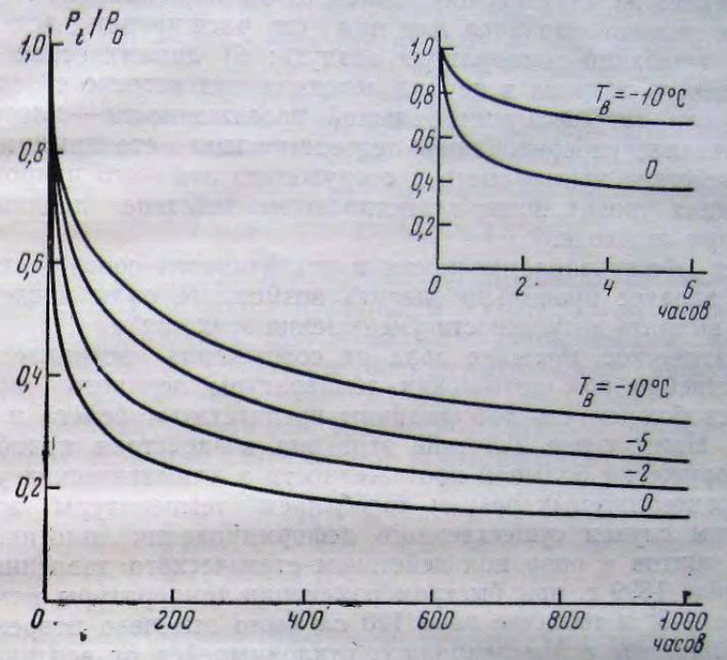


Рис. 42. Снижение несущей способности ледяного покрова при длительном действии нагрузки:
P_0 — предельная нагрузка при кратковременном действии нагрузки (до 1 *мин*); P_t — предельная нагрузка при действии нагрузки в течение t часов; Т — температура воздуха

теории изгиба линейно-деформируемой плавающей пластины, а затем полученный результат уменьшается путем умножения его на соответствующий поправочный коэффициент.

Ориентировочные значения предельной нагрузки, при которой образуются первые трещины в ледяном покрове, приведены в табл. 14.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА НА ОПОРЫ МОСТОВ И ГИДРОТЕХНИЧЕСКИЕ СООРУЖЕНИЯ

Опоры мостов, водозаборные сооружения, плотины и другие гидротехнические сооружения подвергаются воздействию ледяного покрова в зимний и весенний периоды. Особенно тяжелым является ледовый режим рек Севера и Сибири, обладающих проч-

ным ледяным покровом значительной толщины и мощным весенним ледоходом, протекающим при исключительно высоких горизонтах с образованием заторов.

Различают следующие виды воздействия льда на инженерные сооружения: а) статическое давление, возникающее при формировании ледяного покрова или при его расширении вследствие резких колебаний температуры воздуха; б) динамическое давление ледяного покрова в период ледохода при встрече с опорами мостов или сооружениями большой протяженности — плотинами, перемычками, набережными, ледозащитными стенками и т. д.; в) воздействие примерзшего к сооружению ледяного покрова при колебаниях уровня воды; г) истирающее действие ледяного покрова при ледоходе.

Для обеспечения прочности и устойчивости сооружений требуется заранее правильно оценить возможные силы воздействия льда и выявить возможности уменьшения этих сил.

Статическое давление льда на сооружения возникает преимущественно при повышении температуры ледяного покрова, когда свободным его деформациям препятствуют берега и сооружения. Наибольшее значение этот вид воздействия приобретает для сооружений большой протяженности в климатических условиях, характеризуемых резким колебанием температуры воздуха. Известны случаи существенного деформирования плотин, перемычек, щитов и опор под действием статического давления. Так, в феврале 1899 г. при быстром изменении температуры воздуха с —22 до —8° и толщине льда 120 *см* было отмечено повреждение льдом плотины в Миннеаполисе, отклонившейся от вертикали на 25—30 *см*. Часть плотины затем разрушилась. По подсчетам давление льда достигало 1,7 *кг/см*^{2} (Комаровский, 1933).

Величина статического давления льда зависит прежде всего от диапазона и скорости повышения температуры льда. Наиболее интенсивные изменения температуры льда наблюдаются в самом верхнем слое. По мере удаления от верхней поверхности изменение температуры происходит с запаздыванием и уменьшается по скорости. Амплитуда суточных колебаний температуры льда на глубине 10 *см* обычно не превышает 50% амплитуды температуры воздуха, а до глубины 35 *см* доходит только 25% этой амплитуды. Так, при быстром повышении температуры воздуха на 20° температура льда на глубине 35 *см* повышается в течение суток на 5°. Соответственно уменьшению скорости повышения температуры с глубиной уменьшается и статическое давление.

Давление льда можно определить исходя из того факта, что температурное расширение ледяного покрова с защемленными краями должно все время компенсироваться соответствующими деформациями покрова. Это значит, что величина свободного температурного расширения ледяного покрова должна равняться величине деформации покрова под действием возникающих сил давления.

Скорость линейного расширения льда равна

$$\dot{\varepsilon} = \alpha \frac{d\theta}{dt},$$

где α — коэффициент линейного расширения льда, который в интервале от 0 до —20° равен $5{,}5 \cdot 10^{-5}$ 1/*град*; $\frac{d\theta}{dt}$ — скорость изменения температуры льда, *град/час*.

Скорость относительной деформации льда при двухстороннем сжатии выражается зависимостью (Войтковский, 1961):

$$\dot{\varepsilon} = \frac{K}{1+|\theta|} \cdot \frac{\sigma^2}{10{,}4} \cdot \left(1 + \frac{0{,}5t_0}{1+0{,}5t}\right),$$

где $K = (2 \div 9) \cdot 10^{-5}$ *см*$^4 \cdot$ *град/кг*$^2 \cdot$ *час* — коэффициент ползучести льда, зависящей от его структуры; θ — температура льда, *град*; σ — напряжение сжатия; $t_0 = 5$—30 *час* — эмпирический коэффициент, зависящий от структуры льда и повторности нагружения; t — время от начала загружения в 1 *час*.

Приравнивая указанные уравнения получаем формулу для определения величины статического давления льда:

$$\sigma = \sqrt{\frac{10{,}4}{1+\frac{0{,}5t_0}{(1+0{,}5t)^2}} \cdot \frac{1+|\theta|}{K} \alpha \cdot \frac{d\theta}{dt}},$$

где t — время от начала повышения температуры льда.

Например, требуется определить статическое давление ледяного покрова толщиной $h = 50$ *см* при быстром повышении температуры воздуха от —15 до 0° спустя $t = 5$ *час* после начала повышения температуры.

Примем, что средняя температура ледяного покрова $\theta_{ср} = -5°$, $\frac{d\theta_{ср}}{dt} = 0{,}3$ *град/час*, $K = 4 \cdot 10^{-5}$; $t_0 = 20$ *час*.

$$\sigma_{ср} = \sqrt{\frac{10{,}4}{1+\frac{0{,}5 \cdot 20}{(1+0{,}5 \cdot 5)^2}} \cdot \frac{1+5}{4 \cdot 10^{-5}} \cdot 5{,}5 \cdot 10^{-5} \cdot 0{,}3} = 3{,}8 \text{ кг/см}^2.$$

Для более точных расчетов требуется учитывать изменение давления по толщине ледяного покрова с учетом распространения во льду волны повышения температуры. Следует также учитывать, что при берегах, допускающих деформацию или «частичное» выползание льда на берег, величина давления будет меньше, чем по формуле, выведенной из условия жесткого закрепления ледяного покрова.

При полевых определениях было установлено, что статическое давление имеет порядок 0,5—3 *кг/см*^{2} при берегах, допус-

кающих деформацию, и до 6 *кг/см*^{2} при крутых скалистых берегах.

Характер взаимодействия движущегося ледяного покрова с опорами мостов зависит от размеров, запасов кинетической энергии и прочности льдин и от размеров и формы опоры. При движении больших ледяных полей опора прорезает ледяное поле, вызывая его растрескивание и разрушение перед опорой. Малые льдины, встретившись с опорой, испытывают местное смятие в точке удара, а затем раскалываются или, исчерпав имеющийся запас кинетической энергии, останавливаются, разворачиваются течением и уносятся в пролет моста.

Величина динамического давления льда на опоры зависит также от ветра, который может изменить скорость движения льдины, степени насыщения зеркала реки льдом, податливости опоры и шероховатости его поверхности и ряда других факторов.

Давление льда на опору, возникающее при прорезании сплошного ледяного поля, определяется по формуле (Коржавин, 1962, 1967):

$$P_1 = mAR_pBh,$$

где R_p — предел прочности льда при раздроблении с учетом местного смятия льда; при отсутствии экспериментальных данных принимается равным 7,5 *кг/см*^{2} в начальной стадии ледохода, а при наивысшем уровне ледохода — равным 4,5 *кг/см*^{2}: B — ширина опоры; h — толщина ледяного покрова; m — коэффициент, учитывающий форму опоры (от 0,6 для резко заостренной опоры до 1,0 для опоры с плоской передней гранью); A — коэффициент, учитывающий физико-географические условия района (от 0,75 для рек в южных районах до 2,25 для рек на Крайнем Севере).

Усилия, возникающие при ударе ледяного поля о вертикальную опору с последующей его остановкой, оценивают по зависимости

$$P_2 = F_{см}R_pm,$$

где $F_{см}$ — площадь соприкасания льдины и опоры.

Определение динамического давления льда на опоры с наклонной гранью, сооружения сложной конфигурации и сооружения большой протяженности осложняется необходимостью учета конкретных условий взаимодействия льдин с сооружениями.

Нет также единой методики для определения сил воздействия примерзшего к сооружениям ледяного покрова при колебаниях уровня воды и истирающего действия движущегося относительно сооружения льда. Ряд вариантов сложных случаев взаимодействия ледяного покрова с сооружением рассмотрен в работе К. Н. Коржавина (1961), там же дана сводка предлагаемых методов расчета усилий, которые действуют на сооружения при их взаимодействии с ледяным покровом.

ЛИТЕРАТУРА

Кеммерих О. А. Реки зимой. «Природа», 1959, № 1.

Комаровский А. Н. Действие ледяного покрова на сооружения и борьба с ним, ч. 2. М., 1933.

Коржавин К. Н. Воздействие льда на инженерные сооружения. Новосибирск, 1962.

Коржавин К. Н. Обоснования проекта новых норм по учету ледовых нагрузок на опоры мостов. «Тр. НИИЖТ», вып. 6, 1967.

Панфилов Д. Ф. Приближенные формулы для определения несущей способности льда. «Тр. координационных совещаний по гидротехнике», вып. 10, 1964.

Песчанский И. С. Ледоведение и ледотехника. Л., «Морской транспорт», 1967.

Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955.

ГЛАВА IX

НАЛЕДИ

Наледи (по-якутски «тарыны») издавна привлекали внимание ученых. Такие выдающиеся исследователи Сибири и Дальнего Востока, как В. Ф. Врангель, А. Ф. Миддендорф, В. А. Обручев и другие, не оставили без внимания это явление. Интерес к наледям не ослабевает, а в последнее время, в связи с хозяйственным освоением территории Сибири и Дальнего Востока, еще больше возрос.

Впервые научное определение понятия «наледь» дал М. И. Сумгин в 1927 году. Последующими работами А. М. Чекотилло, А. А. Цвид и других оно было расширено.

В. Р. Алексеев и О. Н. Толстихин (1969) предлагают под наледью понимать ледяное тело, являющееся продуктом замерзания речных или подземных вод, излившихся на поверхность льда, земли или крупных полостей в горных породах (пещер, штолен и т. п.) вследствие естественной разгрузки подземных вод или промерзания водоносного тракта. Возникновение наледей может быть также связано с хозяйственной деятельностью человека.

Главный признак, характеризующий наледи,— их слоистость, результат послойного накопления. В отличие от ледников, формирующихся главным образом из снега, и повторно-жильных льдов, которые образуются преимущественно за счет поверхностных вод, наледи по происхождению представляют собой смешанный тип льда.

К наледным процессам относится образование и разрушение наледей (излияние на дневную поверхность и растекание по наледному ложу или льду подземных или поверхностных вод, их замерзание, метаморфизация наледного льда, его таяние и разрушение).

По генезису наледи разделяются на три типа: 1) наледи поверхностных вод (речных или подмерзлотных вод); 2) наледи подземных вод (грунтовых или надмерзлотных вод); 3) наледи смешанные (речных и грунтовых вод).

По положению наледи различают наземные и подземные. По длительности же существования бывают сезонные и многолетние наледи. Речные наледи образуются зимой при промерзании русла реки в области распространения многолетнемерзлых пород. Подземные наледи сопровождаются приподниманием почвы и подпочв, что ведет к образованию гидролакколитов, разрывающихся под напором льда с сильным треском и выбрасыванием фонтана воды, а иногда глыб почвы и льда. Трещины возникают в процессе образования наледи и в результате ее разрушения. Широко распространены смешанные наледи.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ НАЛЕДЕЙ

Наледи имеют широкое распространение в Восточной Сибири, Предбайкалье и Забайкалье, на Северо-Востоке и Дальнем Востоке СССР. В Предбайкалье и Забайкалье наледи особенно широко распространены. Крупных размеров достигают наледи, формирующиеся за счет поверхностных и мощных грунтовых потоков. Наледи подземных вод многочисленны, но они имеют меньшие размеры и приурочены к тектоническим разломам.

В Предбайкалье на территории Иркутской области вследствие суровых климатических условий, которые обусловливают глубокое промерзание почвы зимой, сохранение многолетнемерзлой зоны, промерзание рек на мелководных участках, также развиты наледные явления. Наиболее распространены здесь речные наледи, которые встречаются почти на всех реках. Образование их связано с перемерзанием рек и выходом воды, поступающей с верховьев, на поверхность льда, а также низкими температурами, незначительным снежным покровом, малым дебитом потока и близким залеганием к поверхности водонепроницаемого слоя.

Помимо речных наледей встречаются грунтовые и смешанные. На основании анализа наледных явлений В. И. Казимиров, В. Г. Симов (1969) на территории области выделяют несколько районов.

В первый район входит большая часть бассейна рек Лены и Ангары (H=400—600 *м*). Мощность наледей достигает 1 *м*.

Второй район занимает бассейн Верхней Лены (за исключением верховьев самой реки) до устья р. Таюра, бо́льшую часть бассейна реки Киренги, почти полностью бассейны рек Куды, Хайта, Ушаковки, часть бассейна Иркута (H=600—1000 *м*). Мощность наледей — до 2 *м*.

Третий район распространяется почти на все Патомское и Северо-Байкальское нагорье и бассейны Мамы, Мамакана, Большой Чуи, верхнего течения Чая, нижнего течения Витима, бассейна Большого Патома, Жуи (H=1000—2000 *м*). Мощность наледей до 3 *м*.

Четвертый район занимает верховья рек, текущих с Саян и Байкальского хребта (притоки верхней Лены, Киренги, верховья

Иркута, Китоя, Белой, Уды, Бирюсы, Оки (H=2000—3000 *м*). Мощность наледей более 3 *м*.

В Забайкалье наледные явления развиты в пределах Станового нагорья. Еще в 1865 г. участник Витимской экспедиции И. А. Лапатин отмечал, что долина р. Талой в средней и нижней частях лишена леса, причиной чего он считал наледи, покрывающие дно долины. Н. М. Козьмин и С. Я. Подъяконов (1892—1903) упоминают о громадных наледях в верховьях р. Чары и бассейна р. Олекмы. Однако лишь в последние годы В. С. Преображенским, И. А. Некрасовым, С. И. Заболотником и другими были исследованы наледи восточной части Станового нагорья (хребет Удокан, Чарская котловина и прилегающие к ней склоны хребта Кодар).

По данным И. А. Некрасова (1969), в восточной части Станового нагорья зафиксировано 125 наледей общей площадью 76,56 *км*². Наиболее широко распространены наледи с площадью от 0,10 до 0,50 *км*². Имеются и крупные наледи — площадью более 4,2 *км*², которые образуются ежегодно в долине р. Сюльбан (одна — длиной 8,4 *км*, а другая — 24,0 *км*) и в пределах Чарской впадины, а также на р. Читканда (приток р. Калар).

Основная часть наледей формируется в русловой и прирусловой частях долин разных водотоков. Иногда наледи создают непрерывную цепочку длиной в сотни километров. Большинство наледей располагается в интервале высот до 1250 *м*. В верховьях р. Сюльбан отмечена наиболее высоко лежащая наледь (1640 *м*).

Наблюдения, проведенные за двумя крупными наледями в пределах хребта Удокан (наледь Нижне-Ингамакитская и наледь на р. Наминга), показывают, что они формируются в основном в первую половину зимы. К концу января их объем превышает 60% от максимального, который в конце первой декады мая 1962 г. составил 6,3 млн. *м*³. (табл. 15). Площадь наледи составляла 258 *км*² при мощности свыше 3 *м*, а иногда и 5 *м* (Некрасов, 1969).

Таблица 15

Распределение наледей Станового нагорья по высоте (по данным И. А. Некрасова)

Абсолютная высота, *м*	Число наледей	Наледи, процент от общего числа	Площадь наледей		
			суммарная		средняя, *км*²
			*км*²	процент от общей	
До 750	12	9	21,45	28	1,79
От 750 до 1000	39	32	19,97	26	0,51
От 1000 до 1500	26	21	13,70	18	0,53
От 1500 до 1640	4	3	0,56	1	0,14
Выше 1640	нет	—	—	—	—
Всего	125	100	76,56	0,61	100

Формирование Нижне-Ингамакитской наледи, изучавшейся с помощью детальных буровых и геофизических работ, связана с потоком подземных вод, заключенных в толще рыхлых отложений. Динамика подземных вод в свою очередь определяется строением коренного ложа, которое на участке формирования наледи представлено «подземным» ригелем, уменьшающим сечение рыхлых четвертичных отложений. В силу этого почти все воды подруслового талика выходят на поверхность. При буровых работах в прирусловой части долины на участке выше наледи было обнаружено отсутствие многолетнемерзлых пород и выявлен сквозной пойменный талик. Наибольшую ширину (900 *м*) талик имеет в 1,5 *км* выше наледи, на участке массовой разгрузки подземных вод. Ниже по течению талик постепенно сужается и сходит на нет. В окружающих же долину горных грядах повсеместно распространены многолетнемерзлые породы, мощность которых в осевых частях превышает 900 *м*. Отсутствие многолетнемерзлых пород объясняется относительно высокой температурой горных пород (от —1,3 до —2,0°) дна долины, наиболее же низкие многолетние температуры мерзлых пород — от —3,8 до —5,0°.

Как своеобразный наледный регион, охватывающий Алданское нагорье, следует особо выделить **Южную Якутию**, где условия формирования и морфология наледей иные, чем в Сибири и на Дальнем Востоке. В пределах Южной Якутии широко распространены многолетнемерзлые горные породы, что является следствием низких среднегодовых температур воздуха и продолжительной зимы. В Южной Якутии встречаются все типы наледей. Ключевые наледи развиты в днищах сравнительно небольших рек и речек. В морфологическом отношении ключевые наледи представляют собой расширенные участки днищ речных долин, характеризующиеся плоским или западинно-бугристым рельефом и отсутствием поймы и речных террас. Растительность здесь представлена, как правило, зарослями низкорослых кустарников.

По данным С. Е. Суходольского (1969), наледь в долине р. Унгры имела объем около 13 млн. *м*³ (мощность 2—2,5 *м* и протяжение 30 *км*). С. М. Фотиев (1969) обнаружил сеть крупных наледей в долине р. Верхняя Нерюнгра. К весне эти наледи сливаются в единое ледяное поле длиной около 40 *км* и шириной от 300 до 500 *м*.

В. Г. Алексеевым в верховьях р. Большая Хатыми зафиксирована наледь протяженностью 6 *км* при ширине 400—500 *м*. Подобные размеры наледей встречаются и в других районах Южной Якутии.

Исследованиями установлено, что размеры и формы наледей подмерзлотных вод находятся в прямой зависимости от дебита источников и формы речной долины, в которой они образуются. Мощность наледей этого типа колеблется от 3 до 5 *м*, но на некоторых наледях она достигает 10 *м*. Наблюдения за наледями пока-

зывают, что некоторые из них при благоприятных климатических условиях могут не стаивать в течение нескольких лет. В пределах Южной Якутии наледи начинают формироваться в начале ноября, что связано с наступлением холодов, и прирост наледей подмерзлотных вод происходит наиболее интенсивно в первую половину зимы.

Ключевые наледи распространены почти повсеместно, исключением является лишь северный склон Алданского щита, где многолетнемерзлые породы встречаются отдельными пятнами в днищах глубоко врезанных долин. В силу же геологического строения, т. е. глубокого погружения кристаллических пород, служащих водоупором, уровень подземных вод нигде не вскрывается днищами речных долин. Разгрузка же подземных вод происходит вне этого района. В долинах боковых притоков Алдана при близком залегании водоупора разгрузка подземных вод сопровождается образованием крупных и многочисленных наледей.

В пределах аллювиальных равнин наледи не встречаются в связи с тем, что здесь выходу подземных вод препятствуют многолетнемерзлые породы, мощность которых достигает 150—200 *м*. Небольшие наледи встречаются по периферии аллювиальных равнин, где проходят тектонические швы мезозойских грабенов. Формируются наледи за счет глубинных подземных вод, выходящих по узким таликовым щелям.

В. Г. Алексеев отмечает, что на остальной территории Южной Якутии наледные процессы связаны в основном с развитием крупых тектонических нарушений, к которым приурочены выводящие сквозные талики. Следует также отметить, что наледность района связана с новейшими тектоническими движениями.

Наледей надмерзлотных вод в Южной Якутии меньше, чем наледей смешанных и ключевых. В. Г. Алексеев объясняет это тем, что к началу сильных морозов сезоноталый слой на большей части осушается и промерзание поверхностных отложений не сопровождается изливанием грунтовых вод на поверхность. В днищах же долин, где обводненность сезонноталых пород значительная и почти постоянная в течение зимнего периода, снеговой покров препятствует интенсивному промерзанию и способствует постепенному отжиманию грунтовых вод в русла ближайшего водотока. Таким образом, местом для формирования грунтовых наледей являются русла небольших рек и ручьев.

Во время сильных морозов, когда воды речек и ручьев полностью промерзают, наблюдается наиболее интенсивный выход грунтовых вод на поверхность. Происходит это потому, что грунтовые воды, которые стекают со склонов, скапливаются в таликовой подрусловой зоне, в силу чего создается большой гидравлический напор. При усилении морозов напряжение замкнутого водоносного талика разрешается выходом грунтовых вод в аллювиальные береговые отложения, в результате чего формируется наледное тело (Алексеев, 1969). Эти наледи, как правило, небольшой мощности (0,8—1 *м*). Они редко выходят за пределы поймы и русла. Вдоль долины эти наледи протягиваются на 5—10, а иногда и 15 *км*. Чаще всего встречаются они в верховьях небольших рек и преимущественно в районах глубокого летнего оттаивания пород.

Для образования смешанных наледей в районе Южной Якутии необходимым условием является наличие водоупора под руслом реки в виде многолетнемерзлых толщ или в виде плотных горных пород. В силу этого смешанные наледи приурочены к верховьям речных систем. Наледи смешанного типа располагаются в пределах поймы и русла. Формирование их начинается в ноябре. Мощность их достигает 1,5—2 *м* при длине 4—5 *км*.

В Центральной Якутии наледные образования также довольно обычны. Здесь распространены наледи значительных размеров, примером которых может служить наледь Улахан-Тарын, расположенная в долине р. Улахан-Тарын — правого притока р. Лены. Она образуется за счет замерзания выходящих на поверхность многочисленных источников подземных вод. Наледь заполняет долину на протяжении 3 *км*. Мощность ее в конце зимы достигает 2—3 *м* и более.

Наледи в долине р. Вилюй и бассейне р. Оленек известны еще не полностью.

На севере Средне-Сибирского плоскогорья наледи и образующие их источники встречаются на склонах трапповых возвышенностей и в местах пересечения речных долин тектоническими нарушениями. Наледные источники имеют атмосферное питание, их дебит зависит от времени года и во многих случаях — от количества выпадающих осадков.

На Северо-Востоке СССР, в пределах Верхояно-Колымских гор, наледи имеют также широкое распространение и диапазон их вертикального распределения очень велик. Здесь зарегистрировано около четырех тысяч тарынов. Их длина от 100 *м* до 90—100 *км*, ширина—от нескольких метров до 3—5 *км*, а мощность—от 0,5 до 10—12 *м*. При средней мощности тарынов 2,5 *м* объем заключенного в них льда составляет около 25 *млрд./м*^{3} (Симаков, 1959).

Гидрогеологическими и геологическими исследованиями последних лет в этом районе установлена связь гигантских наледей с неотектоникой и с древним оледенением. Н. М. Никитиной и О. Н. Толстихиным (1969) было проанализировано распределение наледей в горной цепи Черского, на северном склоне хребта Сунтар-Хаята, в пределах Момского и Верхоянского хребта и других. В результате было установлено, что на западном склоне Верхоянского хребта наледи распространены на высоте до 1000 *м*, причем бо́льшая часть их сосредоточена в интервале 250—450 *м*. Преобладают наледи площадью до 1 *км*^{2}, однако по мере увеличения абсолютных отметок наблюдается незначительное снижение средних площадей наледей.

На восточном склоне Верхоянского хребта, по данным тех же исследователей, наледи распространены на высотах от 200 до 1200 *м* (максимальная же их встречаемость наблюдается в интервале 650—950 *м*). Преобладают наледи площадью 1—2 *км*². В Южном Верхоянье, где высота хребтов 1900—2500 *м*, наледи распространены на высотах от 200 до 1400 *м*. Интервал их максимального распространения сильно растянут и приурочен к высотам 450—1050 *м*. Преобладают наледи размером до 0,5 и от 1 до 2 *км*².

На хребте Сунтар-Хаята (2000—2500 *м*) наледи приурочены к северному склону и распространены на высоте 800—1600 *м*. Максимальная же встречаемость наледей приходится на интервал 1000—1300 *м*. Преобладающая площадь наледей 1—3 *км*², которая по мере увеличения отметок постепенно возрастает. Это объясняется тем, что в хребте Сунтар-Хаята развиты ледники, которые обеспечивают восполнение ресурсов подрусловых вод, питающих наледи, а также значительной долей снега в сложении наледей. Высокогорные районы с коротким и холодным летом способствуют сохранению наледей.

В горах Черского, вершины которых поднимаются выше 2000 *м* (гора Победы — 3147 *м*), наледи распространены на высоте от 200 до 1400 *м*. Максимальное их количество развито в интервале высот 800—1100 *м*. В Центральной части хребта Черского на Ингода-Оленгуйском междуречье (в бассейне притоков р. Ингоды — речек Красная Гнилушка, Житкомыл, Супчугур, Б. Улентуй и др.), по данным С. Д. Невского, И. А. Некрасова (1969), ежегодно формируется около 150 наледей объемом от нескольких десятков до нескольких миллионов кубических метров. Средняя мощность льда наледей составляет 0,67 *м*, максимальная же редко превышает 2,0 *м*. В некоторых же случаях они достигают 4,5 *м*. Бóльшая часть наледей занимает площадь от 0,1 до 0,5 *км*².

В формировании наледей Ингода-Оленгуйского междуречья участвуют воды различного генезиса. Следует заметить, что речные и грунтовые наледи встречаются весьма редко. Зато ключевые наледи встречаются довольно часто. Наиболее распространены смешанные наледи, формирующиеся за счет вод подрусловых таликов, подпитываемых подмерзлотными водами. Этому способствует высокая степень прерывистости многолетнемерзлой толщи района. Размеры таких наледей обычно максимальные. Исследованиями установлено, что этому району присуща чрезвычайно высокая изменчивость площадей наледей от года к году, связанная как с климатическими вариациями, так и с деятельностью человека.

В Охотио-Колымском нагорье в среднем течении р. Анмангында развивается гигантская наледь. Для района характерна суровая зима и короткое холодное лето с избыточным увлажнением. Объем льда наледи превышает 10 млн. *м*³. Длина ее в момент наибольшего развития около 7 *км*, средняя ширина 900 *м*, мощность льда в отдельных точках достигает 8 *м* (в среднем 1,7 *м*).

П. Ф. Швецов и В. П. Седов, исследовавшие гигантские наледи хребта Тас-Хаяхтах, пришли к выводу, что все гигантские ледяные поля обязаны своим происхождением мощным источникам глубинных подмерзлотных вод. А. И. Калабин же считает, что в большинстве случаев формирование наледей этого типа происходит за счет надмерзлотных и подмерзлотных вод.

Наледь Анмангында является многолетней, так как она частично остается до следующей зимы из года в год. Н. А. Букаев, исследовавший наледь Анмангында, делает вывод, что в образовании наледи решающая роль принадлежит подмерзлотному источнику. Вода выходит из русловых галечников в 300—400 *м* выше верхнего края наледи с дебитом более 500 *л/сек*. Интенсивный рост наледи начинается с момента образования и продолжается до конца февраля. К этому времени успевают сформироваться 85% площади, остальные 15% образуются в течение 2—2,5 месяцев. Максимальных размером (8—10 млн. *м*³ льда) наледь достигает обычно к маю. Изменение объемов льда наледи в многолетнем разрезе варьирует в пределах 8—12%.

Наледи развиты также и в **Тянь-Шане.** Здесь в связи с суровыми климатическими условиями в высокогорном поясе (выше 3000 *м*) распространены многолетнемерзлые горные породы. Для них характерно обилие таликов. Сквозные талики приурочены к тектоническим разломам, по которым часто выходят подмерзлотные воды, крупным озерам и некоторым долинным ледникам. С многолетней мерзлотой или глубоким сезонным промерзанием связаны криогенные явления, среди которых выделяются наледи. Еще около 100 лет тому назад наледи привлекали внимание одного из пионеров исследования Тянь-Шаня — А. В. Каульбарса.

Л. Г. Бондарев и А. П. Горбунов (1969) указывают, что наледи в Тянь-Шане встречаются обычно на высоте 2500—4000 *м*. Но в связи с малой изученностью наледных процессов генезис их еще недостаточно выяснен. Сейчас выделяют на Тянь-Шане четыре типа наледей: ледниковые, речные, ключевые и наледи тающего зимнего снега.

Наледи создают большие затруднения при эксплуатации различных сооружений в районах вечной мерзлоты. Они часто появляются в таких местах, где их раньше не было, и связано это с тем, что при строительстве были нарушены мерзлотногрунтовые условия данной территории. Наледи портят земляное полотно автомобильных и железных дорог, деформируют и разрушают мосты и трубы, а также здания. Они создают угрозу и крупным населенным пунктам. Так, например, зимой 1960/61 г. в Иркутске в результате перемерзания р. Ушаковки образовалась наледь площадью 282 000 *м*². Излившаяся вода затопила многочисленные постройки на левом берегу реки. Мощность наледного льда соста-

вила в среднем 1 *м*, а местами достигала 2,5 *м*. В отдельные годы в наледный лед вмерзают автомашины, тракторы, бульдозеры, останавливается движение поездов.

В. П. Алексеев совместно с В. А. Усовым в 1960 г. провели обследование наледей от пос. Чульман до ст. Большой Невер. Они утверждают, что причиной образования искусственных наледей обычно служит полотно грунтовой дороги, выступающее в роли мерзлотного пояса, заложенного поперек долины или вдоль склона, и препятствующее движению потока грунтовых вод. Появление наледи грунтовых вод у дороги, как правило, наблюдается в конце декабря — начале января. К этому же времени относится и формирование серии бугров пучения, располагающихся обычно вдоль грунтовой дороги. Наиболее активно наледообразующий процесс протекает в марте, когда происходит слияние сезонноталого и многолетнемерзлого слоев. Тогда долины обычно заполняются наледным льдом и потоки грунтовых вод заливают дорогу, мосты и отводные кюветы. Напряжения, возникающие в водоносном слое, достигают максимума и нередко приводят к взрывам наледных бугров и резким деформациям встречающихся в зоне наледообразования инженерных сооружений.

В связи с тем что наледные воды выступают на поверхность по пути наименьшего сопротивления, выводящими каналами иногда служат различные утепленные или обогревающие постройки. Так, в декабре 1959 г. надмерзлотные воды ворвались в жилой дом пос. Делегатка, находившийся в зоне действия наледи, и поступали в него через пол в течение семи суток. Приток воды прекратился, когда открыли отдушину в завалинке и проморозили основание фундамента.

Особенно часто в зоне действия наледей деформируются мостовые переходы. Обычно деформация начинается, когда русло ручья перемерзает и перед дорогой образуется наледный бугор. Рост бугра в вертикальном и горизонтальном направлениях сопровождается поднятием торфяной или минеральной подстилки, в которые погружены мостовые опоры. В результате мост со стороны бугра приподнимается и сдвигается вниз по течению реки. Летом после оседания бугра узлы моста разрушаются, и он приходит в негодность. Известны случаи, когда на наледных участках приходилось почти ежегодно перестраивать мосты, менять водопропускные трубы, осуществлять капитальный ремонт дорожной одежды. Расходы на эти работы в общей сложности исчисляются десятками миллионов рублей.

МЕРЫ ЗАЩИТЫ ОТ НАЛЕДЕЙ

В связи с хозяйственным освоением территории Восточной Сибири и Дальнего Востока защита различных сооружений от разрушительных воздействий наледей является одной из важных проблем инженерной гляциологии. В настоящее время разработано много способов борьбы с наледями. Остановимся на рассмотрении наиболее распространенных способов защиты.

А. М. Чекотилло (1946) предложил следующие меры борьбы с наледями.

Осушение местности. С помощью открытых канав, лотков, траншей удаляют воду, которая является основной причиной возникновения наледей.

Сооружение временных и постоянных мерзлотных поясов. Для этого закладывают неглубокую, но широкую канаву (3—5 *м*) поперек направления потока грунтовых вод, освобожденную от растительного покрова и снега, которые являются теплоизоляционной толщей. Такой пояс промерзает скорее, чем окружающий грунт, и мерзлая перемычка преграждает путь грунтовым водам, так как наледи образуются у мерзлотного пояса (рис. 43). Весной такой мерзлотный пояс укрывают для летней консервации мерзлоты склоноизолирующим слоем мха или торфа толщиной 30—40 *см*.

Устройство заграждений в виде насыпей, бревенчатых срубов, расположенных поперек потока наледной воды с таким расчетом, чтобы вся наледная вода задерживалась насыпью.

Расширение скальных выемок в откосах со стороны источника воды, создающего наледь, с таким расчетом, чтобы наледная вода могла свободно уходить, не распространяясь на полотно дороги.

Отвод наледной воды, который заключается в сооружении утепленных термоизолирующим материалом (мох, торф, снег) канав, ручьев, кюветов.

Перенос сооружений. В особо сложных случаях, когда борьба с наледями указанными выше пятью способами, невозможна, следует переносить сооружения в безопасное место.

Н. Ф. Савков, А. П. Казаков (сотрудники Омского филиала СоюздорНИИ) разработали ряд противоналедных устройств. По принципу действия эти устройства можно разделить на две группы: 1) устройства, обеспечивающие создание наледному потоку отрицательного теплового режима путем создания канав во льду или в грунте (временные и постоянные мерзлотные пояса), вентиляционноморозильных установок или рассредоточением (распластыванием) потока по каменной отмостке; 2) устройства, утепляющие участок и обеспечивающие безналедный отвод поверхностных и неглубокозалегающих грунтовых вод.

Всесоюзным научно-исследовательским институтом транспортного строительства (ЦНИИС) и Томским государственным проектно-изыскательским институтом (Томгипротранс) выпущены методические указания по проектированию противоналедных мероприятий и устройств. В них рекомендуется при выборе противоналедных мероприятий и устройств отдавать предпочтение тем из них, которые исключают активизацию природных и возникновение искусственных наледей при постройке дорожных со-

оружений. В случаях невозможности или нецелесообразности использования таких мероприятий и устройств необходимо предусматривать применение средств, обеспечивающих защиту дорожных сооружений от непосредственного воздействия наледей.

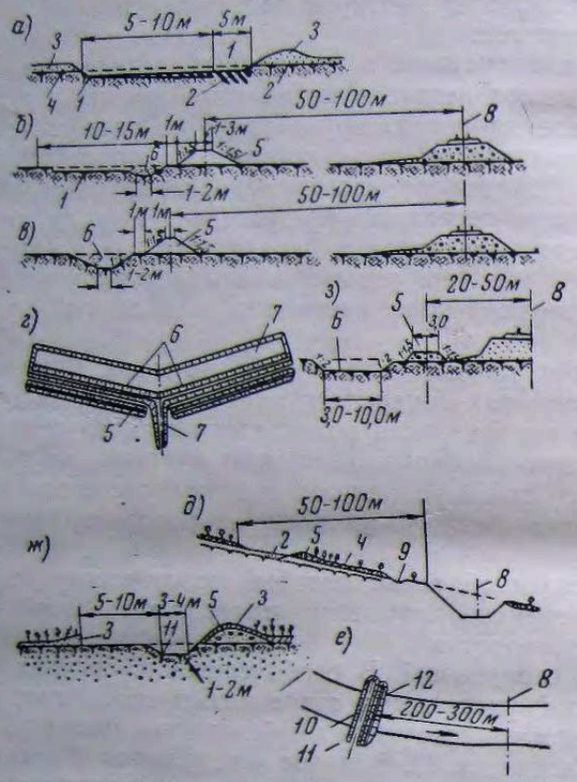


Рис. 43. Мерзлотные пояса:

а — расчистка; *б* — расчистка с валом; *в* — канава с валом; *г* — схема расположении мерзлотного пояса в плане; *д* — схема расположения мерзлотного пояса на косогоре; *е* — схема расположения мерзлотного пояса на промерзающем до дна водотоке; *ж* — разрез мерзлотного пояса вне водотока; *з* — схема расположения мерзлотного пояса в комплексе с водоотводным валиком;
1 — удаленный растительно-моховый покров; *2* — наледь; *3* — снег; *4* — торф; *5* — вал из грунта; *6* — канава с продольным уклоном не менее 0,002; *7* — выпуск из канавы в пониженную часть местности; *8* — ось пути; *9* — нагорная канава; *10* — канава шириной 3—4 *м* в речном льду с заглублением в дно водотока на 0,1—0,15 *м*; *11* — канава в грунте; *12* — вал изо льда и снега

Противоналедные мероприятия и устройства следует разделять на постоянные и временные. Постоянные противоналедные устройства необходимо применять на участках действия природных наледей и в местах, где вероятно возникновение искусственных наледей, которые могут вызвать нарушение нормальной работы рассматриваемого объекта или представить опасность движению транспорта и устойчивости сооружения.

Временные мероприятия и устройства требуется применять для непосредственного ограждения рельсовой колеи от наледей, возникающих в результате изменения естественных условий в период строительства, при внезапных появлениях наледей, угрожающих безопасности движения транспорта и исправности сооружений, а также в случаях, когда для проектирования и строительства постоянных противоналедных мероприятий необходимо продолжительное время.

Постоянными мероприятиями и устройствами, устраняющими или сокращающими причины возникновения искусственных наледей и активизацию наледного процесса в местах действия природных наледей, являются дренаж, каптаж, осушение местности глубокими открытыми канавами и полуоткрытыми лотками, регуляция русел, сосредоточение потока, например посредством полузапруд или применением лотков, на подходе и в пределах водопропускных сооружений, мосты с увеличенными отверстиями, в том числе свайно-эстакадные, электротермические способы подогрева воды и грунтов. Такие противоналедные мероприятия рекомендуется применять во всех случаях, где это возможно по инженерно-геологическим условиям, ледотермическому режиму водотоков и окажется экономически целесообразным.

Дренаж и каптаж целесообразно применять на участках с наличием и возможным развитием наледей подземных вод и четко выраженными водоносными слоями грунтовых вод. Расположение дренажей и глубину их заложения следует назначать в зависимости от требуемой глубины осушения, мощности водоносного слоя и положения водоупора. Расчет дренажей и назначение их конструкции выполняются с использованием обычных методов, на основе данных специальных инженерно-геологических исследований.

Каптаж целесообразно применять на наледных участках при наличии источников подземных вод, выходящих на склоне выше дороги. Каптаж может состоять из одного или нескольких колодцев, а также коротких галерей, канав или лотков, собирающих воду, и отводных устройств.

При разработке конструкций дренажей и каптажных устройств необходимо предусматривать мероприятия, направленные на предотвращение замерзания воды в смотровых колодцах, отводных трубах и на выходе из них. С этой целью рекомендуется отводные трубы закладывать не выше нижней трети глубины сезонного промерзания, а низ трубы на выходе располагать выше поверхности земли на 1,0 *м* и более. На пологих склонах местности следует применять отепленные оголовки отводных труб.

Для отвода из выемок грунтовых вод с ограниченным периодом действия следует применять лотки закрытого типа, рекомендуемые «Альбомом водоотводных устройств» взамен кюветов.

Дно лотков следует размещать ниже глубины сезонного промерзания, а в обоснованных случаях — на глубине не менее 80% мощности деятельного слоя.

Осушение местности открытыми канавами целесообразно предусматривать на участках с неглубоким залеганием грунтовой воды и поверхности вечномерзлых грунтов, в том числе в случаях, когда деятельный слой представлен глинистыми грунтами с включением дресвы, а поток грунтовой воды имеет малый дебит и перемерзает зимой.

Размеры канав и способ укрепления откосов назначаются в зависимости от притока и глубины залегания грунтовых вод, площади осушаемой территории, скорости течения воды в канаве в летнее время и других инженерно-геологических условий в пределах наледного участка. При наличии грунтовых вод, не перемерзающих зимой, целесообразно применять канавы в сочетании с неглубоким лотком, например, из половины асбоцементной трубы, втопленной ниже дна канавы.

Для осушения местности, перехвата и отвода грунтовых и надмерзлотных вод на значительное расстояние рекомендуется применять полуоткрытые водоотводные лотки. Конструкция лотков данного типа обеспечивает минимальную потерю тепла водотоком и улучшает водно-тепловой режим грунтов. Весной лотки требуется очищать от снега и открывать. Осенью лотки необходимо закрывать на всю ширину досками. Для предохранения от замерзания грунтовой воды, поступающей в канаву в зимнее время, можно использовать снежные отложения. Для задержания снежных отложений над канавой и прилегающей к ней полосе целесообразно использовать посадку ивняка или снегозадерживающие щиты.

На переходах постоянных водотоков рекомендуется рассматривать следующие варианты применения: безналедный пропуск водотока, свободный пропуск наледи или удержание наледи в местах, где она не представляет опасности для земляного полотна и водопропускного сооружения.

Безналедный пропуск водотока можно предусматривать при проектировании мостов и труб посредством сосредоточения водотока и создания ему оптимального теплового режима в зимнее время на подходах и в пределах водопропускных сооружений. Для этого требуется расчистка, спрямление или углубление русла, устройство полузапруд, применение специальных лотков — открытых, закрытых, утепленных.

Свободный пропуск наледей целесообразно предусматривать в местах развития больших природных наледей поверхностных и подземных вод, когда уничтожение причин возникновения наледи или задержание наледи в удалении от дороги практически не представляется возможным или оказывается нецелесообразным. Свободный пропуск наледи может быть обеспечен посредством увеличения отверстия моста или путем применения эстакады.

К мероприятиям и устройствам, ограждающим земляное полотно, водопропускные и другие дорожные сооружения от вредного воздействия наледей, относятся противоналедные валы, наледные пояса, мерзлотные грунтовые пояса, противоналедные заборы, водонепроницаемые экраны, фильтрующие насыпи, уширение выемок. Их требуется проектировать в комплексе с земляным полотном, предусматривая не только ограждение земляного полотна от непосредственного воздействия наледей, но и меры по предотвращению избыточного увлажнения грунтов основной площадки в выемках и на нулевых местах, а также — основания низких насыпей и откосов насыпей, проектируемых из глинистых грунтов.

Поэтому ограждающие противоналедные устройства необходимо размещать в удалении от земляного полотна с учетом рельефа местности и водно-теплового режима водотоков и грунтов, вмещающих водоносные слои, и проектировать с расчетом, чтобы эти устройства обеспечивали задержание льда и направляли поток наледных вод к водопропускному сооружению.

Мерзлотные пояса целесообразно применять для задержания в удалении от земляного полотна наледей, возникающих в определенных местах за счет выхода грунтовых вод с небольшим дебитом. Мерзлотные пояса представляют собой полосы расчистки с валами из снега или грунта и водоотводными канавами. Из пределов полос расчистки необходимо удалять растительно-моховой покров и снег.

К временным мероприятиям и устройствам относятся выколка, взрывание или оттаивание льда для пропуска и отвода наледной воды, валы из снега и льда, сезонные мерзлотные пояса, утепление канав, кюветов, лотков и русел водотоков, заборы из досок или бревен. Количество поясов определяют по размерам наледи и местным условиям. Сезонные мерзлотные пояса можно устраивать также посредством уплотнения снежного покрова механическими катками или тракторами. Сборно-разборные заборы из досок или бревен или переносные щиты из досок целесообразно применять для защиты от наледей грунтовых или поверхностных вод, имеющих непостоянный характер или меняющих положение в разные годы.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев В. Р., Толстихин О. Н. Общие вопросы исследования наледей. В сб.: «Наледи Сибири». М., «Наука», 1969.

Алексеев В. Р. Условия формирования и распространения наледей на юге Якутии. В сб.: «Наледи Сибири». М., «Наука», 1969.

Гареев С. И. О типах искусственных сооружений на водотоках с наледями. «Транспортное строительство», 1959, № 3.

Дементьев А. П. Активное действие надмерзлотного потока в период зимнего промерзания грунтов. «Изв. АН СССР», 1945, № 9.
«Инструкция по обследованию наледей на железных дорогах». ЦНИИС. М., 1970 (ротапринт).
Казимиров В. И., Симов В. Г. Распространение речных наледей на территории Иркутской области. В сб.: «Наледи Сибири». М., «Наука», 1969.
Невский С. Д., Некрасов И. А. Наледи Ингода-Оленгуйского междуречья. В сб.: «Наледи Сибири». М., «Наука», 1969.
Некрасов И. А. Наледи Восточной части Станового нагорья. В сб.: «Наледи Сибири». М., «Наука», 1969.
Никитина Н. М., Толстихин О. Н. О вертикальном распределении наледей в горах Восточной Якутии. В сб.: «Наледи Сибири». М., «Наука», 1969.
Низовкин Г. А. Борьба с наледями на железных дорогах. «Тр. ВНИИЖТ», 1954.
Рудавин В. В., Федоров А. М. О наледях на востоке Сибирской платформы. В сб.: «Наледи Сибири». М., «Наука», 1969.
Симаков А. С. О некоторых особенностях развития тарынов на северо-востоке СССР и вероятное строение криолитозоны. В сб.: «Мат-лы по общему мерзлотоведению». М., Изд-во АН СССР, 1959.
Чекотилло А. М. Борьба с наледями. «Природа», 1946, № 1.
Чекотилло А. М. Гигантские наледи Северо-Восточной Сибири. «Наука и жизнь», 1945, № 1.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Хозяйственное использование территории СССР требует скорейшего решения многих проблем инженерной гляциологии.

Увеличение актуальности изучения неблагоприятных сторон воздействия снега и льда связано с двумя причинами: а) проникновением людей и застройкой ранее не населенных районов; б) неправильным использованием природных ресурсов и, в частности, уничтожением древесной растительности на склонах гор.

Развивая инженерную гляциологию, необходимо прежде всего обеспечить получение даиных для научно обоснованного проектирования защитных сооружений. В настоящее время уровень исследований по основным проблемам инженерной гляциологии, а также масштабы разработки и внедрения мер борьбы с неблагоприятными воздействиями снега и льда на сооружения не всегда отвечают требованиям народного хозяйства. Мало используются новые типы защитных сооружений, и отсутствует оценка эффективности работы существующих сооружеиий. Поэтому для развития научно-исследовательских и проектных работ необходимо организовать подготовку специалистов по инженерной гляциологии в университетах, гидрометеорологических, строительных, транспортных и гидромелиоративных вузах.

Одновременно следует осуществить организационные меры, предотвращающие катастрофы. В частности, назрела острая необходимость создания службы наблюдения и предупреждения о снеголавинной и селевой опасности и органа, который контролировал бы деятельность этой службы.

Многие задачи развития инженериой гляциологии были сформулированы в резолюции Первого общесоюзного координационного совещания по инженерной гляциологии. Было указано на необходимость использования в инженерной гляциологии основ физики сплошных многокомпонентных сред, кибернетических методов исследования, создания карты инженерно-гляциологического районирования СССР. Также была выдвинута задача разработки методов назначения расчетных параметров физико-ме-

ханических свойств снега и совершенствования способов использования льда и снега в качестве строительных материалов, а также способов активного воздействия на лед.

Совсем новый вопрос возник в связи с необходимостью борьбы с вредными последствиями продвижения пульсирующих ледников.

В области борьбы со снежными заносами было обращено внимание на необходимость определения снегозадерживающей способности пространственных преград и совершенствование методик по определению исходных данных при проектировании снегозащит.

Было указано, что главным вопросом в инженерном лавиноведении является совершенствование теории движения лавин и теории устойчивости снега на горных склонах с доведением этих теорий до стадии надежных методик инженерного расчета, а также создание методик выбора вариантов противолавинных мероприятий в зависимости от местных особенностей и характера ограждаемых объектов. Важнейшая задача — создание нормативных документов для проектирования защитных сооружений. Также необходимо изучение особенностей импульсного воздействия на снежный покров в целях сброса лавин или закрепления снега на склонах.

В области ледотехники главные вопросы — исследования мер борьбы с вредным влиянием льда на гидротехнические сооружения и определение несущей способности ледяного покрова, использования при выгрузке на припай, строительстве дорог, взлетно-посадочных площадок и т. п.

По вопросам борьбы с наледями очень важно развитие теории формирования наледей с доведением ее до стадии методик инженерного расчета и разработка теоретических основ противоналедной защиты с использованием современного физико-математического аппарата. Особой темой является изучение вопросов использования наледей для мелиоративных целей и строительства.

В публикуемой книге авторы не претендуют на полный охват всех вопросов инженерной гляциологии, но надеются, что такое первое пособие, несмотря на имеющиеся недостатки, поможет студентам и практикам найти полезные сведения по основам этой науки.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (*Г. К. Тушинский*) 3

Введение (*Г. К. Тушинский*) 5

Часть 1.

Некоторые механические свойства снега и льда, их использование в строительстве и меры защиты

Глава I. Структура снега и льда, процессы перекристаллизации и льдообразование (*Е. С. Трошкина*) 12

Глава II. Некоторые механические свойства снега и льда (*К. Ф. Войтковский*) 20
- Закономерности деформирования и разрушения льда 20
- Упругие свойства льда 23
- Ползучесть льда 27
- Критерии разрушения льда 30
- Уплотнение снега 33
- Ползучесть снега 35
- Несущая способность снежного покрова и твердость снега . . . 39
- Сопротивление снега сдвигу и разрыву 41

Глава III. Лед и снег как строительные материалы (*К. Ф. Войтковский*) 46
- Строительные свойства льда и снега 47
- Способы намораживания льда 48
- Армирование льда 49
- Увеличение прочности снега 51
- Сооружения изо льда и снега 54
- Расчеты устойчивости сооружений из снега и льда 63

Глава IV. Метелевый перенос снега и защита от снежных заносов (*К. Ф. Войтковский*) 68

Часть 2

Характеристика объектов инженерно-гляциологических исследований, меры их использования и защиты

Глава V. Лавины 68
- Определение понятия лавин, их классификация и распространение (*Г. К. Тушинский*) 76
- Устойчивость снежного покрова на склонах (*К. Ф. Войтковский*) . 80
- Механика движения лавин (*К. Ф. Войтковский*) 207

Инженерные изыскания в лавиноопасных районах (*Г. К. Тушинский*) 87
Профилактические меры защиты от лавин (*К. Ф. Войтковский*) . 97
Инженерные меры защиты от лавин (*К. Ф. Войтковский, Г. К. Тушинский*) 98
Основы проектирования противолавинных сооружений (*К. Ф. Войтковский*) 106

Глава VI. Ледники 116
Определение понятия, движение ледников и тектоника льдов (*Е. С. Трошкина*) 116
Туннели в ледниках (*К. Ф. Войтковский*) 123
Искусственное усиление таяния льда и снега (*Е. С. Трошкина*) . 125

Глава VII. Гляциальные сели (*С. М. Флейшман*) 132
Географическое распространение и прогнозирование селей . . . 132
Динамика селевых потоков и вопросы расчета их элементов . . 144
Противоселевые мероприятия и сооружения 157

Глава VIII. Лед морских и пресных водоемов 175
Морские льды (*Г. К. Тушинский*) 175
Лед пресных водоемов (*Г. К. Тушинский*) 179
Несущая способность ледяного покрова (*К. Ф. Войтковский*) . . 181
Воздействие ледяного покрова на опоры мостов и гидротехнические сооружения (*К. Ф. Войтковский*) 185

Глава IX. Наледи (*Н. М. Малиновская*) 190
Географическое распространение наледей 191
Меры защиты от наледей 198

Заключение (*Г. К. Тушинский*) 205

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЛЯЦИОЛОГИЯ

Тематический план 1971 г. № 190

Редактор С. А. Останина
Технический редактор Е. Д. Захарова
Корректор *Н. Я. Корнеева*

Сдано в набор 1/VI 1971 г. Подписано к печати 12/XI 1971 г.
Л-116296 Формат 60×90¹/₁₆ Бумага тип. № 1 Физ. печ. л. 13,0
Уч.-изд. л. 14,14 Зак. 437 Изд. № 1312 Тираж 850 экз. Цена 1 р. 55 к.

Издательство Московского университета.
Москва, К-9, ул. Герцена, 5/7.
Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы