

В. Р. АЛЕКСЕЕВ

НАЛЕДИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

В. Р. АЛЕКСЕЕВ

НАЛЕДИ

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР В. В. Воробьев



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1987

Алексеев В. Р. Наледи. — Новосибирск: Наука, 1987.

В монографии определяются теоретические позиции, основные понятия и содержание нового научного направления в гляциологии — учения о наледях как особой форме оледенения Земли. Рассматриваются типы наледеобразования, место наледей в общей схеме классификации природных льдов, их генетические и морфоструктурные особенности. Обобщаются обширные материалы о закономерностях проявления наледных процессов в различных областях земного шара, оцениваются их пространственно-временная изменчивость и роль в развитии элементов географической среды. Устанавливается парагенетическая связь наледей с другими видами наземного оледенения. Анализируется вредное воздействие наледных явлений. Описываются методы изучения и картографирования наледной опасности, приводятся материалы о полезных качествах и свойствах наледного льда.

Книга рассчитана на географов, гляциологов, гидрологов и специалистов, занимающихся вопросами освоения северных районов страны. Она может использоваться в качестве учебного пособия для студентов геолого-географических специальностей.

Рецензенты Л. Н. Ивановский, И. А. Некрасов

Углубление наших знаний неизбежно приводит к необходимости научать оледенению земной поверхности во всем его многообразии в рамках единой науки — гляциологии, или ледоведения.

П. А. Шумский. Основы структурного ледоведения

ПРЕДИСЛОВИЕ

Среди гляциальных образований, определяющих характерные черты развития географической среды и деятельность человека, важное место занимают продукты послыйного намораживания воды на твердом основании — наледи. Наледные процессы распространены практически во всех областях Земли, где наблюдаются отрицательные температуры воздуха и есть вода в жидком состоянии.

По особенностям своего воздействия и внезапности проявления наледи относятся к разряду особо опасных гидрологических явлений. Влиянием процессов наледеобразования обусловлены простои железнодорожных составов и автомашин, деформация инженерных сооружений. Они усложняют работу транспортно-энергетических систем и горно-технической службы, затрудняют деятельность коммунальных предприятий, производство сельскохозяйственной продукции, функционирование технических средств связи и организацию водоснабжения. Ежегодно на борьбу с наледями затрачиваются сотни миллионов рублей. В ряде случаев внезапное и широкое развитие наледных явлений приобретает характер катастрофы или национального бедствия.

Но известна также и положительная роль наледей. Так, наледный лед широко используется в качестве строительного материала и хладоносителя, источника воды и средства тепловой мелиорации почв и горных пород, пищевого продукта и заполнителя выработанных пространств. Велико значение наледей в перераспределении водных ресурсов, видоизменении рельефа, растительности, почв и географических ландшафтов в целом.

Изучение наледей началось еще в середине XIX в. русскими учеными-путешественниками Ф. П. Врангелем и А. Ф. Миддендорфом. Более чем за 100 лет, прошедших со дня первого научного описания наледных явлений, накоплена обширная литература. Основная часть ее опубликована в последние 25—30 лет в связи с активным хозяйственным освоением северных и восточных районов нашей страны.

Исследование наледей проходило преимущественно в рамках решения узких ведомственных задач. При этом многим аспектам наледной тематики не уделялось должного внимания. В частности, недостаточно были разработаны вопросы терминологии и классифи-

нации лавинных явлений, подходы и комплексной оценке и картографированию лавинной опасности, слабо были изучены географические закономерности развития лавин и их взаимоотношение с другими элементами лавинно-гляциального комплекса Земли. Несмотря на обилие научной литературы, касающейся лавинных явлений, до сих пор отсутствует единство взглядов ученых в определении ключевого понятия «лавина». Так, одна группа исследователей считает лавинью воду на льду, другая — лед, возникший при намораживании излившихся подземных или речных вод, а третья — процесс растекания воды, ее замерзание, формирование бугров пучения, их растрескивание и пр.

Неопределенность основного понятия и терминологическая путаница не только ограничивают развитие теоретических представлений, но и не позволяют обобщить на должном уровне накопленный эмпирический материал. Примечательно также, что решение многих важных вопросов намораживания воды идет обособленным путем. Например, обледенение воздушных и морских судов, наземных и надземных сооружений, формирование градовых явлений изучаются метеорологами и специалистами в области физики атмосферы; создание искусственных ледяных массивов методом послойного намораживания находится в сфере интересов гидротехников и работников холодильной и пищевой промышленности; обледенение дорог, городских улиц и площадей исследуется инженерами-дорожниками и работниками коммунального хозяйства; строение и физико-механические свойства лавинного льда рассматриваются преимущественно мерзлотооведами.

Названные направления исследований практически не связаны друг с другом. Развитие их в ряде случаев сдерживается межведомственными барьерами, несовершенством методики наблюдений и экспериментов, а также изолированностью информационных потоков. Все это затрудняет консолидацию ученых в изучении генетически однородных гляциальных образований. Между тем научно-технический прогресс и запросы народного хозяйства определяют необходимость комплексного подхода к оценке особо опасных природных явлений, и в частности лавин. В настоящее время возникла реальная потребность осуществить сквозной физико-географический анализ данных о послойном намораживании воды и на его основе разработать единые принципы оценки, учета, картографирования и прогноза лавинных явлений, а также обобщить имеющиеся сведения об использовании лавин и методах их предотвращения.

Предлагаемая работа представляет собой первый опыт в данном направлении. Автор поставил перед собой следующие задачи: 1) разработать элементы теории лавинных процессов, унифицировать понятийный аппарат и усовершенствовать имеющиеся классификационные схемы; 2) изучить причины, условия и факторы развития лавин различных генетических типов, исследовать закономерности их географического распространения, морфоструктурные особенности и пространственно-временную изменчивость; 3) выявить и проанализировать систему прямых и обратных свя-

зей лавин и окружающей среды, определить ландшафтно-образующие функции лавинных процессов; 4) исследовать лавины как особо опасное явление природы, разработать принципы и методы изучения лавинной опасности и приемы ее картографического отображения и, наконец, 5) разработать представления о естественных и потенциальных лавинных ресурсах, обобщить опыт и оценить перспективы использования лавинных явлений в различных отраслях народного хозяйства.

Актуальность сформулированных задач определяется стремительными темпами развития производительных сил и перспективными планами освоения природных богатств северных и восточных районов страны. Представляется, что учет конкретных закономерностей проявления лавинных процессов, их взаимодействия с природными и антропогенными системами, введение в хозяйственный оборот новых видов ледовых ресурсов может принести государству большой экономический эффект.

В основу работы положены результаты 20-летних наблюдений автора в различных районах Сибири и Дальнего Востока, а также обширные материалы, опубликованные в отечественной литературе за последние 100 лет. Работа над книгой проходила при постоянном внимании и содействии директора Института географии СО АН СССР члена-корреспондента АН СССР В. В. Воробьева. Улучшению ее во многом способствовали советы и критические замечания Б. И. Втюрина, А. В. Иванова, М. М. Корейши, К. П. Космачева, В. М. Котлякова, В. В. Кравченко, И. А. Некрасова, Н. Н. Романовского, Г. И. Сморгина, Б. Л. Соколова, С. М. Фотиёва, М. Ш. Фурмана, В. Г. Ходакова. Всем названным лицам автор выражает признательность и сердечную благодарность.

ВПРОСЫ ТЕОРИИ НАЛЕДНЫХ ЯВЛЕНИЙ

О ПРИНЦИПАХ И СОДЕРЖАНИИ ТЕОРИИ
НАЛЕДНЫХ ПРОЦЕССОВ

В основе истинно научных представлений лежат принципы материалистической философии: признание единства мира, первичности материи по отношению к сознанию, ее вечности и бесконечности во времени и в пространстве. Материя находится в непрерывном движении, поэтому изучение законов ее развития, строения и свойств представляет собой длительный и сложный процесс. «Познание, — писал В. И. Ленин, — есть вечное, бесконечное приближение мышления к объекту»*. Наиболее полно уровень исследования действительности отражает научная теория, представляющая собой систему взглядов на окружающий мир как обобщенный опыт практической деятельности человеческого общества.

Теория — основа любой науки. Ее становление и развитие определяют научные факты, полученные в результате наблюдения и экспериментов. Накопление научных фактов чаще всего происходит спонтанно до тех пор, пока не рождается какая-либо руководящая идея, позволяющая осуществить целенаправленный анализ и систематизацию эмпирических данных. В этом случае обычно возникает новая теоретическая конструкция, которая придает известным научным фактам соответствующую окраску и стимулирует изучение окружающего мира. Новые теоретические построения позволяют не только упорядочить «гимназии» научных факторов, но и логически предсказать (а также обнаружить) неизвестные процессы и явления, сформулировать законы и правила (закономерности) развития объектов действительности, определить их структуру и взаимоотношение. Отсюда ясно, насколько важны принципы, используемые в качестве фундамента при построении тех или иных теоретических схем.

Исторически сложилось так, что становление и развитие гляциологии определялось интересом ученых в первую очередь к ледникам и ледниковому периоду. Прошедшая около 35 лет назад дискуссия вскрыла противоречивость взглядов исследователей на вопрос о том, что является предметом гляциологии. Господствовавшая до этого концепция о ледниках как единственном объекте изучения рассматриваемой отрасли знаний смени-

лась более прогрессивной точкой зрения: большинство ученых стали считать гляциологию (ледоведение) наукой о всех видах природного льда вне зависимости от того, в какой сфере Земли (или других планет) и в какой форме они встречаются. При этом преобладали тенденции разделения гляциологии на ряд научных дисциплин в соответствии с основными генетическими типами льда, играющими большую роль в хозяйстве и жизни планеты в целом. Таким образом оформились учения о ледниках, снеге, подземных льдах, ледяном покрове морских и пресных водоемов. Наледям также было отведено место в общей схеме классификации природных льдов в качестве самостоятельного объекта криосферы [Алексеев, 1978; Толстухин Н. И., 1981].

Таксономическое обособление наледей было выполнено с учетом следующих критериев: 1) особенностей фазовых переходов воды при определенных соотношениях твердой, жидкой и газовой сред; 2) генетического единства и физической сущности процессов льдообразования; 3) местоположения изучаемой материальной субстанции в трехмерном пространстве — системе географических координат. Продукты послойного намораживания воды отличаются исключительным многообразием, при этом все их разновидности легко объединяются общностью происхождения, структурных связей, строения, свойств, форм существования и развития [Алексеев, Савко, 1975; Алексеев, 1978]. Как материальная субстанция наледей обладают ярко выраженной способностью сохранять свои свойства во времени и в пространстве. В целом они удовлетворяют всем основным требованиям научного познания — принципам целостности, повторяемости и наблюдаемости.

Так как налееди представляют собой элемент нивально-гляциального комплекса Земли, изучением их должна заниматься физико-географическая наука о природных льдах — гляциология. Теорию наледных процессов в рамках гляциологии следует рассматривать как отраслевую научную дисциплину, изучающую наиболее существенные закономерности происхождения и развития наледей. Основная задача ее — построение таких моделей (схем расположения научных фактов, аксиом, идеализированных конструкций), с помощью которых можно описать взаимосвязь и генетическое единство в рассматриваемом классе явлений посредством одних и тех же понятий, математических образов и правил интерпретации материалов наблюдений и экспериментов. Теория наледных процессов — это прежде всего система строго определенных понятий, выполняющих функции обобщения, объяснения и предсказания. Она является частью общей теории гляциологии, а также разделом консолидирующегося научного направления — л е д е в е д е н и я.

Теорию наледных процессов можно представить также в виде научной гипотезы в узком смысле слова, объединяющей некоторую совокупность информации в систему знаний как основу дальнейшего, более углубленного изучения рассматриваемого объекта действительности. Как известно, такая гипотеза формируется в результате длительного и сложного пути исследования, включающего наблю-

* Ленин В. И. Философские тетради // Полн. собр. соч. — Т. 29. — С. 177.

дения, эксперименты, сравнительный анализ и синтез научных данных. Состоятельность ее определяют: 1) принципиальная проверяемость выдвигаемых положений; 2) максимальная общность — качество, позволяющее объяснить более широкий класс явлений, казалось бы, не связанных с изначальным качеством; 3) предсказательная способность; 4) логическая простота; 5) преемственность выводов предшествующему фактическому материалу. Кроме этого научная гипотеза проверяется опытом и практикой. Только после обстоятельной проверки она переходит в категорию истины и принимается на вооружение человеческого общества.

Теоретическая платформа любой отрасли научных знаний зависит прежде всего от содержания ключевого понятия, которое раскрывает сущность объекта и предполагает возможный спектр предметов исследования. Ключевое понятие отражает руководящий термин или систему терминов в виде производных слов и словосочетаний. Многозначность и неопределенность терминов и понятий, как правило, свидетельствуют о несостоятельности научной гипотезы, поэтому первоочередной задачей развивающегося научного направления является утилизация понятийного аппарата. Важное значение при этом имеет разработка принципов классификации изучаемых явлений. Только при наличии строго соподчиненной и логически выдержанной иерархической системы возможно истинно научное познание закономерностей развития, строения и свойств отдельных компонентов природы и географической среды в целом.

Учитывая изложенное, нами предпринята попытка обобщить накопленный фактический материал о наледях и наледных процессах, представив его прежде всего в виде совокупности определенных понятий, схем классификаций и физических моделей.

ТЕРМИНОЛОГИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ НАЛЕДЕЙ

Понятие «наледь»

Представления о содержании понятия «наледь» претерпели длительную и сложную эволюцию [Алексеев, 1978]. Дискуссия по этому вопросу неоднократно разгоралась на страницах научных изданий, на всесоюзных совещаниях, семинарах и симпозиумах. Единство взглядов исследователей пока не достигнуто, однако большинство ученых стали придерживаться определения, данного в «Гляциологическом словаре» [1984].

Под наледями понимаются слоистые ледяные массивы на поверхности земли, льда или инженерных сооружений, образующиеся при замерзании периодически изливающихся (осаждающихся) природных или техногенных вод.

В зарубежной литературе для обозначения процессов намораживания воды используются термины, эквивалентные русскому «обледенение», — *icing* в английской, *Aufeis* в немецкой, *glace* во французской. Наиболее широко используется термин *icing*. Он применяет-

ся для обозначения, с одной стороны, процесса формирования льда на поверхности какого-либо твердого предмета и последующего роста ледяной корки вследствие образования новых слоев, а с другой — продуктов этого процесса, т. е. слоистого ледяного тела [Девь, Лосев, 1962]. К. Я. Керей [Carey, 1973] пишет, что имеются две основные группы явлений, к которым применим термин «обледенение» (наледь). Они отличаются способом передвижения воды к месту своего замерзания. Развитие первой группы явлений обусловлено осадением капельно-жидкой или газообразной воды и последующим формированием льда на самолетах, линиях электропередач, башнях, антеннах, морских и речных судах и пр. Вторая группа явлений обеспечивается течением воды к участку обледенения. К ним относятся наледи поверхностных и подземных вод.

Как видим, взгляды зарубежных ученых близки к нашим представлениям. Разница заключается лишь в том, что понятие «обледенение» (*icing*) включает в себя также и формирование кристаллов льда из парообразной влаги, минуя жидкую фазу, т. е. образование снега, кристаллической изморози и других видов сублимационного льда. Этот процесс не может быть отождествлен с наледообразованием, поскольку и по физической сущности и по масштабу развития резко отличается от льдообразования конжеляционного [Шумский, 1955], частным производным которого являются наледи.

Заметим, что термин *icing* несет двойную смысловую нагрузку, обозначая то процесс, то ледяное тело. В отличие от него термин «наледь» в нашем понимании однозначен, прост, удобен в обращении, емко по содержанию.

Таким образом, наледи есть своеобразные объекты криосферы, представляющие собой продукты послонного намораживания жидкой или капельно-жидкой воды на твердом основании. Исследование их должно осуществляться на широкой географической основе с учетом запросов практики и интересов смежных научных дисциплин гидрологического профиля.

Физическая сущность и типы наледообразования

Под физической сущностью наледообразования понимается совокупность всех сторон развития и связей процессов намораживания воды на поверхности твердого тела. Чтобы представить содержание этого понятия в полном объеме, необходимо рассмотреть основные типы льдообразования и общую схему классификации природных льдов. Известно, что переход воды в твердую фазу может осуществляться в жидкой, твердой (пористой) и газовой средах или у поверхности их раздела. В соответствии с этим выделяются шесть типов льдообразования: *внутриводное* — в толще водотоков и водоемов (в гидросфере); *внутригрунтовое* (подземное) — во влагонасыщенных горных породах (литосфере); *атмосферное* — при охлаждении влагонасыщенной смеси газов (в атмосфере); *поверхностное* — при промерзании рек, озер, морей и океанов (у границы жидкой и газовой сред); *донное* — на по-

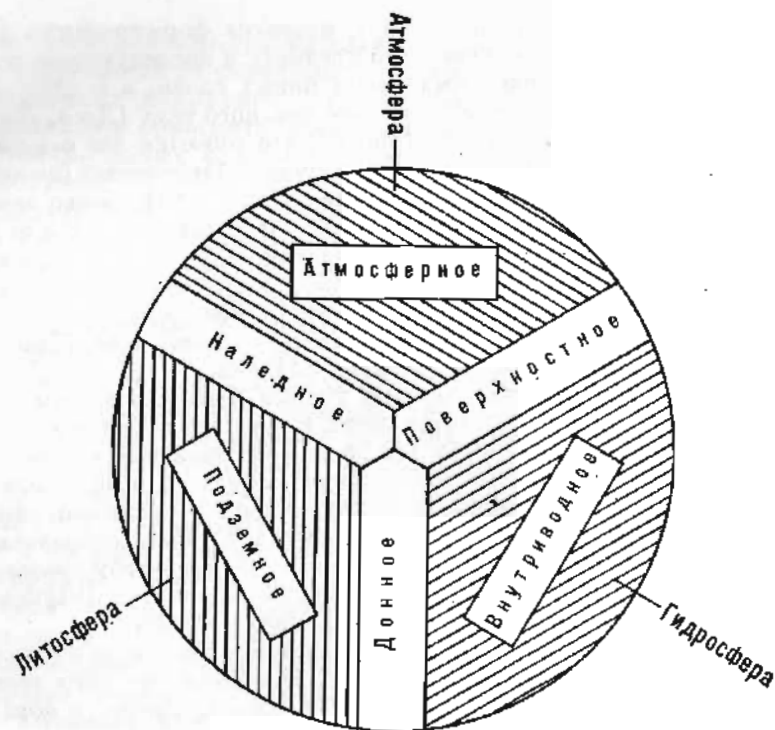


Рис. 1. Схема основных типов льдообразования на Земле.

верхности предметов, опущенных в воду, на дне водотоков и водоемов (у границы жидкой и твердой сред); наледное — при замерзании воды на твердом основании (у границы твердой и газовой сред). Соотношение типов льдообразования на Земле с некоторыми допущениями показано на рис. 1.

По генетическим признакам, условиям формирования и строению природные льды делятся на два класса (рис. 2): сублимационные, образующиеся из парообразной влаги, минуя промежуточную жидкую фазу, и конгломерационные, возникающие при кристаллизации жидкой или капельно-жидкой воды. Льды первого класса образуются в атмосфере (кристаллы снега) или на поверхности твердых предметов (иней, кристаллическая изморозь и др.). Основную массу сублимационного льда составляет снег. Выпадая из облаков, он превращается в осадочно-метаморфические толщи — снежный покров, фирн, ледники или айсберги. Группа осадочно-метаморфических льдов — самая многочисленная на Земле. Льды второго класса (подземные, речные, озерные, морские, наледные) занимают огромные пространства, по своему объему составляют около 1% общего льдозапаса планеты [Котляков, 1968].

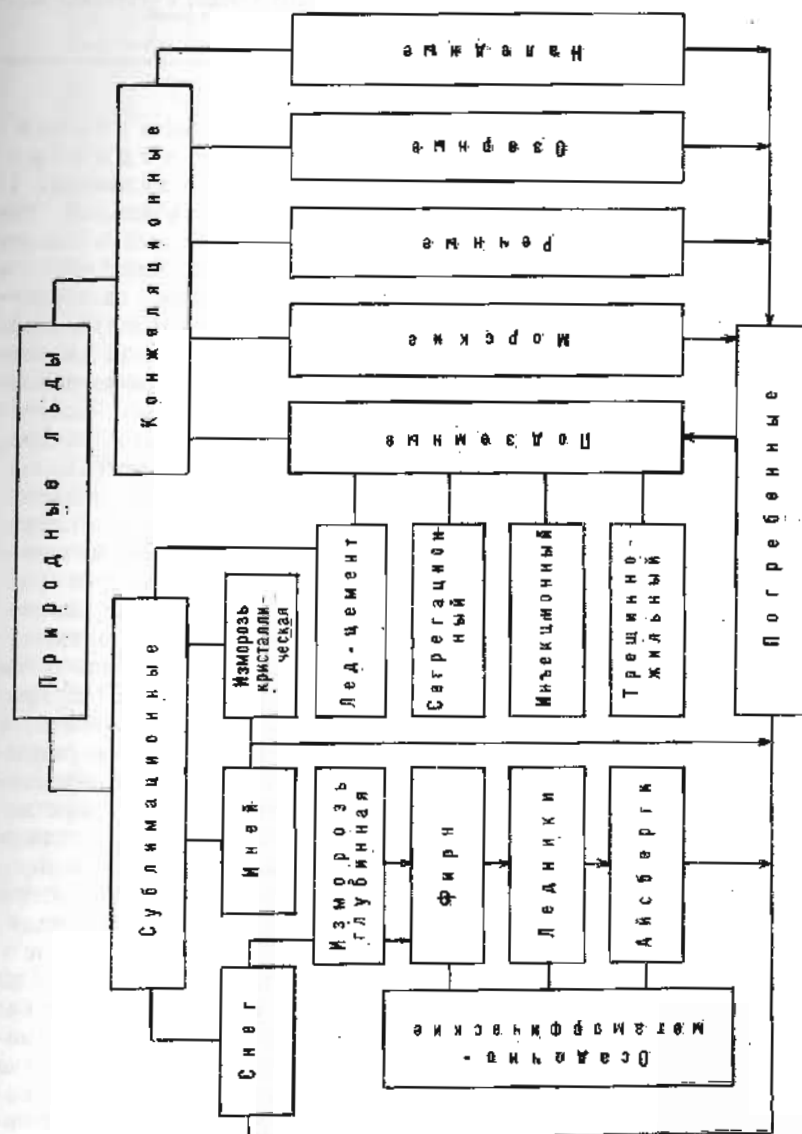


Рис. 2. Схема классификации природных льдов.

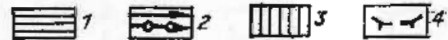
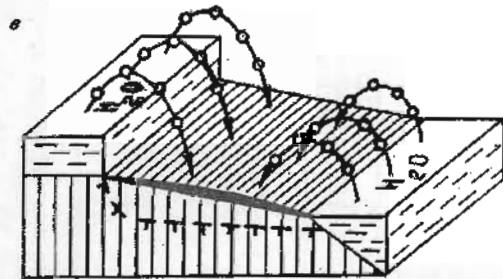
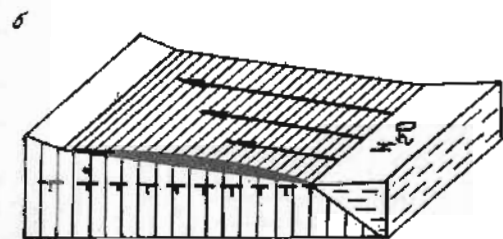
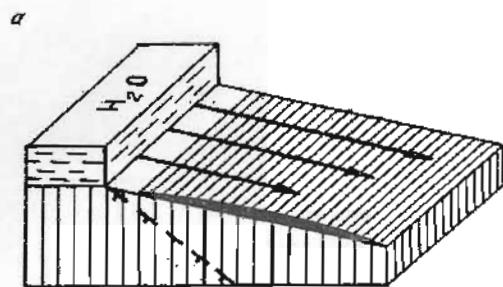


Рис. 3. Основные типы наледообразования.

а — свободный напуск; б — волновое; е — капельное (брызговое). 1 — наледь; 2 — направление движения наледообразующих вод; 3 — горные породы; 4 — граница мерзлоты.

Основными условиями наледообразования являются: 1) наличие стабильной поверхности аккумуляции в виде льда или другого твердого тела, охлажденного ниже 0°C ; 2) миграция жидкой или капельно-жидкой воды из области ее первичного состояния (жидкости) в область возможной кристаллизации; границы областей фазовых переходов совпадают для пресных вод с изотермией 0°C , для рассолов, соленых и солоноватых вод — с соответствующими эвтектическими температурами; 3) прерывистость (дискретность) в подаче воды к поверхности намерзания, обусловленная особенностями перераспределения тепла и

влаги в природных или антропогенных системах. Отсутствие одного из перечисленных условий означает переход в качественно иную схему льдообразования и развитие других генетических типов льда.

Формирование наледи начинается с образования базисного ледяного слоя, т. е. промерзания некоторой массы воды на исходной поверхности аккумуляции. Ею может быть поверхность льда или любого твердого тела. Особенности наледных процессов определяет взаимодействие в пространстве трех основных материальных субстанций — твердого вещества, воды и воздушной среды. Решающее значение в развитии наледей имеет положение фронта кристаллизации относительно поверхности намораживания или, в более широком смысле, состояние подвижной границы криосферы. Возможны три главнейших позиции, определяющие типы наледообразования.



Рис. 4. Схема процесса наледообразования. I—III стадии развития.

1. Масса воды за счет некоторой потенциальной энергии спускается к поверхности льдоаккумуляции относительно неширокими безрусловитыми потоками и намерзает в виде слоистых ледяных массивов. Этот тип процесса, развивающийся при излиянии воды из какого-либо резервуара, назван свободным напуском (рис. 3, а). Он формирует основную часть наледей подземных и поверхностных вод.

2. Вода находится ниже поверхности льдоаккумуляции и совершает волновое возвратно-поступательное движение (см. рис. 3, б). Волнение (накат) воды происходит за счет кинетической энергии ветровых волн, приливов, сейш или в результате других механических явлений, например вследствие работы шлюзов, движения судов в прибрежных частях водоемов и водотоков и пр. Периодические и непериодические волны обеспечивают формирование береговых гололедных корок, ледяных сталактитов, приливных наледей. Возможен вариант, когда наледообразующие воды находятся в относительно стабильном состоянии, а твердое тело, охлажденное ниже эвтектической температуры жидкости, систематически погружается в нее. В этом случае образуются генетически и структурно однородные ледяные тела. Пример — обледенение корпуса судов, ковшей экскаваторов, драг.

3. Вода поступает к поверхности льдоаккумуляции в виде капель дождя, мороси, тумана или в виде брызг, образующихся при ветровом волнении и штормах, дроблении падающих водных потоков (водопадов), при механических ударах тел о водную поверхность и пр. (см. рис. 3, е). Продуктом капельного намораживания воды являются гололедные корки, град, ледяная крупа, зернистый налет, зернистая изморозь, брызговая изморозь.

Наледообразование — сложный теплофизический процесс взаимодействия жидкости, газа и твердого вещества. Перед промерзанием наледная вода на льду отдает свое тепло окружающему пространству, при этом теплообмен протекает по одной из следующих схем: 1) при двустороннем отводе тепла; 2) при отдаче тепловой энергии воды в воздух; 3) при теплопотоке в основание (рис. 4).

Любой тип наледообразования сопровождается деформацией кривой распределения температуры у поверхности намораживания.

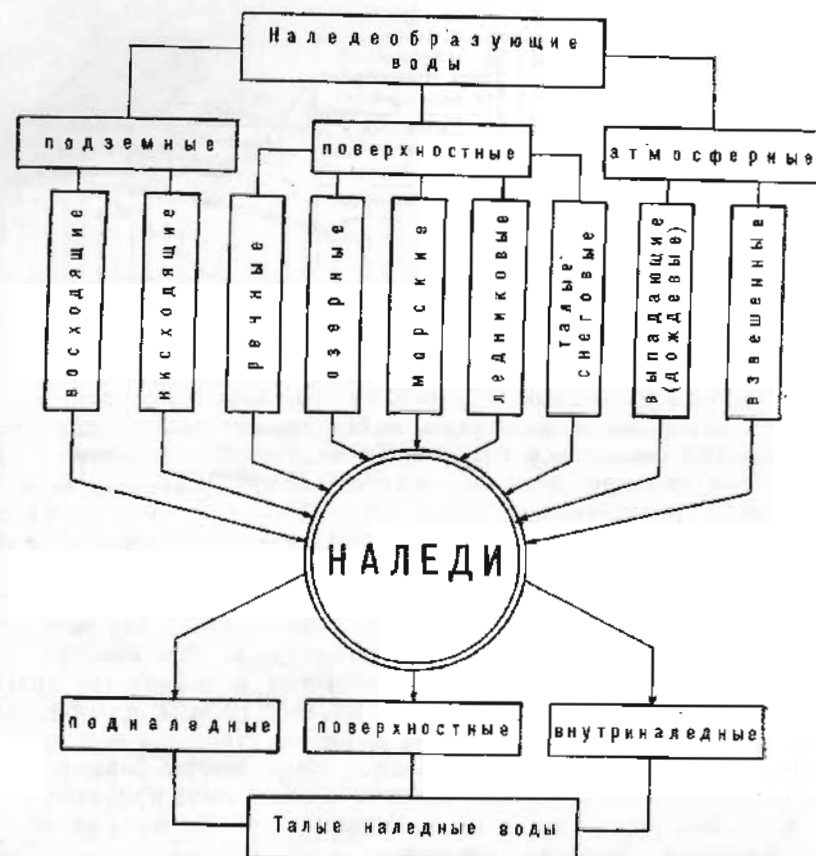


Рис. 5. Схема классификации наледных вод.

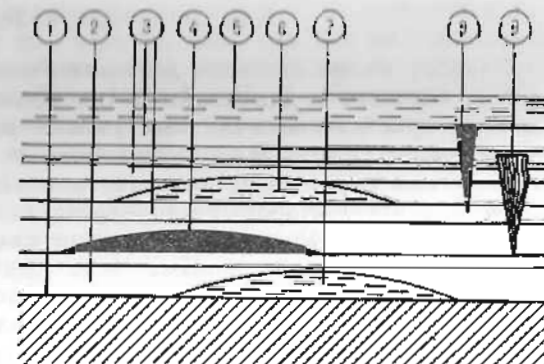
Возмущение температурного поля зависит от теплозапаса жидкости и скрытой теплоты ее кристаллизации. Толщина отдельного наледного слоя льда изменяется от долей миллиметра до 1,5—2 м, но не превышает некоторую критическую мощность слоя воды на льду, который может промерзнуть за рассматриваемый период времени при данных климатических условиях.

Наледные явления качественно подобны и описываются как по форме, так и по содержанию одинаковыми математическими уравнениями. Критериями подобия наледей являются одноименные физические величины, характеризующие замерзание тонких слоев воды, особенности их трансформации, строение, свойства и взаимодействие льда с другими элементами гляциального комплекса и окружающей среды.

Как материальная субстанция наледи неоднородны. Как правило, они состоят из жидких, твердых и газообразных компонентов: льда, линз воды, пузырьков воздуха, минеральных и органических

Рис. 6. Структурные элементы наледи.

1 — поверхность твердого тела; 2 — базальный ледяной слой; 3 — наледные соли; 4 — инъекционно-наледный лед; 5 — наледообразующий слой; 6 — внутриналедная вода; 7 — подналедная вода; 8 — трещинно-наледный лед; 9 — повторно-жидкий лед.



включений. Основную часть наледей составляет лед, представляющий переходное звено в процессе трансформации наледных вод. Последние делятся на два класса — наледообразующие и талые наледные, которые в свою очередь расчленяются на ряд категорий (рис. 5).

Совокупность отдельных намороженных слоев представляет собой наледный массив (покров), строение которого определяется соотношением его структурных элементов (рис. 6). При всех типах наледообразования характерной чертой наледей является их слоистость, обусловленная прерывистостью подачи воды к поверхности кристаллизации. Некоторые виды наледного льда, например гололед, изморозь, имеют скрытослоистую или зернистослоистую структуру.

Устойчивость наледей на вертикальных и наклонных поверхностях является функцией адгезионных свойств подстилающего материала и поверхности наледных слоев, на которых формируются новые массивы льда. Существенное значение в этом играет и индукционная эпитаксия, т. е. воздействие подложки на формирование структуры приконтактного слоя льда через промежуточный жидкообразный слой адсорбированной воды [Савельев, 1971].

Развитие наледных процессов протекает в определенных интервалах времени, ограниченных датами (моментами) перехода температуры воздуха через 0°C или через эвтектическую температуру замерзающей жидкости. Наледный период представляет собой совокупность отрезков времени, в течение которых возможны намерзание наледообразующих вод, метаморфизация и разрушение наледного льда. Применительно к отдельным ледяным массивам или конкретной местности длительность наледного периода может измеряться часами, сутками, месяцами или годами. В определенных условиях наледный период эквивалентен принятому в метеорологии случаю обледенения. Применительно к криосфере Земли или других планет длительность наледного периода исчисляется сотнями тысяч и миллионами лет.

Классификация объектов действительности имеет исключительно важное значение и для науки и для практики. Эта проблема привлекала пристальное внимание ученых на всех этапах познания окружающего мира. Классификационные построения обычно выступают как мера, определяющая состояние (уровень) изученности явлений, с одной стороны, и как средство его дальнейшего исследования, с другой. Усовершенствование классификаций есть закономерный исторический процесс.

В гляциологической литературе имеется довольно много работ, посвященных классификациям наледных явлений. Попытки типизировать наледи предпринимались еще в прошлом столетии А. Ф. Миддендорфом [1862], Г. Г. Майделем [1896], Я. В. Стефановичем [1898], в начале века — С. А. Подъяконовым [1903], А. В. Львовым [1916]. Однако первая классификация наледей была опубликована лишь в 1931 г. Н. И. Толстихиным. В основу ее положено выделение двух категорий — наледей поверхностных и подземных вод. Элементы этой классификации и принципы построения в дальнейшем использовались практически всеми исследователями, занимавшимися вопросами типизации продуктов намораживания воды [Хмызников, 1934; Токарев, 1936; Чекотилло, 1940; Швецов, Седов, 1941; Зонов, 1944; Билибин, 1956; Чекотилло и др., 1960; Романовский, 1969; Осокин, 1970; Алексеев, 1973, 1978; Сареу, 1973; Рябов и др., 1974; Толстихин О. Н., 1974; Пигузова, Шенелев, 1975; Большаков, 1981; Шейнкман, 1981; и др.]. Многие из предложенных схем учитывают не только типы наледообразующих вод, но и местоположение ледяных массивов, время их существования, строение, форму, размеры, а также степень опасности по отношению к инженерным сооружениям [Алексеев, 1978].

Как известно, содержание классификаций определяют признаки, по которым производится группировка или расчленение изучаемых явлений. Можно построить столько классификационных схем, сколько существует качественных или количественных характеристик предметов. Однако наибольшую ценность представляют разработки, учитывающие генетические признаки объектов — их происхождение (причины развития), а также морфоструктурные особенности, определяющие свойства материи. При построении классификаций учитываются взаимосвязи между отдельными категориями на основе законов логики, при этом соблюдаются следующие правила: 1) используется одно и то же обоснование; 2) выдерживается соразмерность деления классифицируемых объектов; 3) члены классификации взаимно исключают друг друга; 4) соблюдается непрерывность при выделении таксонов.

Опубликованные классификации наледей в значительной степени повторяют друг друга, отличаясь лишь дробностью деления основных таксономических единиц — наледей поверхностных и подземных вод. Многие из них не соответствуют принципам, положенным в основу типизации ледяных массивов, или не отвечают своему

назначению. Примечательно, что большинство схем, названных генетическими, по существу не являются ими, так как не учитывают причины и факторы наледообразования. Исключение из этого правила — работы Ю. А. Билибина [1956] и В. В. Кравченко [1983, а, б], рассматривающие происхождение наледей на реках. Между тем генетический подход к оценке наледных явлений имеет исключительно важное значение, поскольку позволяет с единых позиций упорядочить огромный фактический материал о развитии наледей, определить пути их практического использования и унифицировать методы борьбы с ними.

Нами предпринята попытка реализовать принципы генетической классификации процессов наледообразования. В зависимости от причин, определяющих выход воды к поверхности намораживания, выделено 12 основных типов наледного льда, объединенных в три класса:

Класс I. Наледи подземных вод

Тип 1. Наледи, формирующиеся в результате свободной гравитационной разгрузки бассейнов подземных вод: при выходе воды на поверхность земли (подтип 1а); при излиянии воды в крупные полости литосферы (подтип 1б).

Тип 2. Наледи, формирующиеся при излиянии воды под воздействием криогенного напора, возникающего в результате промерзания открытых (подтип 2а) и закрытых (подтип 2б) водоносных систем.

Тип 3. Наледи, формирующиеся в результате принудительного выхода воды на поверхность земли при откачках из шурфов, буровых скважин, колодцев, шахт, при осушении туннелей и карьеров.

Класс II. Наледи поверхностных вод

Тип 4. Наледи, формирующиеся в результате излияния воды под воздействием избыточного гидродинамического напора в подледном потоке, возникающем при дополнительных водопрятоках из недр земной коры (подтип 4а) или при подсосах из водохранилищ (подтип 4б).

Тип 5. Наледи, образующиеся при закупорке живого сечения русла шугой (подтип 5а) или внутриводным льдом (подтип 5б), в результате промерзания водотоков и водоемов (подтип 5в) и приложении внешних нагрузок на ледяной покров (подтип 5г).

Тип 6. Наледи, формирующиеся в результате возвратно-поступательного движения водных масс при лунных приливах (подтип 6а), ветровых нагонах (подтип 6б) и набегающих волн (подтип 6в).

Тип 7. Наледи, развивающиеся в результате оседания диспергированных водных масс: при ветровом срыве капель с водной поверхности (подтип 7а); при дроблении падающих водных потоков (подтип 7б); при механических ударах (подтип 7в) и искусственном дождевании (подтип 7г).

Тип 8. Наледи, формирующиеся в результате периодического погружения охлажденных твердых тел в жидкость: при качке плавающих предметов (подтип 8а); при возвратно-поступательных движениях элементов гидротехнических сооружений (подтип 8б).

Тип 9. Наледи, образующиеся от таяния снега и льда в условиях сложного стратифицированного температурного поля, возникающего при радиационных (подтип 9а), адвективных (подтип 9б) оттепелях и искусственных тепловых делениях (подтип 9в).

Тип 10. Наледи, формирующиеся при сбросах промышленных (подтип 10а) и бытовых (подтип 10б) вод.

Тип 11. Наледи, образующиеся на поверхности земли и наземных предметах из атмосферной воды: при кристаллизации растекающихся капель дождя и мороси (гололед) (подтип 11а), при замерзании переохлажденных капель воды без их растекания (зернистая изморозь) (подтип 11б), при намораживании влаги, сконденсированной на поверхности охлажденных предметов (подтип 11в).

Тип 12. Наледи, возникающие в условиях свободной атмосферы при осаднении воды на поверхности взвешенных твердых частиц (подтип 12а) или на поверхности летательных аппаратов (подтип 12б).

Предложенная классификация объединяет практически все варианты ледяных образований, возникающих при дискретном намораживании воды на границе твердой и газовой сред, и учитывает три характерные формы движения жидкости к поверхности льдоаккумуляции — свободный напуск, накат и оседание. Видно, что причины наледеобразования крайне разнообразны. Они обеспечивают формирование внешне различных, но генетически однородных гляциальных объектов. В их число входят лед брызговой, водно-снежный, гольцовый, жильно-натечный, инфильтрационно-натечный, наложенный, оконный, повторно-конжеляционный, панцирный, покровный, гололед, твердый налет, зернистая изморозь, а также многие разновидности льда пищевого, технического, строительного, антисептического и др. Все эти виды льда до сих пор не объединялись в единый генетический ряд и не учитывались при рассмотрении вопросов наледеобразования.

Наледи как форма оледенения

Расширение задач гляциологии привело к формированию ряда новых и трансформации некоторых старых понятий. Так, например, существенно изменилось содержание понятия «оледенение». Ранее этим термином обозначался процесс формирования ледников на поверхности земли. В настоящее время оледенение рассматривается как процесс накопления льда в любой точке криосферы, в том числе в толще воды и горных пород, а также как совокупность всех видов природного льда: ледников, снежного покрова, снежников, ледяного покрова рек и водоемов, дрейфующих, шельфовых, подземных льдов и наледей [Энциклопедический словарь..., 1968; Гляциологический словарь, 1984]. При этом выделяется оледенение наземное, подземное, морское, перигляциальное, айсберговое и др. [Коновалов, 1965; Попов, 1965; Любимов, 1967].

Понятие «оледенение» в его универсальном значении с некоторыми допущениями отождествляют с понятиями «льдообразование» и «льдонакопление». Учитывая особенности фазовых переходов воды и динамику образующихся масс льда, можно выделить три типа льдонакопления — сублимационное, сублимационно-конжеляционное и конжеляционное, которые укладываются в схему основных типов льдообразования (см. рис. 1). Указанная схема объединяет практически все виды природного льда. Если справедливо равенство между понятиями «оледенение» и «льдообразование» (льдонакоп-

ление»), то наледи с полным правом обособляются в особую форму оледенения. В таком случае наледное оледенение есть процесс формирования (накопления) льда при замерзании жидкой или капельно-жидкой воды на границе твердой и газовой сред.

Возможен и другой путь доказательства. Структура и этимология термина «оледенение» (в частности, приставка «о») предполагают формирование (накопление) льда у или около чего-либо, а также на поверхности какого-либо тела (земли, почвы). В этом смысле содержание рассматриваемого понятия почти совпадает с понятием «обледенение», широко используемым в метеорологии и гидрологии.

Анализируя материалы, нетрудно заметить, что понятие «обледенение» является частным выражением более широкого толкования термина «оледенение». В этой связи вполне оправдано введение таких понятий, как обледенение адвективное, внутримассовое, конжеляционное, радиационное, сублимационное, а также обледенение проводов, наземных предметов, судов и др. Есть существенная разница между накоплением льда в толще воды или горных пород и на поверхности чего-либо. В первом случае накопление льда идет сверху вниз в результате процесса промерзания массы воды или увлажнения грунта. Слоистость льда обычно отсутствует. Возможен также вариант льдонакопления вследствие примерзания всплывающего донного и внутриводного льда. Во втором случае увеличение массы льда происходит снизу вверх, благодаря приносу влаги (твердой, жидкой или парообразной) со стороны, при этом, как правило, формируются ледяные слои. Слоистость ледяных массивов — характерный признак накопления льда на твердом основании, своеобразное выражение процесса аккумуляции.

Описанные формы оледенения названы нами соответственно кататенным (от греческого $\chi\alpha\tau\alpha$ — вниз) и анагенным ($\alpha\nu\alpha$ — вверх). Кататенное оледенение развивается при сезонном и многолетнем промерзании водотоков, водоемов и водонасыщенных горных пород, т. е. при кристаллизации крупных масс воды на границе твердой и жидкой сред и в твердой пористой среде. Анагенное оледенение — процесс (а также продукты) накопления льда на границе твердой и газовой сред, т. е. на поверхности льда, земли, почвы, наземных предметов. По своим морфогенетическим особенностям оно разделяется, как и льдонакопление, на три типа: сублимационное, сублимационно-конжеляционное и конжеляционное (рис. 7).

На приведенной схеме наледи представляют особую форму анагенного конжеляционного оледенения.

По продолжительности развития наледное оледенение может быть кратковременным, сезонным и многолетним. Основная часть наледей формируется и разрушается в течение 1—2 сезонов. Намораживание талых снеговых вод в ледниковой зоне приводит к формированию многолетнего наложенного льда, который входит в толщу ледников и в ряде случаев составляет их основную массу. Подобные наледи-ледники существуют тысячи, а иногда и десятки

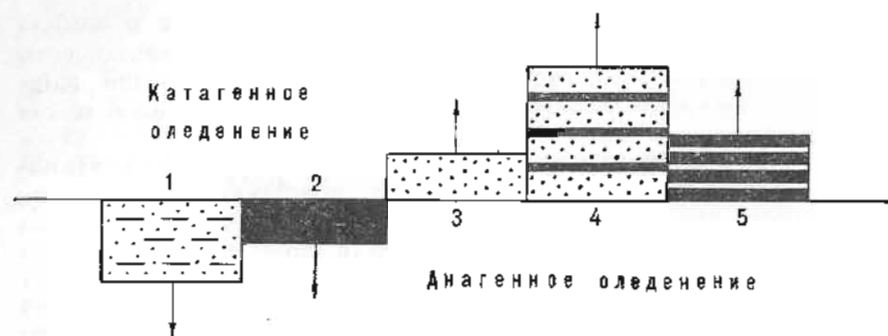


Рис. 7. Схема основных типов оледенения Земли.

1 — вечная и сезонная мерзлота (сублимационный и конжеляционный льды); 2 — ледяной покров водотоков и водоемов (конжеляционный лед); 3 — снежный покров, иней, кристаллическая изморозь (сублимационный лед); 4 — ледники (сублимационно-конжеляционный лед); 5 — наледь (конжеляционный лед).

тысяч лет. Такой же возраст могут иметь наледные массивы, образовавшиеся в крупных полостях земной коры.

По площади распространения наледное оледенение достигает исключительно больших масштабов: снежно-наледный лед и наслуд покрывают практически все замерзающие водоемы (озера, водохранилища, моря и океаны); на суше наледи речных и подземных вод занимают ежегодно не менее 1% территории, подверженной продолжительному промерзанию; ледяные наплески и брызговое оледенение формируются на побережьях всех арктических и антарктических бассейнов, а также на берегах крупных водоемов и водотоков в умеренных широтах; наледи талых снеговых вод образуются по всей площади распространения снежного покрова, ледников и снежников; наледи атмосферных вод (гололед, зернистая изморозь) покрывают десятки миллионов квадратных километров поверхности твердых тел; в свободной атмосфере область наледообразования совпадает с нижней границей криосферы, т. е. наледи могут формироваться даже в пределах экваториальной зоны Земли.

Площадь ежегодного развития наледного оледенения до сих пор не оценивалась, однако анализ потенциальных возможностей наледообразования позволяет сделать заключение, что она близка к площади распространения устойчивого снежного покрова.

Наледи взаимодействуют с другими видами природного льда (рис. 8). Как будет показано ниже, наледные процессы сказываются на строении и развитии ледников, интенсивности оледенения водотоков и водоемов, формировании вечной и сезонной мерзлоты. Со своей стороны ледники, снежный покров, ледотермический режим водных объектов, процессы сезонного и многолетнего промерзания горных пород в ряде случаев являются решающими в развитии наледных явлений, определяют их специфику и местоположение. Все эти сложные и многосторонние связи есть внешнее отражение закономерностей развития глобальной криогенной системы, являю-

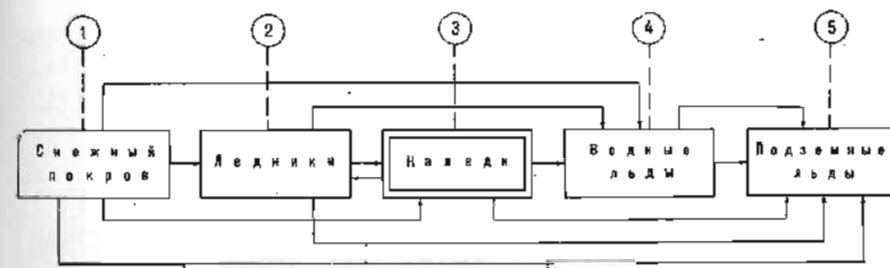


Рис. 8. Схема взаимодействия наледей с основными типами оледенения Земли. Анагенное оледенение: 1 — сублимационное; 2 — сублимационно-конжеляционное; 3 — конжеляционное. Катагенное оледенение: 4 — конжеляционный лед водотоков и водоемов; 5 — конжеляционный и сублимационный лед в толще сезонной и вечной мерзлоты.

щейся результатом более широкого взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы.

Наледная форма оледенения характеризуется комплексом специальных гляциогидрологических терминов и понятий [Алексеев, Толстухин, 1969; Соколов, 1975; Алексеев, 1978; Гляциологический словарь, 1984]. Так, степень регионального развития наледей может быть определена их суммарным объемом или площадью. Отношение суммарной площади наледей к площади рассматриваемой территории, выраженное в процентах, называется относительной наледностью. Расчет относительной наледности производится с учетом средних многолетних или максимальных площадей наледей, при этом могут быть получены суммарные показатели оледенения или отдельные характеристики развития процесса, обеспеченные намерзанием тех или иных типов воды.

Формирование наледей определяется наледным питанием, т. е. объемом воды, аккумулированной на какой-либо площади в результате ее послойного намораживания. Количество воды, образующейся при таянии ледяных массивов и корок льда, характеризует наледный сток. Эти показатели используются для расчетов соответствующих расходов, коэффициентов и модулей наледного питания и стока [Алексеев, Толстухин, 1969; Соколов, 1975].

Динамика наледного оледенения в многолетнем разрезе определяется соотношением объемов воды, расходуемых на питание наледей, $Q_{н.п}$ и стоком с них $Q_{н.с}$. Если $Q_{н.п} > Q_{н.с}$, то оледенение прогрессирует (формируются многолетние наледи и наледи-ледники), если $Q_{н.п} < Q_{н.с}$, наледный покров деградирует. Эта схема в сущности соответствует любому из выделенных типов оледенения, что еще раз подтверждает правомерность рассмотренных выше позиций.

ФИЗИКА НАЛЕДНЫХ ЯВЛЕНИЙ

Вопросы физики наледных явлений изучены еще далеко не достаточно. Впервые на особенности замерзания воды на льду обратил внимание М. М. Крылов [1927] в связи с разработкой и строитель-

ством конструкций ледяных складов и организацией зимних полевых на сельскохозяйственных угодьях. В дальнейшем специфика наледных процессов экспериментально и теоретически исследовалась М. М. Коруновым [1939, 1940], В. А. Бобковым [1940, 1977], В. В. Степановым [1954, 1959], Н. Т. Кудряшовым [1959], В. К. Щелоковым [1964, 1967], В. Н. Голубевым [1972, 1976], Б. А. Савельевым [1972, 1974], К. Ф. Войтковским [Войтковский, Голубев, 1973], Н. Ф. Савко [1973], В. В. Пановым [1976] и др. В естественных природных условиях особенности наледообразования изучались П. Ф. Швецовым и В. П. Седовым [1941], Е. С. Дукаевым [1959], А. А. Цвидом [1957], В. Е. Бучинским [1960, 1966], В. Г. Глуховым [1972, 1973], О. Н. Толстихиным [1974], Б. Л. Соколовым [1975] и др. Анализ полученных материалов, а также наши опыты и наблюдения позволяют в общих чертах описать процессы формирования и разрушения наледного льда.

Особенности замерзания воды на льду

Как уже указывалось, поступление воды на поверхность наледообразования осуществляется свободным напуском, волновым движением или посредством оседания брызгового облака (аэрозоля). На горизонтальной поверхности, имеющей температуру около 0°C , вода растекается в разных направлениях, образуя тонкий слой. Движение жидкости происходит до тех пор, пока оно не ограничится каким-либо препятствием или когда величина поверхностного натяжения и сила сцепления с подстилающей поверхностью превысят силы гравитационного или другого смещения. На наклонных и вертикальных плоскостях вода свободно стекает, оставляя лишь пленку смачивания. При температуре ниже 0°C вода промерзает, превращаясь в базисный ледяной слой. Формирование этого слоя возможно и при поступлении воды на промерзшую поверхность аккумуляции. В этом случае распространение водных потоков ограничивается процессами промерзания жидкости со стороны подстилающей поверхности и увеличением турбулентной вязкости в результате выделения ледяных кристаллов. Сокращение пути движения находится в прямой зависимости от температуры среды и угла наклона поверхности.

Наледообразование всегда прерывно, поскольку вода в зону намерзания поступает порциями. Размер порций колеблется в широких пределах, в связи с этим мощность наледных слоев может изменяться от долей миллиметра до десятков сантиметров.

Известно, что неподвижная или текущая вода вначале с поверхности переохлаждается, при этом возникают скелетные кристаллы пластинчатого типа, ориентированные главной осью субгоризонтально [Шумский, 1955]. Быстро разрастаясь, они превращаются в длинные остроконечные иглы. Смешиваясь под влиянием волнения, кристаллы льда превращаются в шугу. При усилении мороза шуга смерзается и ледяной покров начинает расти сверху вниз. Под ним обычно лежит слой воды, имеющей температуру выше 0°C .

Замерзание воды на льду существенно отличается от промерзания глубоких водоемов и водотоков. Об этом свидетельствуют данные натурных и экспериментальных наблюдений [Войтковский, Голубев, 1973; Алексеев, Савко, 1975; Бобков, 1977; и др.]. Анализ материалов позволил выявить ряд характерных особенностей кристаллизации растекающейся воды на льду.

1. Процесс замерзания стоячей или растекающейся воды разделяется на две самостоятельные стадии, имеющие определенную продолжительность. На первой стадии происходит охлаждение потока и ледяного основания до нулевой температуры, на второй стадии — переохлаждение и промерзание воды. Чем больше переохлаждение воды и ниже температура окружающей среды, тем более мелкие кристаллы льда образуются при переходе жидкости в твердое состояние. Процесс кристаллизации определяется наличием зародышей льдообразования. Равномерно-зернистые слои льда формируются лишь при условии однородного распределения зародышей в объеме переохлажденной жидкости. В природе такой гомогенный процесс льдообразования встречается редко. Механические примеси в воде и шероховатость подстилающего основания определяют гетерогенную кристаллизацию, которая протекает интенсивно даже при небольшом переохлаждении. «При гетерогенном процессе почти во всех случаях образуется лед столбчатой, длиннопризматической или шестоватой структуры, причем основными факторами, контролирующими длину кристаллов, являются толщина слоя жидкости и условия тепло- и массообмена у фронта кристаллизации» [Войтковский, Голубев, 1973, с. 8].

При промерзании наледообразующего слоя снизу структура приконтактного льда зависит от физико-химических свойств поверхности аккумуляции (льда или другого твердого тела). Влияние свойств подложки (основания) сказывается на расстоянии 3—5 см.

Процессы замерзания на льду соленой и пресной воды существенно отличаются, поскольку в первом случае возрастают скорости возникновения центров кристаллизации в связи с изменением эвтектической температуры, энергии активации, самодиффузии и коэффициента поверхностного натяжения на границе раздела лед—вода.

2. Замерзание слоя воды толщиной до 8 мм происходит не с поверхности, как в водоеме, а во всем объеме жидкости. Вначале появляются игольчатые кристаллы льда толщиной в доли миллиметра. При отсутствии движения они очень быстро прорастают в глубь слоя и смыкаются с подстилающей поверхностью. Дендриты прочно соединяются с ледяным основанием, образуя многочисленные, постепенно утолщающиеся перегородки. Вода промерзает как сверху, так и снизу. На заключительной стадии в толще ледяного слоя остаются отдельные ячеи воды, кристаллизация которых сопровождается деформацией или разрывом льда и частичным излиянием жидкости.

При движении воды по наклонной плоскости игольчатые кристаллы захватываются водным потоком и транспортируются по ук-

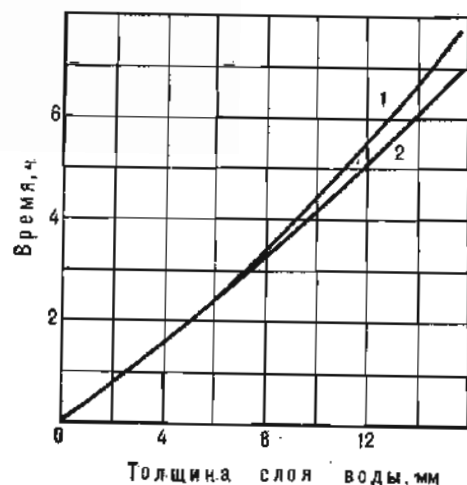


Рис. 9. Время замораживания слоя воды на льду различной толщины с учетом (1) и без учета (2) термического сопротивления корки льда, по В. К. Щелокову [1967].

лону. Во время движения количество кристаллов увеличивается, растут их размеры. В некоторых критических условиях вода превращается в кашеобразную массу, которая после появления пленки сплошного льда на верхней границе слоя создает преграду и является причиной возникновения гидродинамического напора. Повышение турбулентной вяз-

кости потока приводит к тому, что движение воды осуществляется как в пористой среде. В результате промерзания наледного слоя воды образуется непрозрачный беловатый лед.

На вертикальных поверхностях вода растекается очень тонким слоем, в котором воздействие внешней среды и охлажденной поверхности наледообразования (подложки) сказывается очень быстро. Внутри слоя почти сразу возникают мелкие кристаллы льда, растающие к ледяному основанию, которые мешают миграции влаги и способствуют ее быстрому промерзанию.

3. Процесс замораживания воды на льду осложняется появлением ледяной корки у ее поверхности. При толщине слоя более 8 мм корка льда сдерживает кристаллизацию воды (рис. 9). Рост ее обеспечивает развитие миниатюрных бугров пучения и излияние наледных вод. При мощности слоя, измеряемой десятками сантиметров, в толще воды возникают большие напряжения, которые разрешаются посредством пластических деформаций льда, взрыва или путем напорной миграции в межкристаллическое пространство ледяного основания. В ряде случаев возможно расщепление смерзшихся наледных слоев. При перекрытии корки льда новыми порциями воды возможно формирование наледи с линзами жидкости и густой сетью водопроводящих каналов. В природной обстановке формирование линз инъекционно-наледного льда в течение зимы происходит многократно, в результате чего строение наледей осложняется.

4. Наледообразование при осаждении капельно-жидкой воды (дождя, мороси, тумана, ветровых брызг и пр.) осуществляется вследствие кристаллизации полидисперсных капель. Переход воды в лед обычно начинается в зоне контакта с твердым телом. В мелких каплях процесс кристаллизации жидкости начинается или вокруг инородных частиц, или с поверхности, при этом выделяющейся скрытой теплоты фазового перехода оказывается недостаточно для

повышения температуры среды до 0°C . В результате водяные сферы промерзают очень быстро, образуя белый зернистый налет. Промерзание капель воды с поверхности сопровождается формированием ледяной оболочки, внутри которой некоторое время сохраняется жидкое ядро. Увеличение корки льда вследствие интенсивного теплообмена приводит к тому, что в замкнутом объеме развивается большое давление; ледяная сфера взламывается, вода изливается на ее поверхность и намерзает в виде тонкого ледяного слоя. Этот процесс повторяется многократно, вследствие чего формируется характерная слоистая структура ледяных гранул. Столкновение частиц льда с переохлажденными каплями воды приводит к градообразованию — тонкослойному намораживанию атмосферной влаги вокруг какого-либо зародыша.

Крупные капли несут большое количество скрытой теплоты льдообразования. Их кристаллизация часто сопровождается повышением температуры до 0°C . Поэтому вода разливается тонким слоем и, замерзая, превращается в стекловидные корки льда — гололед. Нетрудно заметить, что все эти явления и качественно и количественно подобны намораживанию более крупных масс растекающейся жидкости.

Как видим, процессы наледообразования, развивающиеся в различных условиях, протекают по одной схеме. Однако они существенно отличаются от накопления льда при промерзании водоемов, рек и ручьев.

Теплообмен при наледообразовании*

Теплофизические процессы в слое воды на льду практически не зависят от типа наледообразования, т. е. формы подачи жидкости к поверхности льдоаккумуляции, так как перед замораживанием вода растекается тонким слоем, отдавая тепловую энергию окружающему пространству. Учитывая изложенное в предыдущем разделе, вопросы теплофизики наледообразования можно свести к промерзанию наледного слоя воды заданной толщины. Решение этой задачи рассматривалось рядом исследователей применительно к частным случаям тонкослойного намораживания: при изучении возможностей возведения искусственных ледяных массивов [Корунов, 1939; Степанов, 1954, 1959; Кудряшов, 1959; Щелоков, 1964, 1967; Бобков, 1977]; при исследовании условий образования гололеда [Драневич, 1971; Глухов, 1972, 1973]; града [Бартишвили, Кузаева, 1966; Желев, 1966; Сулаквелидзе, 1967; Сулаквелидзе и др., 1970; Литвинов, 1974; Жекамухов, 1982]; при анализе обледенения воздушных и морских судов [Мазин, 1957; Борисенков, 1969; Ключникова, 1974; Панов, 1976]. Некоторые теплофизические аспекты наледообразования рассмотрены также в наших работах [Алексеев, Савко, 1975].

* Раздел написан совместно с Г. И. Сморгуним.

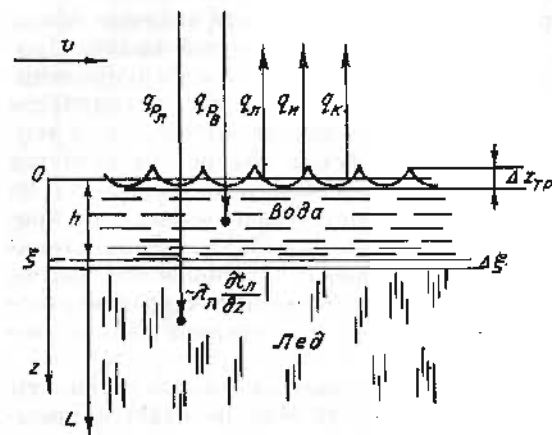


Рис. 10. Схема теплообмена наледообразующего слоя воды в период его охлаждения. $q_{рл}, q_{рв}$ — тепловые потоки, поглощаемые льдом и водой; $q_{л}, q_{н}$ и $q_{к}$ — тепловые потоки, вызванные длинноволновой радиацией, испарением и конвекцией; h — толщина слоя воды на льду; $\Delta Z_{тр}$ — слой трансформации; ξ — положение фазовой границы раздела вода — лед; L — мощность льда; v — скорость ветра; z — вертикальная координата.

В процессе замораживания слоя воды на льду выделяются три стадии: 1) охлаждение жидкости до температуры кристаллизации; 2) переохлаждение воды, зарождение первичных кристаллов и образование на поверхности корки льда; 3) нарастание ледяной корки до ее слияния с ледяным основанием. Рассмотрим каждый из указанных процессов.

Теплообмен в период охлаждения наледного слоя воды. При охлаждении воды на льду происходит перераспределение тепла в атмосферу и ледяную толщу (в результате чего наледный слой охлаждается), а также оттаивание ледяного основания на некоторую глубину $\Delta\xi$. В общем виде процесс теплообмена (рис. 10) описывается системой дифференциальных уравнений:

$$\frac{\partial t_{\text{в}}}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} k(z) \frac{\partial t_{\text{в}}}{\partial z} + \frac{Q_1(z, \tau)}{c_{\text{в}} \rho_{\text{в}}}, \quad 0 < z \leq \xi;$$

$$\frac{\partial t_{\text{л}}}{\partial \tau} = a_{\text{л}} \frac{\partial^2 t_{\text{л}}}{\partial z^2} + \frac{Q_2(z, \tau)}{c_{\text{л}} \rho_{\text{л}}}, \quad \xi < z \leq \Lambda;$$

$$-\lambda_{\text{в}} \frac{\partial t_{\text{в}}}{\partial z} \Big|_{z=\xi} + \lambda_{\text{л}} \frac{\partial t_{\text{л}}}{\partial z} \Big|_{z=\xi} = L \rho_{\text{л}} \frac{d\xi}{d\tau}, \quad z = \xi;$$

$$t_{\text{в}}(\xi, \tau) = t_{\text{л}}(\xi, \tau) = 0^\circ \text{C}.$$

При этом соблюдаются следующие граничные условия:

— на поверхности задано уравнение баланса тепла и влаги

$$-\lambda_{\text{в}} \frac{\partial t_{\text{в}}}{\partial z} \Big|_{z=0} = F(t_{\text{п}}, P(\tau)),$$

где

$$F(t_{\text{п}}, P(\tau)) = Q_0(\tau)(1 - A)[1 - \exp(-S_{\text{в}} \Delta z_{\text{тр}})] - q_{\text{л}} - q_{\text{н}} - q_{\text{к}};$$

— на глубине Λ в ледяном массиве известен закон изменения температуры

$$t_{\text{л}}(\tau, \Lambda) = t_{\text{л}}(\tau).$$

Начальные условия задачи:

$$t_{\text{в}}(0, z) = \varphi(z),$$

$$t_{\text{л}}(0, z) = \psi(z),$$

$$\xi(0) = h. \quad (1.1)$$

В приведенных формулах приняты обозначения: $t_{\text{в}}, t_{\text{л}}, t_{\text{п}}$ — температура воды, льда, поверхности намораживания; $k(z), a_{\text{л}}$ — коэффициент температуропроводности воды и льда; Q_1, Q_2 — источники тепла в воде и во льду в результате поглощения солнечной радиации; Q_0 — поток суммарной коротковолновой радиации; $c_{\text{в}}, c_{\text{л}}$ — теплоемкость воды и льда; $\rho_{\text{в}}, \rho_{\text{л}}$ — плотность воды и льда; L — теплота, выделяющаяся при кристаллизации воды; $P(\tau)$ — комплекс метеорологических параметров; A — альбедо; $S_{\text{в}}$ — коэффициент прозрачности воды; $q_{\text{л}}, q_{\text{н}}, q_{\text{к}}$ — потоки тепла, обусловленные длинноволновым излучением, испарением и конвекцией; h — толщина слоя воды на льду.

Известно, что на охлаждение наледообразующего слоя влияет волновое перемешивание, которое может быть учтено на основе уравнения баланса волновой энергии В. М. Маккавеева [Маккавеев, Коновалов, 1940]:

$$\frac{\partial}{\partial \tau} \left(\gamma \frac{a^2}{2} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\gamma \frac{a^2 \Phi}{2} \right) = R_1 - R_2,$$

где a — амплитуда волны, равная половине ее высоты; Φ — групповая скорость волн, характеризующая перенос энергии; R_1 — энергия, передаваемая ветром воде; R_2 — диссипация волновой энергии; γ — плотность воды. Решение этого уравнения при соответствующих начальных и граничных условиях дает зависимость $a = f(h, x, v, \lambda, c)$, в которой h — глубина водоема; x — разгон; v — скорость ветра; λ — длина волны; c — скорость распространения волны.

Соприкосновение движущегося потока воздуха с водной поверхностью приводит к формированию некоторого слоя взаимодействия. С одной стороны, движущийся воздух возбуждает волны на поверхности, вызывая ветровые течения (дрейф), а с другой — волны оказывают сопротивление воздушному потоку. Перемешивание воды под действием ветра ведет к увеличению коэффициента турбулентного обмена на величину

$$A_{\text{в}} = \frac{\pi \chi^2 \rho H_{\text{вл}}^2}{36 T_{\text{вл}}} \cdot \frac{\text{sh}^3 [2a(h-z)]}{\text{sh}(ah) \text{ch}^2 [2a(h-z)]},$$

где $H_{\text{вл}} = 0,0208 v^{5/4} x^{1/4}$ — высота волн, м; $T_{\text{вл}} = 0,304 x v^{1/2}$ — период волнения, ч; x — разгон, км; χ — безразмерная постоянная Кармана; h — мощность слоя воды, м.

Зависимость турбулентного теплообмена от характеристик дневной поверхности учитывается параметром шероховатости z_0 . Аналогичный параметр вводится и при расчете турбулентного теплообмена взволнованной поверхности с учетом подвижности волн.

Предполагая движение всех элементов шероховатостей с одинаковой скоростью $U_{\text{шер}}$ и пренебрегая вкладом низкочастотных компонент волнения, С. А. Китайгородский [1970] определил параметр шероховатости $z_0 = 0,120 h_{\text{ср}} \exp\left(\frac{-\chi U_{\text{шер}}}{\Phi_*}\right)$ (в см), где $U_{\text{шер}} = \frac{E^{\text{т.р.}}}{2}$, $h_{\text{ср}}$ — средняя высота волн; $\tau_{\text{ср}}$ — средний период волн; χ — постоянная Кармана, равная 0,4; g — ускорение силы тяжести; Φ_* — динамическая вязкость воды.

С учетом сделанных замечаний запишем уравнения для расчета составляющих теплового баланса для поверхности воды и определим коэффициенты турбулентного теплообмена в воде. Составляющие теплового баланса могут быть рассчитаны по следующим формулам [Константинов, 1968; Эфромсон, 1977]:

$$q_{\text{л}} = \sigma T_{\text{з.о}} (1 - cn) (a + b \sqrt{e_{\text{з.о}}}) + 4\epsilon \sigma T_{\text{з.о}}^3 (T_{\text{экв.в}} - T_{\text{з.о}}); \quad (1.2)$$

$$q_{\text{к}} = \frac{\chi^2 c_{\text{р.в}} m \alpha_{\text{т}}}{\ln \frac{z_{\text{т}}}{z_0} \cdot \ln \frac{z_{\text{с}}}{z_0}} (t_{\text{з.о}} - t_{\text{экв.в}}); \quad (1.3)$$

$$q_{\text{н}} = \frac{0,62 \cdot 10^{-2} \chi^2 L \rho_{\text{в}} m \alpha_{\text{с}}}{\ln \frac{z_{\text{с}}}{z_0} \cdot \ln \frac{z_{\text{т}}}{z_0}} \Phi (e_{\text{з.о}} - e_{\text{н}}); \quad (1.4)$$

$$q_{\text{р}} = Q_0(\tau) (0,8 - 0,54 n^{(2+4n^3)}) (1 - A) [1 - \exp(-S_{\text{в}} \Delta z_{\text{тр}})]; \quad (1.5)$$

где $q_{\text{р}}$ — поток тепла, обусловленный коротковолновой радиацией; Q_0 — максимальная солнечная радиация в данное время на данной широте местности; n — облачность; A — альбеда водной поверхности; $t_{\text{з.о}}$ — температура воздуха на высоте 2 м; e — излучательная способность поверхности; σ — постоянная Стефана — Больцмана; χ — постоянная Кармана; $\rho_{\text{в}}$ — плотность воздуха; v — скорость ветра; L — скрытая теплота парообразования; $e_{\text{н}}$ — насыщающая упругость водяного пара при температуре поверхности $t_{\text{п}}$; $z_{\text{с}}$ — высота измерения скорости ветра; $z_{\text{т}} = z_{\text{с}}$ — высота метеорологической будки; z_0 — параметр шероховатости водной поверхности (с учетом волн); $\alpha_{\text{т}}$, $\alpha_{\text{с}}$ — параметры, зависящие от стратификации; a , b , c и m — постоянные параметры; $S_{\text{в}}$ — коэффициент ослабления коротковолновой радиации водой; $\Delta z_{\text{тр}}$ — слой трансформации.

Потоки тепла, обусловленные конвекцией и испарением, можно определить из комплексного выражения

$$q_{\text{к+н}} = \alpha [1,95(6,11 - e_{\text{з.о}}) - t_{\text{з.о.воз}}],$$

где α — коэффициент теплоотдачи, который находится из выражения, полученного на основе обработки экспериментальных данных Н. Т. Кудряшова [1959] по замораживанию различных слоев воды на поверхности льда:

$$\alpha = \Phi \cdot \ln \Delta t + 0,24 \Delta t - 3,6, \text{ ккал}/(\text{м}^2 \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C}). \quad (1.6)$$

Слой трансформации $\Delta z_{\text{тр}}$ определяет зону активного взаимодействия с атмосферой, которая в первом приближении равна высоте волн на поверхности. В нем в результате взаимодействия с атмосферой и нижними слоями воды происходит формирование некоторой эквивалентной температуры поверхности $t_{\text{экв.в}}$, определяющей все последующие процессы теплообмена.

Распределение тепла и выравнивание температуры в ледяном слое воды осуществляется: 1) ветровым перемешиванием (ветровыми волнами и ветровыми течениями); 2) динамическим перемешиванием (течением воды, вызванным уклоном); 3) свободноконвективным перемешиванием, обеспеченным неоднородностью поля плотности.

Интенсивность теплопередачи количественно характеризуется коэффициентом турбулентного теплообмена или теплопроводности воды. Последний можно представить эффективной величиной, равной

$$\lambda_{\text{эф}} = \lambda_{\text{м}} + \lambda_{\text{тв}} + \lambda_{\text{с}} + \lambda_{\text{н}},$$

где $\lambda_{\text{м}}$, $\lambda_{\text{тв}}$, $\lambda_{\text{с}}$, $\lambda_{\text{н}}$ — молекулярная, турбулентная ветровая, динамическая, свободноконвективная теплопроводность соответственно.

Относительные значения составляющих этого уравнения, за исключением $\lambda_{\text{н}}$, зависят от многих условий: скоростей течения и ветра, мощности слоя воды, характера температурной стратификации и т. д.

Интенсивность свободноконвективного перемешивания (термическая конвекция) обусловлена стратификацией плотности воды. При охлаждении наледообразующего слоя можно выделить две области с различной плотностью, разделенные изотермой 4°C . В верхней области наблюдается устойчивая стратификация плотности, и интенсивность теплообмена здесь определяется первыми двумя членами равенства (1.1). В нижней — неустойчивое расслоение водной массы, поэтому при значительной мощности наледообразующего слоя h и малых скоростях ветра теплопередача здесь осуществляется вследствие свободноконвективного перемешивания.

Коэффициент теплопроводности, обусловленный термической конвекцией, определяется из выражения $\lambda_{\text{к}} = \lambda_{\text{м}} \cdot \text{Nu}$, где $\text{Nu} = f(\text{Ra})$ — критерий Нуссельта; $\text{Ra} = \text{Gr} \cdot \text{Pr}$ — критерий Рэлея, Gr — критерий Грасгофа, Pr — критерий Прандтля [Михеев, 1956].

Период охлаждения наледного слоя продолжается до установления на поверхности воды нулевой температуры. С этого момента появляется возможность зарождения и роста кристаллов льда.

Теплообмен в период образования корки льда. Поверхностный слой воды $\Delta z_{\text{тр}}$, контактирующий с атмосферой, как правило, находится в колебательном движении и переохлажденном состоянии. В зависимости от условий теплообмена и интенсивности волнения переохлаждение может быть значительным. В этом слое воды появляются кристаллы льда, которые в процессе движения растут и, достигая некоторого критического размера, всплывают к поверхности, где постепенно образуется слой льдинок. При определенном

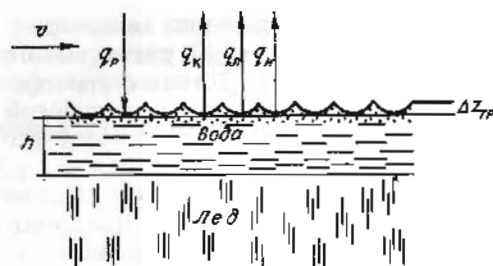


Рис. 11. Схема теплообмена наледного слоя воды с атмосферой в период образования корки льда на ее поверхности.

количестве кристаллов в поверхностном слое воды — кристаллы системы вода — кристаллы резко увеличивается и на границе раздела вода — воздух появляется сплошная пленка льда.

Для определения времени образования первичной корки льда допустим, что к моменту времени, соответствующему началу льдообразования, температура воды одинакова по высоте слоя и равна 0°C . Выделим некоторую область $\Delta z_{\text{тр}}$ в поверхностном слое воды (область объемной кристаллизации, $\Delta z_{\text{тр}} = 3-10$ мм), где в результате теплообмена с атмосферой образуются ледяные кристаллы (рис. 11). При переходе воды в твердую фазу выделяется тепло, которое передается только в атмосферу путем излучения q_n , испарения q_k и конвекции q_k . Для образования корки льда толщиной $\Delta z_{\text{тр}} = \delta$ необходимо отвести тепло в количестве

$$Q_1 = \delta \rho L. \quad (1.7)$$

При плотности теплового потока в атмосферу $q = q_n + q_k + q_k - q_p$ для отвода количества тепла с единицы площади льдообразования потребуется время τ_0 . Тогда

$$Q_1 = q \tau_0 = (q_n + q_k + q_k - q_p) \tau_0. \quad (1.8)$$

Подставляя значение Q_1 из формулы (1.7) в уравнение (1.8), получим

$$\tau_0 = \frac{\delta \rho L}{q_n + q_k + q_k - q_p}.$$

Для расчета времени образования корки льда толщиной h_0 необходимо знать величины q_n , q_k и q_p , которые можно рассчитать по формулам (1.2)–(1.5).

После образования первичной корки льда дальнейшая кристаллизация описывается в соответствии с задачей Стефана.

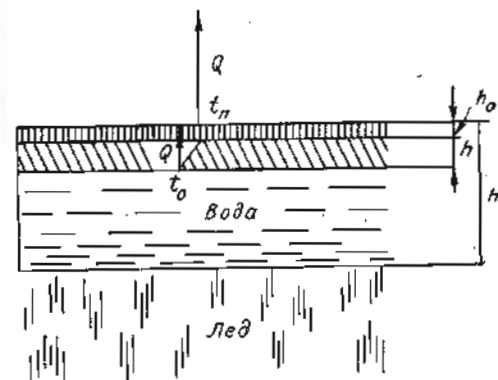
Теплообмен в период нарастания корки льда. Нарастание льда на его нижней поверхности, соприкасающейся с водой, исследуем с помощью баланса льдообразования

$$\rho_L L \frac{dh}{dt} = Q, \quad (1.9)$$

где Q — тепловой поток через лед в атмосферу.

Для определения Q предположим, что тепловой режим в ледяном покрове квазистационарный [Пивоваров, 1972]. В результате

Рис. 12. Схема теплообмена наледного слоя воды при нарастании корки льда.



получим

$$Q = \frac{(t_0 - t_n) \lambda_L}{h + h_0}, \quad (1.10)$$

где t_0 — температура воды; λ_L — теплопроводность льда; t_n — температура поверхности льда; h_0 — толщина первичной корки льда.

С другой стороны, Q определяется из уравнения теплового баланса на поверхности льда, контактирующей с атмосферой (рис. 12):

$$Q = q_k + q_p + q_n - q_p.$$

Иначе Q можно представить в виде

$$Q = A t_n + B, \quad (1.11)$$

где A и B — функции, зависящие от метеорологических условий местности. Подставляя значения Q , найденные из формул (1.10, 1.11), в выражение (1.9), при условии $t_0 = 0$

$$\rho_L L \frac{dh}{dt} = Q = \frac{B}{1 + A \left(\frac{h + h_0}{\lambda_L} \right)}.$$

Принтегрировав это уравнение и сделав соответствующие преобразования, получим формулу для расчета времени образования заданного слоя льда

$$\tau_1 = \frac{\left[1 + A \left(\frac{h}{2\lambda_L} + \frac{h_0}{\lambda_L} \right) \right] h \rho_L}{B}. \quad (1.12)$$

Функции A и B , необходимые для расчета по этой формуле, имеют вид

$$A = \alpha \cdot 1,718 + \frac{4\sigma}{100} T_{2,0}^3;$$

$$B = \alpha (11,91 - 1,95 e_{2,0} - t_{2,0}) + \sigma T_{2,0}^4 (0,39 - 0,05 \sqrt{e_{2,0}}) (1 - cn^2) - \frac{4\sigma}{100} T_{2,0}^3 t_{2,0}.$$

Коэффициент α определяется из выражения (1.6)

Общее время замерзания слоя воды, налитой на лед, с учетом времени образования корки льда на поверхности определяется суммой τ_0 и τ_1 , т. е. $\tau = \tau_0 + \tau_1$.

Разрушение наледей происходит в результате испарения, радиационного и теплового таяния, а также при механическом и химическом воздействии. Роль каждого из перечисленных факторов определяется местоположением ледяного массива, условиями его существования и развития.

Испарение наледного льда. После замерзания воды на льду образовавшийся наледный слой интенсивно охлаждается, при этом отмечается некоторое уменьшение мощности льда вследствие его испарения. Известно, что интенсивность испарения G_n находится в тесной зависимости от теплового потока Q' , идущего к поверхности наледи через лед (рис. 13) [Щелоков, 1967]. Кривые на графике соответствуют двум условиям опыта: с экраном, позволяющим исключить влияние лучистого теплообмена, и без него, когда учитывались и лучистый и конвективный теплопроход. Количество тепла Q' , поступающее к поверхности наледи снизу, может быть определено по эмпирическим формулам:

— в опыте с экраном:

$$Q' = \frac{(t_n - t_{\text{воз}}) + 1,9}{0,195};$$

— в опыте без экрана:

$$Q' = \frac{(t_n - t_{\text{воз}}) + 2,25}{0,174},$$

где t_n — температура поверхности наледного льда; $t_{\text{воз}}$ — температура воздуха.

Испарение наледи возможно в двух случаях: 1) при адвекции относительно теплых воздушных масс, когда температура воздуха становится выше температуры поверхности наледного льда (условие так называемой психрометрической сублимации льда); 2) при направленности теплового потока из толщи льда, грунта или иного подстилающего материала к поверхности наледного покрова. Последнее условие — характерная черта наледообразования.

Выше было показано, что периодическое поступление наледообразующих вод и их промерзание приводят к прогреванию верхней части подстилающего материала. Однако вслед за кристаллизацией воды происходит резкое охлаждение наледного слоя. Это

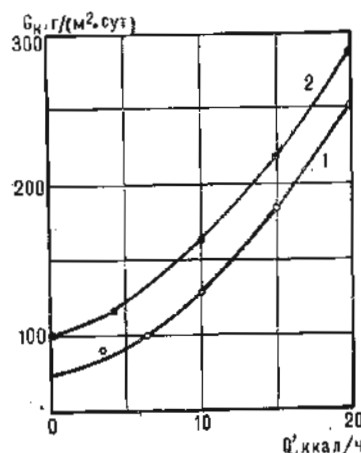


Рис. 13. Зависимость интенсивности испарения наледного льда G_n от теплового потока к поверхности наледи Q' .

Вариант опыта: 1 — с экраном; 2 — без экрана.

Таблица 1

Соотношение испарения льда (—) и конденсации влаги на его поверхности (+) в условиях г. Иркутска в январе 1980 г., г

Обычный образец льда	Плотность, г/см³	Число					Сумма
		17	22	23	24	25	
Наморозенный слой толщиной 2 мм	0,9	+2,35	—1,27	+0,89	—1,79	—2,64	—0,74
Наморозенный каплями диаметром 2—3 мм	0,9	+1,13	—1,74	—0,81	+1,80	—1,96	—1,58
Мелкозернистый снег	0,25	—	—1,30	—	+1,76	—0,71	—0,25

обеспечивает поток тепла обратного знака (из глубины), за счет которого осуществляется интенсивное испарение льда.

Наблюдение за испарением образцов наледного льда позволило выявить некоторые закономерности развития этого процесса. Согласно Э. Д. Ершову и др. [1973], испарение с поверхности льда, сформировавшегося при послойном намораживании воды, происходит неравномерно по всей площади. Переход льда в пар осуществляется в наиболее активных центрах испарения, являющихся дефектами кристаллического строения льда. Вначале образуются микроскопические ямки чашеобразной формы. Они постепенно углубляются и, расширяясь, сливаются друг с другом, создавая пологоводнистый микрорельеф. На этой поверхности затем вновь зарождаются воронки испарения и цикл развития микрорельефа повторяется.

Интенсивность испарения льда находится в прямой зависимости от температуры, давления, влажности и скорости движения воздуха, а также от строения и свойств самой наледи. С понижением температуры и увеличением влажности воздуха она уменьшается, а с повышением скорости ветра — увеличивается. Расчеты, произведенные на основе экспериментальных исследований, показали, что за четыре зимних месяца при средней температуре -5°C , относительной влажности воздуха 70% и отсутствии ветра с 1 м^2 льда может испариться 15 кг воды, мощность наледи при этом уменьшается на 1,5 см. Повышение скорости ветра при тех же параметрах среды обуславливает увеличение испарения льда до 360 кг/м^2 и сокращение мощности на 36 см. Однако в естественных природных условиях испарение наледного льда почти всегда компенсируется конденсацией влаги на его поверхности (табл. 1). В целом за зимний период баланс массы наледей может быть отрицательным, но, как правило, эта величина имеет небольшие значения и в практических расчетах ею можно пренебречь. Так, в условиях г. Иркутска в течение зимы мощность ледяных массивов может сократиться всего на 5—8 см.

Большого испарения с поверхности наледи следует ожидать лишь в засушливых районах земного шара, например на юге Забай-

каля и в Монголии. По расчетным данным, за зимний период здесь может испариться до 300—400 кг/м² льда.

Тепловое и механическое разрушение наледей. Изучение теплового разрушения наледей сводится прежде всего к определению мощности слоя стаивания h_c за время τ , что в свою очередь требует учета морфологии наледных массивов.

Формы поперечного сечения наледей, образующихся при свободном напуске воды, весьма многообразны. Тем не менее их можно обобщенно свести к двум видам фигур: прямоугольнику и трапеции. Прямоугольная форма характерна для наледей, встречающихся на реках с крутыми берегами, в долинах-ущельях, глубоких оврагах и т. п., трапециевидная — для ледяных тел, возникающих в депрессиях с пологими склонами или на плоских субгоризонтальных поверхностях. Наледи, образованные при наплесках и брызговом оледенении, могут иметь различную форму поперечного сечения, однако ее всегда можно представить в виде равновеликих фигур, сохранив при этом длину основания. Потребностями в размерах площадей верхнего и нижнего оснований ледяного массива, возникающими в результате «распрямления» фигур, в практических расчетах можно пренебречь. Тогда слой стаивания для прямоугольного сечения

$$h_c = \frac{\Delta W}{F_n}, \quad (1.13)$$

для трапециевидного

$$h_c = \frac{\Delta W}{F_{i+1} + \frac{1}{2} \Delta F}, \quad (1.14)$$

где ΔW — изменение объема наледи за время τ , м³; F_n — площадь наледи на момент максимального развития, м²; F_{i+1} — площадь наледи на конец периода, м²; ΔF — изменение площади наледи за расчетный период, м².

В период абляции наледи расчленяются на ряд обособленных массивов, которые подвергаются воздействию потоков талых наледных или паводковых вод. В ряде случаев разрушению наледного льда способствует ветер. На вертикальных и наклонных поверхностях удаление льда из зоны наледообразования происходит путем обрушения или скольжения. При определении слоя стаивания следует учитывать два показателя: уменьшения мощности наледи механическим путем h_m и вследствие теплового разрушения h_t . Доля механического разрушения наледей относительно теплового в ряде случаев достигает больших значений. На вертикальных и наклонных поверхностях она может составлять 80—90%.

Согласно Б. Л. Соколову [1969], слой механического разрушения наледи

$$h_m = \frac{\Delta W}{F_{i+1} + \frac{1}{2} \Delta F} - h_t,$$

а объем льда, уносимого водными потоками или ветром,

$$\Delta W_m = \Delta W - h_t \left(F_{i+1} + \frac{1}{2} \Delta F \right).$$

Мощность слоя стаивания h_t за время τ можно вычислить по формуле В. Т. Балобаева [1963]:

$$\tau = \frac{Q}{B} h_t - \frac{QH_0}{BK_1} \varphi e^{-\psi} \left[Ei \left(\psi + \ln \frac{H_0 + K_1(h_t + h)}{H_0} \right) - Ei \left(\psi - \ln \frac{H_0 + K_1 h}{H_0} \right) \right], \quad (1.15)$$

где $\psi = \frac{1}{B} [t_{воз} K_1 \rho c_p + (e_v - e_0) K_1 \rho \sigma]$; Q — затраты тепла на таяние единицы объема льда, определяемые как $L \rho_n$ (L — удельная теплота плавления льда, ккал/кг; ρ_n — плотность льда, кг/м³); B — радиационный баланс поверхности льда; H_0 — коэффициент теплопроводности воздуха, ккал/(м·ч·°C); K_1 — коэффициент турбулентного обмена на единичной высоте; Ei — интегральная показательная функция; $t_{воз}$ — температура воздуха на высоте h от первоначальной отметки поверхности льда до начала таяния, °C; ρ — плотность воздуха, кг/м³; c_p — теплоемкость воздуха, ккал/(кг·°C); e_v — влажность воздуха на высоте h , кг/кг; e_0 — влажность насыщенного воздуха при 0°C, кг/кг; σ — удельная теплота испарения, ккал/кг.

Формула (1.15) выведена без учета теплового потока в толщу наледного льда, поэтому слой стаивания h_t завышен на величину h'_t . Она может быть найдена из выражения

$$h'_t = -0,735 \cdot 10^{-5} t_n \sqrt{\tau},$$

где t_n — температура льда.

Метод расчета слоя стаивания по В. Т. Балобаеву пригоден для тех случаев, когда имеется полный набор количественных характеристик, входящих в формулу (1.15).

Более рационален метод Н. Ф. Савко, основанный на решении дифференциального уравнения теплопроводности [Алексеев, Савко, 1975]. Решение выполнено для двух условий: когда талые воды не удаляются с поверхности льда и когда они непрерывно с нее стекают.

В естественной обстановке таяние наледей обычно происходит при непрерывном удалении расплавленного материала. Время стаивания ледяного массива мощностью H

$$\tau = \frac{H \rho L}{\beta t_{эф}}, \quad (1.16)$$

где ρ — плотность плавящегося материала, кг/м³ (плотность массивного наледного льда колеблется от 800 до 900 кг/м³ и в среднем может быть принята равной 850 кг/м³); L — удельная теплота плавления, ккал/кг (для пресного льда $L = 80$ ккал/кг, для солоноватого — 60 ккал/кг).

Связь между значениями τ , h_τ , H и $t_{\text{эф}}$ линейная. Это хорошо подтверждается экспериментальными данными.

Для расчетов по формуле (1.16) времени таяния или показателя стаивания ледяного массива необходимо в каждом конкретном случае располагать значениями β и $t_{\text{эф}}$. Коэффициент теплоотдачи от тонкого слоя воды в воздух может быть определен по формуле В. В. Степанова [1954]:

$$\beta = 10,2 + 7,8v_1,$$

где v_1 — скорость ветра на высоте 1,0 м над поверхностью, м/с. По данным многих исследователей, $v_1 = v_0/1,4$ (v_0 — скорость ветра по флюгеру метеорологической станции, м/с).

Температура воздуха у поверхности определяется по выражению

$$t_{\text{эф}} = t_{\text{воз}} + \frac{R - q_n - B}{\beta} \quad (1.17)$$

где $t_{\text{воз}}$ — температура воздуха по данным метеорологической станции, °C; R — средний за период таяния τ радиационный баланс, ккал/(м²·ч); q_n — затраты тепла на испарение, ккал/(м²·ч); B — затраты тепла на нагревание воды ($B = 0,1 + 0,15 \cdot R$), ккал/(м²·ч).

Теплота испарения q_n с открытой поверхности потока находится по уравнению (1.4) или по формуле

$$q_n = 10 (1 + 0,3v_1)(E - e)_s \quad (1.18)$$

где E — упругость паров, насыщающих воздух при данной температуре, мм рт. ст.; e — влажность воздуха (упругость паров, находящегося в данный момент в воздухе), мм рт. ст. [Коновалов и др., 1952] В зависимости от температуры воздуха упругость паров изменяется следующим образом:

$t_{\text{воз}}, ^\circ\text{C}$	-50	-30	-10	0	10	20	30	50	100
E	0,048	0,39	2,16	4,58	9,20	17,51	31,7	92	760

С учетом уравнения (1.18) формула (1.17) принимает вид

$$t_{\text{эф}} = \frac{R + 10(E - e)(1 + 0,3v_1) - 0,1R}{10,2 + 2,3v_1} + t_{\text{воз}} \quad (1.19)$$

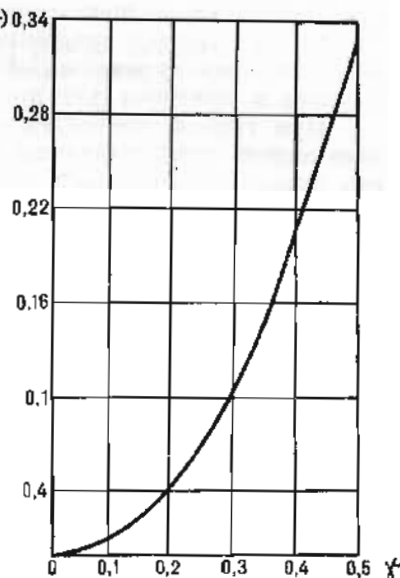
Расчеты, выполненные по формуле (1.16), дают отклонения от фактических измерений на $\pm 11\%$.

Изменение средней мощности всего наледного массива в процессе его таяния за определенный промежуток времени τ может быть определено также аналитически [Алексеев, Савко, 1975] с использованием выражения

$$\Delta h = A\gamma\sqrt{\tau}, \quad (1.20)$$

где Δh — уменьшение средней мощности наледи (в м) в процессе ее таяния за промежуток времени τ (в ч); γ — параметр, значение которого находят по графику (рис. 14), предварительно вычислив $F(\gamma)$ по формуле $F(\gamma) = kt_n/\rho_n$; A и k — коэффициенты: $A = 2\sqrt{a_n}$,

Рис. 14. График для определения параметра γ .



$k = \lambda_n/La_n\sqrt{\pi}$; $t_n = t_{\text{эф}}$ — средняя за период τ температура у поверхности, рассчитываемая по формуле (1.19); ρ_n — плотность льда, кг/м³; a_n — коэффициент температуропроводности льда, м²/ч; λ_n — коэффициент теплопроводности льда, ккал/(м·ч·°C); L — скрытая теплота плавления льда, ккал/кг.

Продолжительность периода τ определяется от начала таяния наледи до даты, на которую вычисляется величина Δh . Полученные по формуле (1.20) значения Δh хорошо согласуются с результатами натуральных наблюдений.

Потенциальную величину стаивания наледи можно рассчитать также по формуле

$$h_\tau = \frac{\tau m}{\rho_n L} \sum_{i=1}^m (Q_0^i - Q_n^i - Q_k^i - Q_n^i), \quad (1.21)$$

где m — число месяцев с положительной температурой воздуха; ρ_n — плотность наледного льда; L — теплота таяния, равная 80 ккал/кг; Q_0^i , Q_n^i , Q_k^i , Q_n^i — осредненные за месяц составляющие теплового баланса, ккал/(м²·ч). Последние находятся по формулам:

— М. Е. Берлянда [1956]:

$$Q_n^i = \varepsilon \sigma T_{2,0}^4 (0,39 - 0,05\sqrt{e_{2,0}}) (1 - cn^2) + 4\varepsilon \sigma T_{2,0}^3 (t_n - t_{2,0});$$

— В. О. Эфронсона [1977]:

$$Q_0^i = Q_c^i \left[0,8 - 0,54n^{(2+4n^2)} \right] (1 - A_i);$$

— П. П. Кузьмина [1961]:

$$Q_k^i = (2,92 + 1,6v) (t_{2,0}^i - t_n),$$

$$Q_n^i = (5,12 + 2,8v) (e_n^i - e_{2,0}^i),$$

где A — альбедо льда (среднее значение альбедо тающей наледи равно 0,5); n — облачность в долях единицы; v — скорость ветра, м/с; $t_{2,0}$, t_n — температура воздуха на высоте 2,0 м и поверхности льда; e_n — насыщающая влажность при температуре поверхности, мбар; $e_{2,0}$ — влажность воздуха на высоте 2,0 м, мбар.

Расчеты, выполненные по формуле (1.21), находятся в хорошем согласии с данными натурных наблюдений [Алексеев, Савко, 1975]. В отличие от выражения (1.16) формула (1.21) физически более обоснована и пригодна для прогноза теплового разрушения наледей.

При грубой оценке абляции наледей можно пользоваться зависимостью слоя стаивания льда от суммы положительных средних суточных температур воздуха. Коэффициент стаивания наледей колеблется в широких пределах, однако в среднем для обособленных ледяных массивов, не подверженных интенсивному термоэрозийному разрушению и лежащих на субгоризонтальных поверхностях, он может быть принят равным 0,5 см/°C.

Абляцию приледниковых наледей A можно рассчитывать по эмпирической формуле В. Г. Ходакова [1978]:

$$A = (t_n + a)^n, \text{ мм/год}, \quad (1.22)$$

где $a = 1,3\sqrt{B_n} + 4$, г/(см²·год); t_n — средняя летняя температура воздуха за июль — август, °C; B_n — поглощенная льдом солнечная радиация за этот же период, ккал/см² (находится по графику связи; см.: [Там же, с. 55]). Средние значения параметров a и n соответственно равны 9,5 и 3.

Крупные массивы тающего наледного льда существенно понижают температуру приземного слоя воздуха. Согласно Д. Л. Лайхтману [1961], изменение температуры воздуха в процессе его трансформации над неоднородной поверхностью в направлении оси Ox описывается выражением

$$t(x, z) = t_{2,0} - t_{2,0} \left[1 - \frac{\Gamma\left(p, \frac{\xi^2}{4\xi}\right)}{\Gamma(p)} \right], \quad (1.23)$$

где z — вертикальная координата; $t_{2,0}$ — начальная температура воздуха, поступающего на неоднородную поверхность; $\Gamma\left(p, \frac{\xi^2}{4\xi}\right)$ — неполная гамма-функция; $\Gamma(p)$ — гамма-функция; $p = \frac{\varepsilon}{m + \varepsilon + 1}$; $\xi = \left(\frac{z}{z_1}\right)^{\frac{m+\varepsilon+1}{2}}$, $\xi = \frac{\varepsilon^2}{4p^2} \frac{k_1 x}{u_1 z_1^2}$, m , ε — параметры устойчивости; z_1 — высота измерения метеорологических элементов; k_1 — коэффициент турбулентности.

Полагая, что $m = \varepsilon = 1/7$, $k_1 = 0,03 \text{ м}^2/\text{с}$, получим

$$v(z) = \frac{v_{2,0}}{1,1} z^{1/7}; \quad k(z) = 0,3 \cdot z^{0,9};$$

$$\xi = 0,64 \cdot z^{0,643}; \quad p = 0,111; \quad \xi = 0,03 \frac{x}{y}; \quad y = \frac{1}{4\xi}.$$

В табл. 2 приведены данные расчетов, выполненных Г. И. Смолягиным по формуле (1.23). Видно, что процесс охлаждения приземного слоя воздуха может быть значительным. Так, при скорости ветра 0,5 м/с понижение температуры на 1°C происходит примерно на расстоянии 200 м от края наледи в направлении ветра, при ско-

Таблица 2

Изменение температуры воздуха над тающей наледью в зависимости от скорости ветра и расстояния до края ледяного массива

Расстояние до края наледи, м	Скорость ветра, м/с							
	0,5		1		2		4	
	a	b	a	b	a	b	a	b
10	0,99	1,0	1	0	1	0	1	0
50	0,97	3,0	0,99	1,0	1	0	1	0
100	0,93	7,0	0,97	3,0	0,99	1,0	1	0
500	0,81	19,0	0,85	15,0	0,91	9,0	0,96	4,0
1000	0,76	24,0	0,81	19,0	0,85	15,0	0,91	9,0
2000	0,71	29,0	0,76	24,0	0,81	19,0	0,85	15,0
5000	0,65	35,0	0,68	32,0	0,73	27,0	0,79	21,0

Примечание. Температура воздуха на высоте 2,0 м: t_0 — у края ледяного массива; t_x — над наледью; $a = t_x/t_0$; $b = \frac{t_0 - t_x}{t_0} \times 100\%$.

рости 1,4 м/с — на расстоянии 350, 1000 м соответственно. Повышенные температуры на периферии наледных массивов обеспечивают более быстрое тепловое разрушение их краевых частей. В связи с этим поперечный профиль крупных наледей со временем приобретает выпуклую форму, что способствует более интенсивному стоку талых наледных вод и активизации их механического воздействия.

На разрушение наледей существенное влияние оказывают потоки солнечной радиации. Они расслабляют связи между ледяными кристаллами, вызывают их «внутреннее» таяние. Это приводит к разрыхлению деятельного слоя (коры таяния) и способствует интенсивному всплыванию и механическому удалению блоков или отдельных кристаллов льда. Процессы, происходящие в наледях под воздействием солнечной радиации, еще не изучены и пока не поддаются математическому описанию.

Химическое разрушение наледей практически ничтожно, так как образующиеся в результате вымораживания ячейки с рассолом рассредоточены в ледяном массиве и имеют небольшие размеры. При установлении температур, близких к 0°C, они, видимо растекаются тонким слоем по поверхности льда, лишь частично растворяя подстилающие кристаллы, либо способствуют избирательному таянию — образованию крикоконических углублений и формированию воздреватой структуры ледяных массивов.

КРИОГЕННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ НАЛЕДЕОБРАЗУЮЩИХ ВОД

Уже давно замечено, что намораживание поверхностных и подземных вод сопровождается выделением солей, отлагающихся после таяния льда на поверхности наледного ложа. Особенно много таких

осадков образуется вблизи постоянно действующих источников подземных вод. На Северо-Востоке СССР, например в бассейне р. Бочера, на 1 м² поверхности отлагается до 50 г солей [Зонов, 1934; Швецов, Седов, 1941]. Аналогичные явления отмечены на юге Якутии [Фотиев, 1962, 1965] и в Забайкалье [Некрасов, 1969]. В Восточном Саяне, по нашим наблюдениям, на отдельных участках наледных полей концентрируется до 250 г/м² белого мунистого порошка. Нередко такие криогенные осадки формируются на обширных площадях, создавая своеобразные геохимические поля [Швецов, 1964].

Распределение солей в толще наледного льда неоднородно. В разрезах наледных массивов хорошо видно, что кристаллы солей располагаются вдоль контактов наледных слоев вблизи их нижней поверхности. Местами они как бы взвешены во льду в форме тонких линз и прослоев. Летом на поверхности наледей часто встречаются скопления листовидных агрегатов белого, оранжевого или желтого цвета, которые в плане образуют овальные пятна диаметром от 0,5 до 30 м. Мощность криогенных осадков колеблется здесь от 1 мм до 10 см. Наиболее крупные скопления солей располагаются на участках формирования ледяных бугров пучения.

Наличие большого количества солей на наледных участках речных долин свидетельствует о чрезвычайно активных геохимических процессах, протекающих при намораживании воды и стаивании льда. Эти процессы в последние годы стали предметом многочисленных исследований, среди которых выделяются работы А. В. Иванова [1981, 1983]. Сущность криогенной метаморфизации природных вод под воздействием наледных явлений в общем виде сводится к следующему.

Изменение химического состава наледообразующей воды происходит в три стадии: 1) во время кристаллизации жидкости; 2) в период метаморфизма наледного льда; 3) при таянии ледяного массива.

В первую стадию перераспределение химических элементов осуществляется в пресных водах под действием льдообразования, а в высокоминерализованных — под влиянием соответствующих эвтектических температур и льдообразования. Скорость протекающих при этом химических реакций зависит от температуры среды, состава и общей минерализации водных растворов. Пресная вода замерзает при $t \approx 0^\circ\text{C}$, соленая — при $0 > t > -50^\circ\text{C}$. Чем ниже температура воздуха и базисного ледяного слоя (подложки), тем быстрее жидкость переходит в твердое состояние и тем активнее химическое изменение маточного раствора.

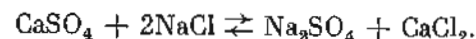
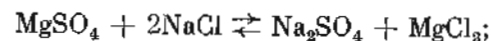
Одна из характерных особенностей кристаллизации воды на льду — формирование кристаллогидратов и их смесей, неустойчивых при положительных температурах: так, при $-0,15^\circ\text{C}$ образуется гидрогалит $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, при -10°C — $\beta\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, при -15°C — $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ и др. В условиях промерзания открытых, водоемов и водотоков эти минералы встречаются очень редко.

Другая специфическая черта наледообразования — существенный сдвиг реакций обмена вправо, в сторону осаждения десятивод-

Таблица 3
Эвтектические концентрации и температура водно-солевых систем

Система	Температура, $^\circ\text{C}$	Концентрация солей, г/кг	Состав твердой фазы
$\text{MgCl}_2 + \text{H}_2\text{O}$	-33,5	266	Лед + $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
$\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O}$	-2,1	61	Лед + $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
$\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$	-21,2	304	Лед + $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
$\text{NaHCO}_3 + \text{H}_2\text{O}$	-2,3	66,7	Лед + NaHCO_3
$\text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{H}_2\text{O}$	-1,2	42	Лед + $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$

ного сульфата натрия:



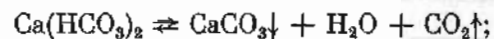
При намораживании морской воды направление реакций может меняться многократно: при $t \approx -8^\circ\text{C}$ формируется сульфат натрия, при $t \approx -15^\circ\text{C}$ осаждается гипс.

Третья характерная особенность наледных процессов — совместная кристаллизация воды на льду и растворенных в ней солей. Этот процесс протекает в том случае, если замерзающий раствор достигает состояния эвтектики. Поскольку в естественных природных условиях дистиллированная вода встречается в ничтожно малом количестве, можно считать, что названное явление характерно для всех случаев наледообразования. Так, совместная кристаллизация воды и карбонатных солей кальция и магния протекает при $t = 0^\circ\text{C}$. Для других солей эвтектическое состояние создается при концентрациях 1 г/л и более и температурах значительно ниже 0°C (табл. 3).

При совместной кристаллизации воды и солей образуются соединения включений (аддукты и клатраты), протекают процессы соосаждения (адсорбция и окклюзия), разложения и выделения растворенных газов [Иванов, 1983]. Важное значение в развитии этих явлений играет большое давление, возникающее при замерзании замкнутых объемов воды, а также скорость кристаллизации жидкости.

В первую стадию активно протекает процесс криогенного метаморфизма наледообразующих вод: определенные порции воды на льду в результате частичного перехода в твердое состояние постепенно обогащаются растворенными веществами. При этом некоторое количество солей вовлекается в лед посредством захвата маточного раствора ледяными кристаллами, а также путем его внедрения в межкристаллическое пространство. Чем выше минерализация наледной воды, тем больше минеральных веществ попадает в лед, тем интенсивнее криогенное концентрирование растворенных веществ.

В процессе льдообразования происходит разложение гидрокарбонатов кальция и магния с выделением двуоксида углерода:



Выделение других газов связано с повышением их концентрации в жидкости и увеличением парциального давления по мере насыщения раствора. Часть газовых пузырьков поступает в атмосферу, другая же обволакивается льдом и включается в толщу наледи. Если процесс кристаллизации воды происходит медленно, количество газовых скоплений во льду минимально. Если вода промерзает быстро, образуется матовый лед, насыщенный большим количеством пузырьков газа.

Постепенное увеличение минерализации остаточного раствора в конечном итоге приводит к его насыщению. Дальнейшее охлаждение водно-солевой смеси ниже эвтектической температуры сопровождается кристаллизацией остатков воды и солей. Примечательно, что завершающий этап процесса развивается чаще всего в замкнутом объеме жидкости. Если слой воды перекрыт небольшой коркой льда, происходит ее растрескивание, деформация или даже полное разрушение (варыв), при этом на лед извергается смесь льда, насыщенного рассолом и кристаллов солей магния, натрия, кальция и др. Образующиеся на ледяной поверхности бугорки представляют собой очаги наибольшего криогенного концентрирования веществ. Их можно встретить на поверхности наледей любого генетического типа.

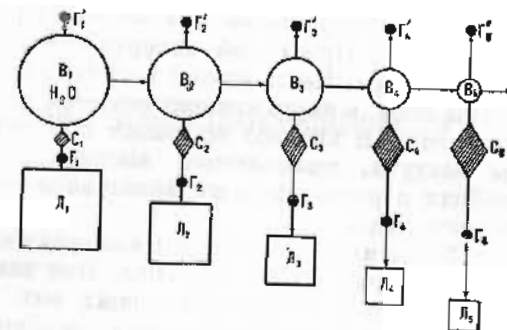
В случае, когда промерзающая ячейка с рассолом имеет небольшие размеры и перекрыта мощной коркой льда, ледяная толща рассеивается в результате внедрения кристаллизующегося насыщенного раствора вдоль ледяных слоев. Этот процесс сопровождается, как правило, пластическими деформациями наледного льда.

Схематически изменение химического состава наледообразующей воды и льда показано на рис. 15. Рассмотрен идеальный случай, когда температура, расход, состав, минерализация воды и температура воздуха постоянны, а атмосферные осадки и ветер отсутствуют. Схема отражает процесс криогенной метаморфизации любого объема промерзающей воды на льду вне зависимости от того, растекается ли она по ледяной поверхности или находится в стабильном состоянии. Предложенная теоретическая модель подтверждается данными специальных натурных наблюдений (табл. 4) и экспериментами [Анисимова, 1969, 1975; Иванов, 1983].

Во вторую стадию метаморфизации осуществляется в основном перераспределение жидкой фазы воды в толще наледного льда. Оно осуществляется под воздействием гравитации, температурных, плотностных и концентрационных градиентов, а также в результате развития гидростатического давления, осмоса, динамометаморфизма и некоторых других причин.

Ячейки с рассолом перемещаются в том случае, если имеются сообщающиеся каналы стока. Они возникают в процессе формирова-

Рис. 15. Гидрохимическая схема процесса замерзания воды на льду.
 n_1 — V_n — наледная вода; G_1 — G_n — пузырьки газа во льду; G_1 — G_n — газ, выделившийся в атмосферу; C_1 — C_n — наледные соли; L_1 — L_n — наледный лед. Минерализация (солонность): $V_1 < V_2 < V_3 < V_4 < V_5$; $V_1 > V_2 > V_3 > V_4 > V_5$; $L_1 < L_2 < L_3 < L_4 < L_5$; $L_1 > L_2 > L_3 > L_4 > L_5$; и т. д.



ния покрова наледного льда, например при отложении ледяных гранул, соударении градин, выделении газовых пузырьков и пр., или в процессе конструктивного метаморфизма, диагенетического и морозобойного растрескивания.

Гравитационный сток в целом опресняет лед. Ячейки с рассолом постепенно мигрируют вниз и концентрируются у основания ледяной толщи. Если же ледяной массив лежит на воде, происходит обогащение подледной жидкости минеральными веществами и их удаление за пределы зоны наледообразования.

Периодические повышения температуры верхних слоев льда, вызванные излиянием воды, радиационными и адвективными от теплыми, обеспечивают высокие термические напряжения, разрешающиеся растрескиванием льда. Под воздействием возникающих температурных градиентов ячейки с рассолом мигрируют вверх, при этом возможны два случая их преобразования. Если наледь покрыта тонким слоем воды, поступающие снизу соли растворяются в ней. Таким образом, минерализация намерзающей жидкости уве-

Таблица 4
 Изменение химического состава наледообразующих вод по мере удаления от головки источника, мг/л

Номер опыта	Расстояние от источника, м	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	Сумма ионов
1	0	20,3	16,6	12,0	Не обн.	175,1	2,1	226,1
	800	53,3	25,9	14,5	»	325,3	3,0	422,0
	1000	67,5	46,1	16,7	»	475,9	3,2	609,4
	1600	129,9	124,7	145,7	»	1533,7	8,5	1942,5
2	0	27,9	17,5	21,1	0,9	223,9	2,8	295,1
	100	36,7	21,3	31,7	4,5	286,2	4,2	384,6
	300	58,5	77,2	137,0	8,1	890,8	12,8	1184,4
3	100	12,2	8,5	104,8	Не обн.	328,3	28,4	488,2
	200	26,8	13,9	166,0	»	537,0	31,9	775,6
	1000	23,2	89,8	1367,0	176,4	3125,3	338,6	5121,2

УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ НАЛЕДЕОБРАЗОВАНИЯ

личивается, а растворенное вещество разносится в различных направлениях. При сухой поверхности ледяного покрова соли кристаллизуются. Часть из них в дальнейшем растворяется новыми порциями воды, а часть концентрируется между слоями наледного льда. Аналогичный процесс протекает при резком понижении температуры воздуха, вызывающем высокое гидростатическое давление в ячейках с рассолом и их криогенное излияние на поверхность наледного льда.

Интенсивность и формы намораживания воды в природной обстановке крайне разнообразны. Они зависят от состава, минерализации, дебита наледеобразующих вод, режима их поступления к поверхности льдоаккумуляции, особенностей рельефа наледного ложа, условий кристаллизации жидкости: температуры, давления, осадков, скорости ветра, солнечной радиации и пр. Нетрудно представить, что эффекты перераспределения химических веществ, вызванные промерзанием каждого нового слоя (некоторого объема) воды, не совпадают ни во времени, ни в пространстве. Вот почему в разрезах наледного льда отмечается исключительно неоднородное распределение химических веществ — жидких, твердых и газообразных.

В третью стадию метаморфизации, как правило, в теплый период года в наледных массивах устанавливается безградиентное температурное поле, исключающее передвижение рассола к дневной поверхности. Повышение температуры льда до значений, близких к 0°C , обеспечивает плавление замерзших ячеек высокоминерализованных вод и их гравитационное движение к основанию ледяного покрова. Учитывая, что эксклюзия (высаливание льда) есть функция времени, можно предположить, что минерализация наледного льда тем меньше, чем больше он сохраняется в теплый период года. Содержание химических веществ в талых наледных водах меньше минерализации наледеобразующих, так как значительная часть солей выпадает в нерастворимый осадок. Некоторый объем наледных солей уносится потоками талых вод, однако основное их количество «проектируется» на поверхность наледного ложа и в дальнейшем вымывается в подстилающие почвы и грунты.

Как видим, наледные процессы играют весьма важную роль в перераспределении химических элементов и формировании состава природных вод. Во-первых, они опресняют значительные объемы воды, т. е. являются своеобразными генерирующими агентами, во-вторых, обеспечивают криогенное минералообразование и концентрацию вымороженных солей и других веществ в определенных точках географического пространства и, наконец, в-третьих, замедляют круговорот отдельных химических элементов и их соединений, сосредоточивая их на продолжительное время в толще наледного льда.

Круговорот воды в природе, ее фазовое состояние и пути миграции определяются сложными геофизическими процессами, протекающими в результате непрерывного взаимодействия Земли и космического пространства. Вода как один из компонентов географической оболочки встречается во всех трех фазах — жидкой, твердой и газовой, причем условия ее перехода в твердое состояние (лед) крайне разнообразны. Именно разнообразие условий фазовых превращений воды является коренной причиной неповторимости структурно-динамических особенностей оледенения нашей планеты. Наледи — продукт особого типа конгеляционного льдообразования, развитие которого протекает у подвижной границы криосферы Земли. Как известно, здесь формируются наиболее сложные системы взаимодействия отдельных элементов природы, при этом специфика криогенного преобразования вещества и энергии в значительной степени зависит от сезонных, вековых и тысячелетних колебаний климата. Послойное намораживание воды в природе обеспечивается сложным комплексом причин и факторов, чрезвычайно изменчивом во времени и в пространстве. Особенности наледеобразования удобно рассмотреть в соответствии с основными типами природных вод и условиями, определяющими их выход в зону отрицательных температур воздуха.

УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ
НАЛЕДЕЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Формирование наледей подземных вод на дневной поверхности, а также в крупных полостях литосферы возможно в том и только в том случае, если «запасов холода» достаточно для охлаждения излившейся жидкости до температуры кристаллизации и намораживания хотя бы части ее объема в виде слоистых ледяных массивов. Интегральным показателем таких термодинамических условий является наличие в данной точке пространства кратковременной, сезонной или многолетней мерзлоты.

Другим главнейшим наледеобразующим фактором служит рельеф местности, обеспечивающий перераспределение запасов подзем-

ных вод и их выход на дневную поверхность. При прочих равных условиях, чем больше глубина расчленения рельефа, тем выше потенциальные возможности миграции влаги, тем активнее наледные процессы.

Как известно, в толще горных пород встречается несколько видов жидкой воды: 1) гигроскопическая; 2) пленочная; 3) капиллярная; 4) химически связанная; 5) гравитационная. В наледных процессах участвует лишь последняя, подчиняющаяся воздействию силы тяжести и способная передавать гидростатическое давление. Движение гравитационной воды в зоне насыщения ламинарно и подчиняется линейному закону фильтрации Дарси:

$$Q = k \frac{h_1 - h_2}{\Delta L} F = k \frac{\Delta h}{\Delta L} F,$$

где Q — количество воды, фильтрующейся в единицу времени; F — площадь сечения грунтового потока; $\Delta h = h_1 - h_2$ — разность уровней стояния воды; ΔL — длина пути фильтрации.

Теоретически в симметричной долине, сложенной горными породами с однородными коллекторскими свойствами, в наледи может аккумулироваться весь объем свободной воды, сосредоточенной выше местного базиса эрозии. Фактически же питание наледей ограничивается сработкой уровней в течение холодного периода года. В «подвешенных» депрессиях зеркало подземных вод в начале или середине зимы может оказаться значительно ниже глубины вреза долины. В этой ситуации наледообразование прекращается. Возможны и другие идеализированные схемы формирования наледообразующих источников.

В настоящее время закономерности формирования и режим подземных вод изучен достаточно хорошо и теоретически, и экспериментально [Климентов, Кононов, 1973; и др.]. Опубликованы обширные материалы многолетних наблюдений в природной обстановке [Толстихин Н. И., 1941; Гидрогеология..., 1968—1970; Вельмина, 1970; Толстихин О. Н., 1974; Романовский, 1983]. Анализ имеющихся данных показывает, что на общем фоне относительно однородных климатических условий закономерности распространения наледообразующих источников определяются типами морфоструктур, отражающими историю развития, состав, строение и свойства верхней части земной коры. Наледи подземных вод являются своеобразным индикатором взаимодействия внешних и внутренних сил природы, результатом особых гидротермических процессов в областях с суровыми климатическими условиями.

Развитие наледей подземных вод определяется тремя главными причинами: 1) естественной разгрузкой бассейнов подземных вод, не связанной с промерзанием водоносных трактов (тип 1); 2) криогенным нанором, возникающим при кратковременном, сезонном или многолетнем промерзании водонасыщенных горных пород (тип 2); 3) принудительным передвижением воды в результате хозяйственной деятельности человека, например откачки от шурфов, шахт, буровых скважин и пр. (тип 3).

Наледи, формирующиеся в результате свободной гравитационной разгрузки бассейнов подземных вод

Известно, что водообильность горных пород находится в прямой зависимости от их состава, строения, тектонической раздробленности, криогенной дезинтеграции, степени промерзённости, а также от количества и режима выпадающих атмосферных осадков. В вертикальном разрезе гидрогеологических структур обычно выделяют две зоны: активного водообмена, расположенную выше местного базиса эрозии, и замедленного водообмена, залегающую ниже первой. В областях с умеренным и теплым климатом особенности водообмена в нижней гидродинамической зоне практически не зависят от внешнего воздействия отрицательных температур воздуха. В верхней зоне это влияние сказывается лишь эпизодически и в сравнительно небольшой степени. Основную часть наледообразующих источников здесь формируют воды верхней гидродинамической зоны.

В областях кратковременного и неглубокого сезонного промерзания почв и горных пород, несмотря на большое количество источников, наледи подземных вод встречаются редко. Это связано с тем, что выходящая на поверхность вода имеет относительно большой теплоспас, который в сумме со скрытой теплотой льдообразования значительно превышает затраты энергии на формирование тонкого (5—50 см) слоя сезонной или кратковременной мерзлоты. В результате вблизи водовыводящих каналов поверхность возможной льдоаккумуляции оказывается немерзлой, поэтому излившаяся подземная вода вновь поступает в грунт или стекает в ближайшие водоемы. Инфильтрация влаги возможна также и в мерзлую почву путем заполнения пор и трещин.

Значительно чаще намерзание подземных вод происходит на сводах и на дне крупных полостей в толще горных пород — в шахтах, туннелях, пещерах и пр. Процессы наледообразования здесь развиваются вследствие затекания холодного воздуха, понижения температуры при адиабатическом расширении воздушных потоков в условиях отсутствия солнечной радиации, а также в результате активного испарения растекающихся тонких пленок воды. Местами в приповерхностных горизонтах скапливаются значительные запасы наледного льда в виде ледяных каскадов, занавесей, сталактитов и сталагмитов. Наледи подземных вод такого типа известны во Франции (грот Ля-Банме), в Австрии (пещеры Фрауенмауер, Утерсберг), в Венгрии (пещеры Доблау, Демапово, Сциличе), в Крыму (пещера Бол. Бузлук), в Предуралье (Кунгурская, Куликовская, Аскинская пещеры), на Кавказе (в бассейне р. Гюльгеры-Чай) и в других местах [Листов, 1885; Альтберг, 1930; Гвоздецкий, 1950; Ступинин, 1959; Лукин и др., 1955].

В зоне глубокого сезонного промерзания и островной вечной мерзлоты водообмен в гидрогеологических структурах несколько затруднен из-за сезонно-мерзлых горных пород мощностью 2—5 м

и криогенными водоупорами, образующимися обычно в отложениях дна долин и северных склонов. Однако это обстоятельство почти не сказывается на схеме циркуляции подземных вод и режиме источников. В общем случае условия теплообмена на поверхности почв и горных пород здесь благоприятны для формирования наледных массивов площадью в десятки и тысячи квадратных метров и мощностью до 2—3 м.

Наледеобразующие источники, питающиеся водами делювиально-элювиальных отложений, приурочены в основном к нижним частям склонов, фронтальным уступам речных террас, береговым обрывам и тальвегам ложбин временных водотоков. Возникновение этих источников связано с изменением мощности рыхлых горных пород и их фильтрационных свойств, а также с искусственным или естественным вскрытием влагонасыщенных толщ. Наледи, возникающие при намерзании этих вод, как правило, имеют небольшие размеры. Рост их прекращается к середине зимы в связи с быстрым истощением запасов грунтовых вод.

Формирование наледнеобразующих источников верхней гидродинамической зоны находится в прямой зависимости от степени расчленения рельефа местности, стратиграфических особенностей, состава и тектонической раздробленности горных пород.

В пределах обширных слаборасчлененных плоскогорных массивов и междуречий подземные воды залегают сравнительно близко к дневной поверхности, в общем виде повторяя ее изгибы. На водораздельных пространствах и верхних частях склонов наледи отсутствуют. Эти участки почти повсеместно являются очагами питания подземных бассейнов. Атмосферные осадки здесь достаточно быстро проникают в толщу покровных отложений и затем инфильтруются в трещиноватые горные породы, распространяясь в направлении ближайших водотоков (рис. 16) или проникая в нижние горизонты земной коры. Выход наледнеобразующей воды на поверхность земли происходит у подножия горных склонов на участках повышенной трещиноватости (при пересечении тектонических разломов) или на границе с островами вечной мерзлоты. Если острова многолетнемерзлых толщ занимают большие площади, разгрузка подземных вод может быть субаквальной. Развитие склоновых наледей, питающихся водами коренных горных пород, связано прежде всего со сменой стратиграфических горизонтов. Подобные ледяные массивы часто фиксируются на местности контакт верхних, менее плотных водонасыщенных толщ с нижними, более массивными отложениями, являющимися относительным водоупором. Иногда питание таких линейных зон разгрузки осуществляется за пределами речной долины или даже гидрогеологической структуры в целом. Объем наледей рассматриваемого происхождения измеряется десятками тысяч кубических метров.

Наиболее крупные наледи в долинах рек горных и плоскогорных районов формируются в результате концентрированного выхода карстовых вод. На юге Восточной Сибири известны карстовые родники, расход которых измеряется десятками, сотнями и даже ты-

сячами литров в секунду. Например, источник в верховьях р. Та-лицы (бассейн р. Киренги) имеет дебит 1500 л/с, группа источников в долине р. Бол. Ирети — 15 000 л/с. С карстом связано периодическое исчезновение воды в речных системах. Ниже по течению часть поглощенных вод обычно вновь поступает в русло, при этом в местах выхода, как правило, образуются мощные ледяные поля. Выход трещинно-карстовых вод на дневную поверхность часто вызывается сменой состава горных пород. Так, в предгеосинклинальной зоне Иркутского амфитеатра встречаются долины, днища которых сложены плотными протерозойскими кристаллическими образованиями, а склоны — карбонатными отложениями нижнего кембрия. Воды верхней гидродинамической зоны здесь свободно передвигаются по поверхности фундамента, представляющего относительный водоупор, и разгружаются в основании склонов. Выход подземных вод на поверхность местами обусловлен также внутрiformационным изменением состава пород. Например, в долине р. Куты основная часть наледнеобразующих источников располагается вдоль контакта доломитовых известняков усть-кутской свиты с верхнеленскими красноцветными аргиллитами, мергелями и песчаниками [Большаков, 1966].

В закарстованной толще литосферы часто встречаются подземные наледи. Исследованиями установлено, что привходовые, а в ряде случаев и глубоко расположенные части пещер сложены многолетнемерзлыми грунтами, формирование которых обусловлено особыми условиями циркуляции воздушных масс [Гвоздецкий, 1952; Алексеев, Беляк, 1970]. Благодаря активному зимнему охлаждению во многих полостях образуются ледяные натёки в виде сталактитов и сталагмитов, крутопадающих каскадов и ко-

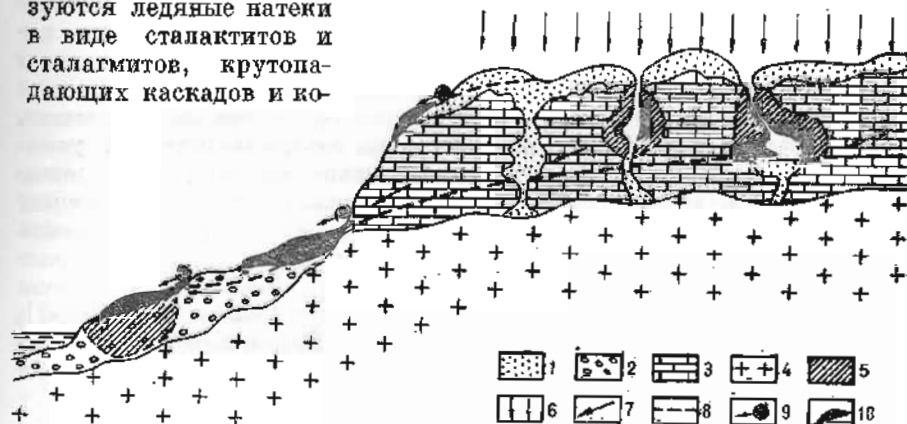


Рис. 16. Схема формирования некоторых типов наледнеобразующих источников подземных вод в зоне глубокого сезонного промерзания и островной вечной мерзлоты.

1 — элювиально-делювиальные и осыпные отложения; 2 — аллювиальные отложения; 3 — карстующиеся горные породы нижнего кембрия; 4 — кристаллический фундамент верхнепротерозойского возраста; 5 — многолетнемерзлые горные породы; 6 — пути пополнения запасов подземных вод; 7 — направление движения подземных вод; 8 — уровень подземных вод; 9 — наледнеобразующие источники; 10 — наледи.

ры обледенения. Некоторые пещеры почти полностью заполнены наледным льдом (см. рис. 16).

Особый тип наледей в зоне глубокого промерзания и островной мерзлоты встречается вблизи крупных водохранилищ. Здесь направление движения подземных вод в приречных массивах часто меняется на противоположное. Например, в пределах Ангара-Вихоревского междуречья до постройки плотины Братской ГЭС подземные воды стекали от долины Вихоревой в сторону Ангары. После заполнения водохранилища движение воды изменилось в сторону р. Вихоревой, при этом линейный модуль подземного стока составил 550 л/с на 1 км, а дебиты отдельных наледообразующих источников достигли 200 л/с [Блохин, 1968].

Что касается источников нижней гидродинамической зоны, то их участие в наледообразовании проявляется локально, преимущественно вдоль зон региональной разгрузки подземных вод, сформировавшихся в результате длительного этапа структурно-тектонического развития территории. Здесь можно встретить довольно крупные ледяные поля, образовавшиеся при намораживании воды с повышенной минерализацией. Местами наледи возникают вблизи восходящих источников соленых и рассольных вод.

В зоне прерывистой и сплошной вечной мерзлоты отмечаются своеобразные, во многом неповторимые условия питания, циркуляции и разгрузки подземных вод. Основными водопроводящими каналами здесь являются участки талых или немерзлых горных пород среди многолетнемерзлых толщ, развитие которых определяется сложными процессами теплообмена между атмосферой, почвой и литосферой. Формирование и эволюция вечной мерзлоты, сопровождающиеся дезинтеграцией горных пород, перераспределением тепловых и водных ресурсов, изменением химического состава, режима и очагов разгрузки подземных вод, приводят к возникновению гидрогеологических структур особого типа. В строении и развитии последних важную роль играют новейшие тектонические движения, обеспечивающие даже в самых суровых геофизиологических условиях глубокий подмерзлотный сток по зонам тектонической трещиноватости, а также совершенную гидравлическую связь между гидрогеологическими структурами [Кудрявцев и др., 1978]. Связь наледей с новейшими дислокациями земной коры в области распространения вечной мерзлоты прослежена во многих районах: на Северо-Востоке СССР [Толстухин О. Н., 1966; Романовский, 1983], на юге Якутии [Фотиев, 1965; Алексеев, 1969], в Северном Забайкалье [Некрасов, 1969], в горах Прибайкалья и Восточного Саяна [Лещиков, Зарубин, 1967; Алексеев, 1976].

Многостороннее и длительное воздействие сферы холода, наложенное на исторически обусловленные черты развития гидрогеологических структур, в сочетании с новейшими геотектоническими процессами создает в области развития многолетнемерзлых горных пород сложнейшую гидравлическую систему, особенности строения которой ярко проявляются в интенсивности и локализации наледных процессов. В одних случаях в толще земной коры формируются при-

хотливые по форме таликовые каналы, обеспечивающие существование крупнодебитных наледообразующих источников (фото 1), питающих гигантские наледи-тарыны площадью в десятки квадратных километров, в других, наоборот, глубокое и повсеместное промерзание верхней части литосферы консервирует подземные воды или препятствует их выходу на поверхность земли. Весьма специфическое влияние на условия разгрузки подземных вод оказывает развитие древних и современных ледников.

Особенности наледообразования в зоне прерывистой и сплошной распространения вечной мерзлоты рассмотрим на примере Байкало-Чарской складчатой области.

Байкало-Чарская гидрогеологическая область характеризуется резкорасчлененным рельефом. Территория сложена преимущественно архейскими и протерозойскими кристаллическими и осадочно-метаморфическими горными породами, местами перекрыта вулканогенными образованиями. В тектоническом отношении это крупный (Байкальский) свод, разбитый серией региональных разломов северо-восточного и субширотного простирания. По разломам заложена система рифтовых структур (впадин), выполненных мезокайнозойскими осадками.

Мерзлотные условия региона сложные. Общая их суровость нарастает в северо-восточном направлении. На северо-западных склонах Приморского хребта и в депрессиях рельефа, соответствующих современным долинам рек Иркут, Уды, Селенги, Турки и др., встречаются острова вечной мерзлоты мощностью до 15 м. С высотой местности площадь распространения многолетнемерзлых пород расширяется, а мощность увеличивается. На вершинах горных хребтов Хамар-Дабан, Тункинские и Китойские Голыны глубина проникновения отрицательных температур достигает 200—300 м и более.

В низко- и среднегорных районах наличие вечной мерзлоты на склонах и отсутствие ее на водораздельных пространствах практически не сказывается на интенсивности водообмена. Наледообразующие источники здесь располагаются почти в каждой долине, формируя зимой единые ледяные поля длиной в несколько километров. Обычно развитие наледей подземных вод на малых реках и ручьях начинается после того, как иссякнут или перемерзнут поверхностные воды. В подгольцовой и гольцовой зонах образование наледей начинается осенью и продолжается до весны. Формирование их обеспечивается крупнодебитными источниками, приуроченными, как правило, к зонам повышенной трещиноватости горных пород, соответствующих сквозным водовыводящим таликам. Местами наледи мощностью 2—5 м тянутся по руслам рек на протяжении десятков километров. Например, в бассейне р. Зун-Муриин длина некоторых ледяных массивов достигает 70 км [Шульгин, 1965, 1968; Алексеев, 1976]. Наледи более 10 км длиной известны в долинах правых притоков верхней Лены [Беркин, 1964] и в Восточном Саяне [Алексеев, 1976].

О масштабах развития наледных процессов в горах, сложенных прерывистыми многолетнемерзлыми породами, можно судить по

данным специальной наземной съемки, выполненной нами в центральной части хр. Хамар-Дабан. Здесь наледообразующие источники, располагающиеся в тальвегах долин, составляют почти непрерывную цепь, причем относительная наледность территории колеблется от 0,5 до 1%.

Местами формирование наледей обеспечивается современными сейсмотектоническими процессами — сколами крупных массивов горных пород и их обрушением. Питание наледообразующих источников в подобных случаях обычно осуществляется через сейсмотектонические рвы, заполненные водой.

Весьма часто на юго-западе Байкало-Чарской гидрогеологической области встречаются источники, питающиеся термальными водами, поднимающимися по системе глубинных тектонических разломов. Обычно такие источники располагаются вдоль структурно-тектонических швов, окаймляющих впадины байкальского типа. Крупных наледей они не образуют, однако косвенно влияют на процессы наледообразования, создавая своеобразные очаги утепленных грунтов.

Площадь отдельных наледей подземных вод в Прибайкалье изменяется от нескольких десятков тысяч квадратных метров до 4 км², толщина льда — от 1 до 10 м. Наибольшая мощность отмечается в узких каньонообразных долинах и ущельях. Иногда 7–8-метровые толщ льда можно встретить в затененных местах на побережье оз. Байкал.

Примечательно, что размеры наледей (площадь, объем) постепенно увеличиваются с повышением абсолютных высот местности. Эта тенденция сохраняется до тех пор, пока не нарушается интенсивный водообмен в системе межмерзлотных водооглощающих и водовыводящих таликов. Инфильтрация атмосферных осадков в глубокозалегающие толщ прекращается в связи с повсеместным развитием вечной мерзлоты или благодаря отсутствию открытой трещиноватости в горных породах.

На северо-востоке Байкало-Чарской гидрогеологической области особенности формирования наледообразующих источников связаны с вечной мерзлотой еще более тесным образом. Здесь питание подмерзлотных вод и их разгрузка происходят локально по узким таликовым щелям вдоль тектонических разломов. Водообильность коренных пород отличается пестротой, а сами подземные воды почти повсеместно имеют большой напор. Наледообразующие источники обычно пресные и ультрапресные гидрокарбонатные преимущественно кальциевые с минерализацией 0,05–1,0 г/л. Температура их редко превышает 2–8°C. Наибольшее количество наледей подземных вод формируется в пределах абсолютных высот 800–1300 м [Алексеев, Фурман, 1976]. Обычно они цепочкой располагаются вдоль русел сравнительно небольших рек и ручьев. Например, на р. Сюльбан цепочка из 11 наледей тянется от верховьев почти до устья. Общая площадь их превышает 12 км².

В связи с большой мощностью вечной мерзлоты в осевых частях горных хребтов Кодара, Удокана и других водообмен затруднен.

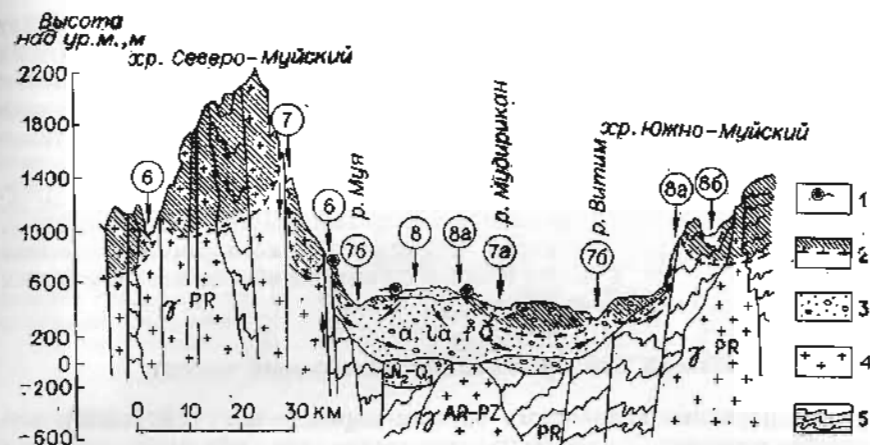


Рис. 17. Мерзлотно-гидрологические условия формирования наледообразующих подземных вод в Муйско-Куандинской котловине.

1 — наледообразующие источники; 2 — вечная мерзлота. Состав и возраст горных пород: 3 — аллювиальные, озерно-аллювиальные и флювиогляциальные отложения неоген-четвертичного возраста; 4 — граниты архей-протерозойского возраста; 5 — сложноподстилающие осадочно-метаморфические толщ протерозойского возраста. Типы таликов: 6 — гидрогенный сульфатный талик; 7a — гидрогенный подрусловый грунтово-фильтрационный несквозной, 7b — гидрогенный подрусловый напорно-фильтрационный сквозной; 8 — радиационно-тепловой дождевально-радиационный инфильтрационный сквозной; 8a — радиационно-тепловой дождевально-радиационный напорно-фильтрационный, 8b — радиационно-тепловой грунтово-фильтрационный несквозной.

В междуречных массивах вода в жидком состоянии зачастую отсутствует. Однако днища долин, как правило, заполнены мощными наледями. В формировании их участвуют инфильтрующиеся воды каровых и моренных озер, выходящие под большим напором в днищах трогов. Значительные ресурсы наледообразующих подземных вод скапливаются также в переуглубленных ледниковых долинах, выполненных крупноскелетными отложениями. Выход воды на поверхность обычно приурочен к ригелям и другим перегибам продольного профиля депрессий.

Наиболее благоприятны для разгрузки подмерзлотных вод контактные зоны рифтовых бассейнов и окаймляющих их горстовых структур (рис. 17). В этих местах отмечаются оптимальные гидроклиматические условия, обеспечивающие формирование сквозных водовыводящих напорно-фильтрационных таликов, которые обычно «наизываются» на систему тектонических швов. Расход наледообразующих источников подмерзлотных вод зависит здесь от степени трещиноватости водоносных горных пород, местоположения очагов питания и путей миграции. Часто такие источники формируют наледи площадью в несколько квадратных километров.

В днищах артезианских бассейнов байкальского типа питание наледей осуществляется по системе каналов, приуроченных к хорошо фильтрующим валунно-галечниковым отложениям или песчаным массивам. В ряде котловин (Верхнечарской, Верхнекаларской,

Нижнеингамакитской и др.) относительная наледность достигает 1,5%. В пополнении запасов наледообразующих подмерзлотных вод большую роль играют подозерные талики, сформировавшиеся в приподнятых моренах вывальных горно-долиновых ледников, а также водопоглощающие пролювиальные конусы выноса, располагающиеся по подножиям окаймляющих котловины гор.

Таким образом, условия и факторы образования наледей подземными водами в области вечной мерзлоты сложны и многообразны. Они меняются при переходе от одних криогидрогеологических структур к другим, а также в связи со сменой общих климатических условий и рельефа местности.

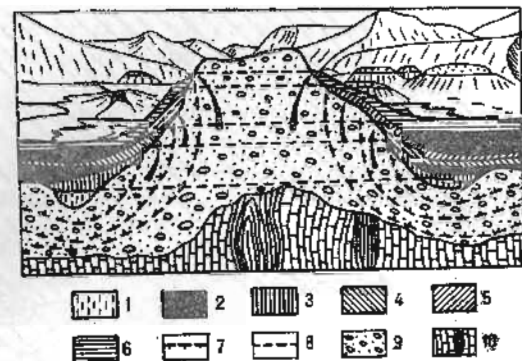
Наледе при промерзании водоносных систем

Промерзание водоносных горных пород — могучий фактор наледообразования. Выше было показано, что сформировавшаяся вечная мерзлота не только определяет пути миграции и очаги разгрузки подземных вод, но и контролирует суммарный дебит наледообразующих источников. Однако наличие многолетнемерзлых толщ не является непосредственной причиной излияния воды, так как разгрузка водоносных бассейнов происходит под воздействием гравитационных сил по закону сообщающихся сосудов. Формирование наледей типа 2 (см. классификацию наледей в гл. 1) осуществляется в результате выхода воды на поверхность земли под воздействием криогенного напора. Этот процесс развивается в основном при сезонном промерзании открытых и закрытых водоносных систем. Открытыми водоносными системами называются такие резервуары подземных вод, которые имеют входные и выходные водопроводящие каналы, а закрытыми — такие, которые их не имеют.

Излияние воды в результате промерзания открытых систем происходит следующим образом. С наступлением холодов влагонасыщенные горные породы промерзают, уровень грунтовых вод быстро падает. Возможны два варианта соотношения глубины залегания нижней границы сезонной мерзлоты H_m и понижающегося уровня подземных вод H_v . Если $H_m < H_v$, наледе формируются в результате свободного истечения жидкости через выходной канал водоносной системы. В этом случае образуется наледь подтипа 1а. Если же $H_m > H_v$, возникает криогенный напор, который обеспечивает дополнительный водопиток к очагу намораживания. Так, промерзание водоносного тракта с близким водоупором в узких долинах вызывает постепенный подъем уровня воды на прилегающих склонах, в результате намерзают крутопадающие ледяные массивы, простирающиеся на расстоянии 100—200 м и более. Примечательно, что их верхняя часть имеет ступенчатый профиль и ровный горизонтальный контакт с водонасыщенным снежным покровом. Граница наледи постепенно сдвигается вверх по мере нарастания льда и повышения уровня воды.

Промерзание водоносных отложений на террасах и пойме приводит к тому, что подземные воды отжимаются в русло ближайшего

Рис. 18. Схема формирования наледи при промерзании открытой водоносной системы. 1 — лед речной; 2—6 — слои наледного льда, последовательно сформировавшиеся в результате криогенного напора; 7 — граница сезонной мерзлоты на соответствующем этапе наледообразования; 8 — уровень подземных вод в различные моменты времени; 9 — аллювиальные отложения; 10 — горные породы.



водотока или в котловину водоема и намораживаются на их ледяном покрове. Если пути движения подземных вод перекрыты мерзлотными барьерами, выход воды происходит в ослабленных зонах выше или ниже по течению реки. Очагами разгрузки водонасыщенных толщ под воздействием криогенного напора очень часто являются крупнообломочные или валуно-галечниковые отложения, охлажденные до температуры ниже 0°C , но не заполненные льдом. Пример формирования наледей такого типа представлен на рис. 18, составленном С. С. Осадчим. Видно, что в процессе промерзания русловых отложений уровень воды в рыхлосложенных отвалах постепенно поднимается вверх, при этом вода изливается и намораживается вокруг бугров, а также на поверхности русловой наледи. Аналогичные явления неоднократно отмечались нами на дражных полигонах в Амурской области и Якутской АССР.

К рассматриваемому типу наледей относятся также ледяные массивы, формирующиеся при перемерзании подрусловых таликов. Этот процесс широко развит в долинах горных рек длиной до 50—70 км в областях сплошного и прерывистого распространения многолетнемерзлых пород — в Саянах, Забайкалье, Якутии, на Северо-Востоке СССР. В ряде районов он является едва ли не основной причиной наледообразования. Более детально условия формирования наледей подтипа 2а описаны в работах Е. А. Румянцев [1969, 1982], В. Р. Алексеева, П. Ф. Савко [1975], А. Б. Сотникова [1984], В. В. Кравченко [1985а, б].

Известно, что интенсивность промерзания и протаивания горных пород зависит от большого числа факторов: состава и теплофизических свойств отложений, их увлажненности, рельефа местности, толщины снежного покрова, типа растительности, ориентации участка и пр. Неравномерное промерзание грунтов, а также неоднородная глубина залегания водоупоров являются причинами перехода открытых водоносных систем в закрытые. Наблюдениями установлено, что многие пониженные участки территории, сложенные вечной мерзлотой, представляют собой систему разобщенных линз воды или водонасыщенного грунта. Промерзание их сопровождается поднятием земной поверхности и формированием так называемых

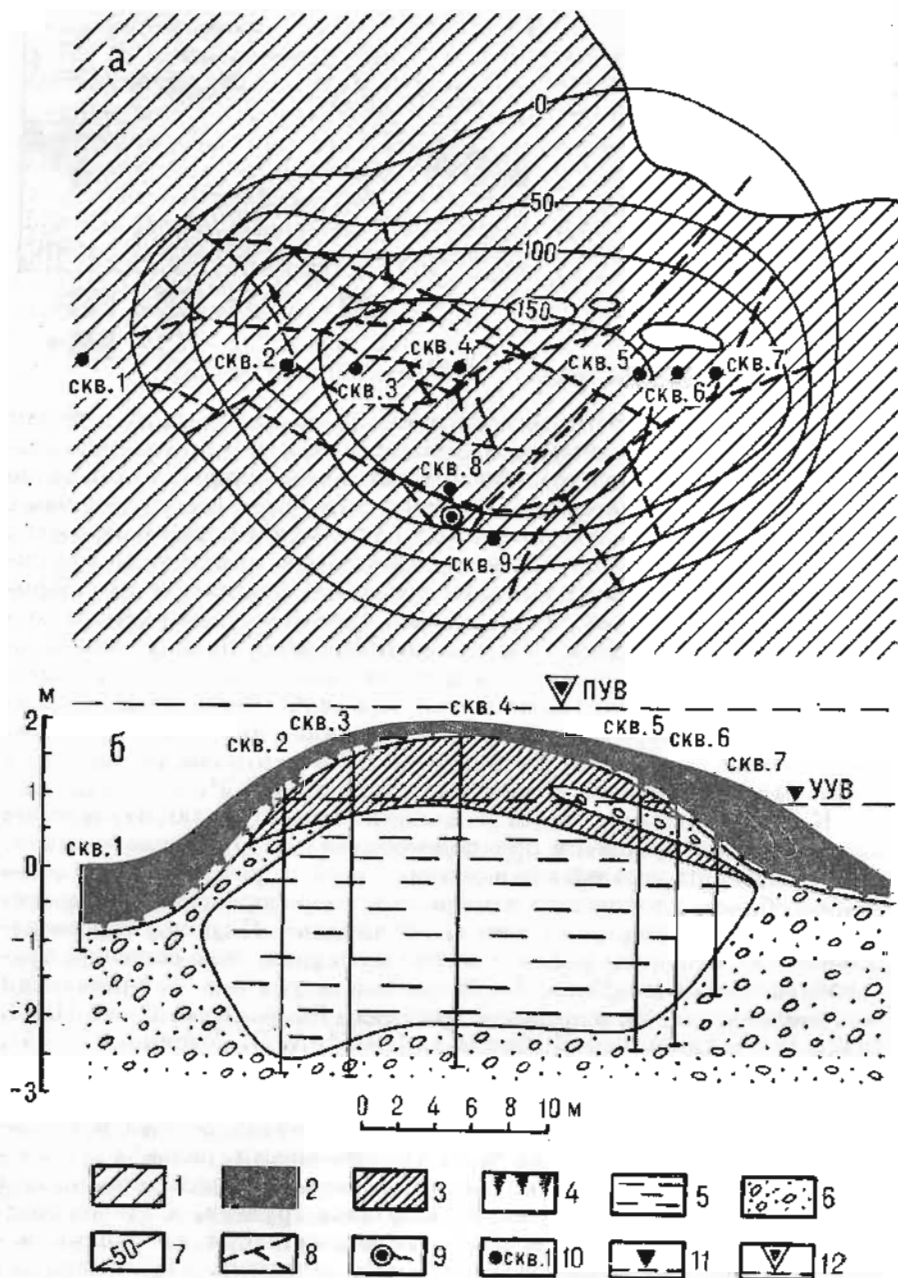


Рис. 19. Грунтово-наледный бугор пучения в долине р. Зун-Мурин (Тункинская котловина) в плане (а) и поперечном сечении (б).

1, 2 — наледь; 3 — инъекционный лед; 4 — почвенно-растительный слой; 5 — вода; 6 — песчано-галечниковые мерзлые отложения; 7 — относительная высота земной поверхности, см; 8 — трещины пучения; 9 — источник подземных вод; 10 — буровая скважина и ее номер. Уровень подземных вод: 11 — установившийся (УУВ), 12 — пьезометрический (ПУВ).

ваемых грунтово-наледных бугров пучения (рис. 19). Размеры бугров колеблются в широких пределах: диаметр от 2-3 до 200 м, высота от 0,5 до 6 м. Пучение грунта происходит в результате гидростатического давления, возникающего при переходе воды в лед. Медленное промерзание бугра обычно сопровождается пластическими деформациями кровли без выхода воды на дневную поверхность. В данном случае приращение объема жидкости при ее кристаллизации компенсируется поднятием толщи выпележащих горных пород.

Бурная кристаллизация переохлажденной воды, выделение растворенных в ней газов вызывают растрескивание бугров и частичное излияние жидкости через возникающие отверстия. Обычно после первого цикла наледообразования бугор оседает, давление в нем падает, трещины заполняются льдом. Затем напряжения вновь возрастают, и цикл наледообразования повторяется. Формирование наледи прекращается после того, как иссякнут запасы подземных вод или остановится процесс промерзания замкнутой системы. Наледи рассматриваемого типа, как правило, имеют небольшие размеры — площадь до 10—15 тыс. м², мощность 0,5—0,8 м. Формирование их приурочено к руслам небольших рек и ручьев, подножиям аккумулятивных террас и мелководным озерным котловинам. Очень часто грунтово-наледные бугры пучения и покрывающие их ледяные массивы встречаются вдоль полотна грунтовых и железных дорог, пересекающих речные долины с близким водопором. Здесь промерзание водоносных горизонтов иногда сопровождается взрывом. Известны случаи, когда взорвавшиеся бугры пучения приводили к катастрофическим последствиям — полному разрушению мостов, придорожных построек, затоплению долин на протяжении многих километров [Петров, 1930].

Наледи подтипа 2б в миниатюрном виде можно встретить практически по всей территории распространения сезоннопромерзающих и сезоннопротаивающих грунтов. Они образуются весной во время возврата холодов на участках, обнаженных от снежного покрова, где происходит частичное оттаивание почвенного слоя. В районах с частыми колебаниями температур воздуха около 0°C эта разновидность наледного льда встречается в совокупности с наледями талых снеговых вод.

Наледи антропогенного происхождения

Выход подземных вод на поверхность земли зачастую осуществляется при осушении горных выработок, разведке месторождений полезных ископаемых, укладке фундаментов, строительстве трубопроводов, дренажных и водозаборных систем и пр. Во всех этих случаях наледи являются следствием принудительного подъема и последующего спуска воды к поверхности возможной льдоаккумуляции (тип 3). Обычно водозабор производится механическими средствами (насосами). Далее вода транспортируется по трубам, лоткам или каналам в безопасное место, где и намерзает слой за слоем, об-

разуя ледяной покров различной конфигурации. Мощность наледей подобного типа иногда достигает 3 м, а площадь измеряется несколькими гектарами. В некоторых районах Сибири, например в Хакасии, шахтные воды используют для зимнего орошения сельскохозяйственных угодий, при этом добиваются повышения урожайности в 2—2,5 раза [Яворский, 1981].

Своеобразные наледи образуются у водопроводных колонок в результате намерзания распыляющейся и капавшей воды. Здесь они выступают как отрицательное гляциологическое явление, осложняющее использование гидротехнических устройств. Аналогичная разновидность наледей формируется в водозаборных колодцах. Так, в селениях Бурятии почти все колодцы в процессе их эксплуатации подвергаются оледенению, объем льда, накопленного за зимний сезон, достигает 3—5 м³.

Наиболее крупные массивы льда образуются при подъеме подземной воды, залегающей ниже вечной мерзлоты. В этом случае оледенение стенок колодцев происходит как зимой, так и летом, причем часто водозаборные каналы полностью закупориваются. В областях распространения сезонной мерзлоты колодезные воды намерзают, как правило, в зимне-весенний период. Летом наледный лед в колодцах тает медленно, поэтому иногда сохраняется до начала следующей зимы.

Наледеобразование в результате искусственного вывода подземных вод на дневную поверхность активно развивается во всех районах с умеренными и суровыми климатическими условиями.

УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ НАЛЕДЕЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

В процессах наледеобразования могут участвовать поверхностные воды самого различного происхождения — речные, озерные, талые снеговые, ледниковые, морские, бытовые и пр. [Цвид, 1957; Кобленц, 1960; Чекотилло и др., 1960; Горбунов, 1978; Осокин, 1969; Дзень, 1970; Алексеев, 1973; Алексеев, Савко, 1975; Романовский, 1979]. Общие закономерности их послонного намораживания известны. В настоящее время возникает необходимость более детального описания механизма развития наледных явлений на генетической основе. Особенности наледеобразования удобно рассмотреть в соответствии с традиционно выделенными категориями наледного льда.

Наледи речных вод

Наледи речных вод — это сложные ледяные массивы, формирующиеся в пределах русел рек и ручьев или на их пойме вследствие изливания воды поверхностных водотоков (фото 2). Основоположник советского мерзлотоведения М. И. Сумгин [1937] писал: «Речные наледи географически чрезвычайно распространенное явление: они

замечаются и по побережью Охотского моря, и на крайнем Северо-Востоке Сибири, например на Малом Анжее, по всей Якутской АССР, по Амурскому и частью Приморскому краю, по всему Забайкалью и вообще там, где имеется вечная мерзлота. Однако здесь нужно оговориться, что вечная мерзлота не обуславливает наличия речных наледей, а являются только фактором, способствующим их образованию» (с. 289). Справедливость этого высказывания подтверждена работами последних 30 лет [Органов, 1957; Цвид, 1957; Россинский, 1960; Зилберштейн, 1966, 1970; Фурман, 1968; Казимиров, Сямов, 1969; Алексеев, Савко, 1975; Алексеев, 1976; Чижов, 1981]. Выяснилось, что опосредованная роль многолетнемерзлых горных пород в развитии наледей речных вод сводится к локализации источников, питающих реки в зимний период, к формированию замкнутых промерзающих систем и в более редких случаях — к промерзанию водных потоков снизу.

Развитие речных наледей долгое время связывали лишь с промерзанием реки или ручья на перекатах [Подъяконов, 1903; Петров, 1930; Сумгин, 1937; Чекотилло, 1940]. Фактически причины послонного намораживания речных вод многообразнее. Ю. А. Билибин [1956] выделял две большие группы наледей: 1) формирующиеся в результате резкого увеличения расхода воды в реке; 2) образующиеся при резком уменьшении пропускной способности русла. Эта типизация объединяет большинство возможных случаев наледеобразования на реках. С позиций гидравлики они описаны К. И. Россинским [1960], Н. Ф. Савко [1973], А. Н. Чижовым [1981, 1985]. Рассмотрим главнейшие из них.

Наледи при увеличении водности подледных потоков (тип 4). Известно, что расходы рек и ручьев в холодный период года постепенно понижаются. Интенсивность этого процесса зависит от степени увлажнения территории в осенне-летнее время и особенностей режима источников подземных вод, питающих реки. В зоне распространения вечной мерзлоты разгрузка гидрогеологических бассейнов часто происходит неравномерно. В результате на малых и средних водотоках отмечается ритмичное колебание расходов и уровней воды. Колебания водности рек в зимний период могут быть связаны также с прорывом ледовых перемычек, возникающих при зажорах.

В связи с тем что ледяной покров на реках прочно смерзается с берегами, подъем уровня воды в реке приводит к его деформации. Если лед отламывается от берега и всплывает, наледи не образуются. Если же силы сцепления льда с берегами велики — на его поверхности появляется вода, выступающая по трещинам, через полыньи и проруби. При большой ширине реки и тонком льде наледь возникает только вблизи берегов. Значительный подъем уровня обеспечивает формирование наледей в пределах всего русла и частично на пойме.

Объем воды, участвующий в питании наледей рассматриваемого типа, может составлять 50% расхода подледного потока — тогда площадь ледяных массивов достигает десятков миллионов квадрат-

ных метров. Вероятность появления наледи повышается при относительном увеличении водности. «Одинаковая частота излияния наледных вод наблюдается на водотоках больших размеров при небольшом увеличении водности и при значительном приращении расходов воды на малых реках» [Кравченко, 1985а, с. 27].

Наледеобразование может быть вызвано также искусственно, например, при пусках воды из водохранилищ. На реках Оби, Енисее, Ангаре и других открытие затворов плотин приводит к формированию наледей на протяжении 70—80 км от нижнего бьефа. Повышение уровня сказывается также на режиме боковых притоков. Здесь наледи образуются в основном в устьевых частях речных систем благодаря подпору воды. В отдельных районах Сибири колебание расходов рек и связанное с ним развитие наледей вызывается также сбросом сточных промышленных и бытовых вод [Дзень, 1970].

Наледи при зажорах (подтип 5а). В связи с тем что на участках спокойного течения реки ледяной покров формируется быстрее, чем на порогах и перекатах, возникает цепочка открытых участков русла. Интенсивное охлаждение воды в полыньях стимулирует образование шуги, которая скапливается в нижних частях полыней, стесняя прохождение водного потока и вызывая подъем уровня воды. Шуга под гидравлическим напором постепенно наползает на речной лед и замерзает в виде дугообразных валов и гряд, обеспечивающих новый подпор. Излишки воды, не уместившиеся подо льдом, выходят на береговой припай, на пойму или же огибают смерзшуюся шугу. Промерзая слой за слоем, вода образует толщу наледного льда. Намораживание воды подобным способом происходит уже при первых перехватах речного потока. Вначале формируются небольшие холмики наледного льда, следующие вдоль верхних окраин ледяных перемычек. Затем они увеличиваются в размерах, местами полностью перекрывают речной лед и выходят из берега.

На малых реках мощность наледи такого типа ограничивается первыми десятками сантиметров. На крупных реках повышение уровня воды при зажорах достигает 3—5 и даже 10 м, причем часто оно многократно повторяется в одних и тех же местах. Часть воды, излившейся на пойму, преобразуется в наземный ледяной покров, а часть стекает в русло реки, где и промерзает, увеличивая толщину ледяного панциря.

Иногда так называемые зимние наводнения, возникающие при зажорах и замерзании рек, приводят к катастрофическим последствиям. В. Г. Ходаков [1969] сообщает, что в конце декабря 1967 г. на безымянной речке в бассейне р. Камы «речная вода стала наступать на деревню Шаршад, быстро замерзая. Более 10 домов оказались по самые окна закованными в лед. И только благодаря упорной работе взрывников, проводивших 500 взрывов, удалось пробить в теле наледи 600-метровый канал для стока воды и спасти деревню от полного погребения...» (с. 136). Аналогичные явления происходили на р. Ушаковке около г. Иркутска.

Вероятность развития зажорных явлений определяется, с одной стороны, суровостью зимних условий, а с другой — гидравличе-

скими характеристиками потока. В идентичных климатических условиях зажоры возникают чаще на реках с переменными скоростями течений вдоль русла, т. е. в горных районах. Немаловажную роль в этом играет также локализованная разгрузка подземных вод складчатых областей, а также особенности строения подстилающего слоя. Приуроченность наледей к полыньям, являющимся «фабриками» донного льда и шуги, отмечена многими исследователями [Зоннов, 1944; Калабин, 1957, 1960; Кузнецов, 1961, 1962]. Это характерно для большинства рек Сибири, в том числе и для пересекающих равнинную территорию. Так, Я. И. Марусенко [1981] пишет, что на р. Ушайке в Западной Сибири у ледяной перемычки сформировался зажор, который вызвал излияние воды, затопившей пойму на протяжении 5 км. Объем наледи составил около 1,5 млн м³, при этом гидравлический уклон возрос с 0,003 до 0,02. Еще более грандиозные размеры зажорных наледей наблюдал Н. М. Бочков [1939] на Урале весной 1939 г. Тогда р. Каква протяженностью 150 км покрывалась наледями на расстоянии 80—100 км, т. е. на 2/3 своей длины, расход ее упал с 1,5 до 0,12 м³/с, вследствие чего многие предприятия остались без воды.

Период формирования наледей в результате зажорных явлений обычно ограничивается началом зимы (2—3 мес). После ледостава на реках образуются наледи других генетических типов. Лишь там, где полыньи существуют всю зиму, зажорные наледи могут возникать вплоть до весны. Примером такого участка служит отрезок р. Тимптон в районе уникальных Тимптонских источников общим дебитом около 10 000 л/с [Вельмина, Узембло, 1959; Фотиев, 1965]. Выше этих источников река почти ежегодно перемерзает, а ниже полыньи периодически формируется огромная налесь, занимающая русло и пойму реки. Во время нашего обследования в феврале 1964 г. длина наледи составила около 8 км при ширине 150—250 м. Подобные участки известны на многих реках Восточной Сибири: Олекме, Чаре, Тунгурче, Верх. Ангаре, Горбыляхе, Унгре, Алдане.

Наледи при закупорке русла внутриводным льдом (подтип 5б). Осенью и в начале зимы под действием сильных морозов живое сечение водного потока постепенно сужается. Вода кристаллизуется, с одной стороны, у поверхности увеличивающегося ледяного покрова, а с другой — внутри самой водной массы. Донный лед образуется преимущественно на участках спокойного замедленного течения воды. Агрегаты внутриводного льда смещаются вниз по течению и осаждаются на участках плесов в виде рыхлых скоплений на дне и у нижней поверхности ледяного покрова. Смерзаясь, они резко стесняют прохождение водной массы и увеличивают гидравлический напор. Иногда скопления внутриводного льда, осаждающегося песка и ила полностью перекрывают сечение потока, в результате чего происходит выход речных вод на поверхность. Это явление подробно описано еще в конце XIX столетия Я. В. Стефановичем [1898] на правых притоках верхней Лены (Бодайбо, Витим, Чуя, Чая и др.).

Закупорка русла внутриводным льдом отмечается на многих реках Сибири, но наиболее часто — в районах с небольшой мощ-

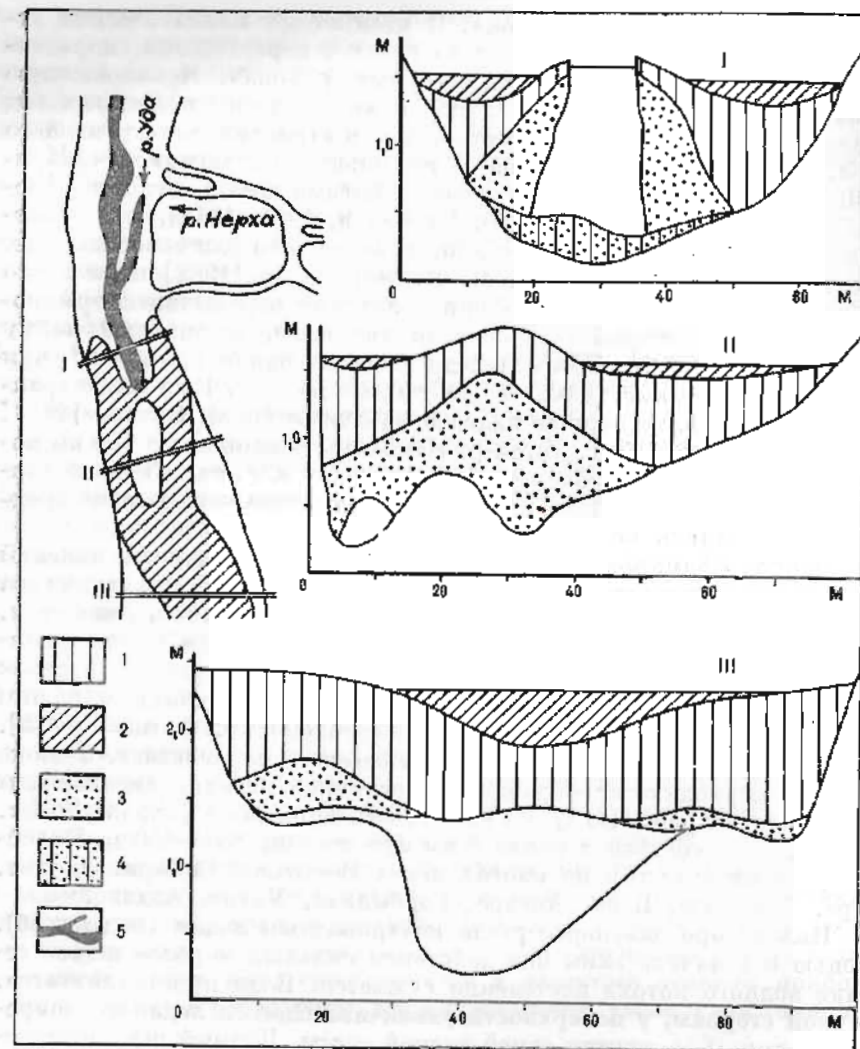


Рис. 20. Схема образования наледи на р. Уде (Восточный Саян) при стеснении потока внутриводным льдом.

1 — речной лед; 2 — наледь; 3 — шуга; 4 — донный лед; 5 — полынья.

ностью снежного покрова (южная часть Забайкалья, Центральная Якутия, Приамурье). В горно-складчатых областях внутриводный лед скапливается ниже перекатов на участках с замедленным течением воды. Образованию льда на дне небольших водотоков способствует близкое залегание под руслом низкотемпературной вечной мерзлоты, обеспечивающей тепловой поток в сторону подстилающих горных пород.

Условия формирования наледи при закупорке внутриводным льдом отражает рис. 20, заимствованный из работы В. В. Кравченко [1985б].

Наледи при промерзании русел рек (подтип 5а). Промерзание водного потока неравномерно. На плесах толщина льда всегда больше, чем на перекатах, однако глубина реки на перекатах значительно меньше, чем на плесах, поэтому вероятность стеснения водного потока на перекатах обычно выше. Перемерзание рек — одна из характерных черт природы Сибири. В ряде районов замерзают даже такие крупные водотоки, как Алдан в среднем течении, Тимптон, Олекма в верховьях и др. Развитие наледей рассматриваемого типа находится в прямой зависимости от морфологии русла, расходов реки и температуры воздуха. Значительную роль при этом играет также мощность и плотность снежного покрова.

Данные гидрологических ежегодников, а также материалы специальных наблюдений [Зильберштейн, 1966, 1970, 1973; Цвид, 1957; Кравченко, 1985б] показывают, что процесс перемерзания рек играет исключительно большое значение в развитии наледообразования. В ряде районов он является ведущим фактором послойного намораживания воды, например на севере Якутии, в некоторых межгорных котловинах Забайкалья, на равнинах юга Дальнего Востока.

На мелких реках и ручьях формирование наледей начинается сразу после ледостава и продолжается до тех пор, пока не иссякнут поверхностные воды. На более крупных речных системах, таких, как Витим у пос. Романовки, Бол. Амалат у с. Усть-Антос, Чульман у одноименного поселка, речные наледи формируются эпизодически после резкого понижения температуры воздуха, обеспечивающего резкий прирост мощности ледяного покрова. На крупных реках (Ангаре, Зее, Амуре, Буре) промерзание верхних частей потока практически не влияет на процесс наледообразования, так как возникающий при этом напор компенсируется изгибом ледяного покрова [Чижов, 1981].

Прекращение стока в руслах наледных рек сопровождается рядом опасных явлений. Ниже промерзшего участка русла часто образуется так называемый «сушенец» — нависший речной и наледный лед. Выше перемерзшего переката обычно происходит пучение ледяного покрова, причем в движение вовлекается не только лед, но и часть донных и береговых отложений. На некоторых реках длина образующихся ледяных бугров пучения измеряется сотнями метров. При усилении морозов они с грохотом взрываются, и тогда из трещин изливается масса воды, затопляющая десятки и сотни тысяч квадратных метров поверхности. Взрывы ледяных и ледогрунтовых бугров наиболее характерны для небольших рек.

Наледи при внешних нагрузках на ледяной покров (подтип 5б). Степень погружения ледяного покрова в воду определяется его массой. Если к толще льда сверху приложить дополнительную нагрузку, она начнет тонуть, уменьшит пропускную способность русла и вызовет формирование наледи. Погружение ледяного покрова



Фото 3. Излияние воды при торошении льда на оз. Байкал.



Фото 4. Брызговая налесь (сокуй), сформировавшаяся при ветровом волнении оз. Байкал. Фото А. В. Кириченко.

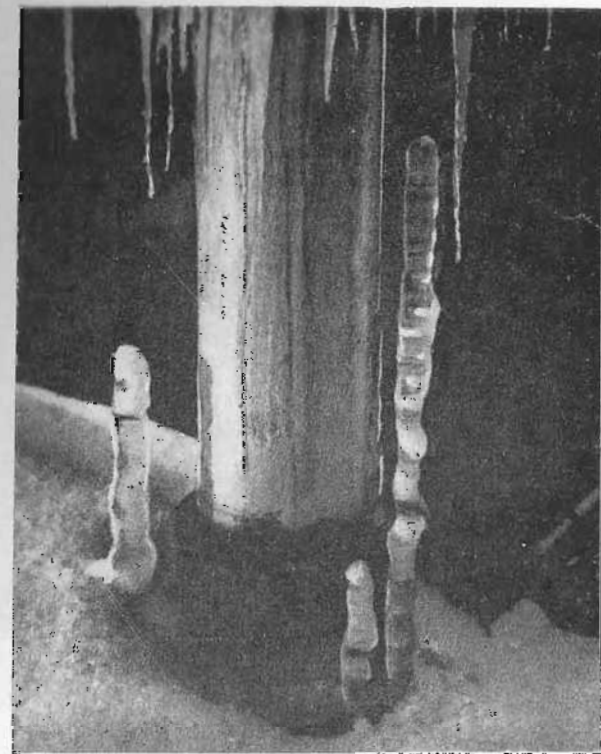


Фото 5. Медные сталагмиты — особая форма наледей конденсационных вод.



Фото 6. Налесь-ледонад в русле крутопадающего горного потока. Фото А. В. Кириченко.



Фото 7. Разрушающиеся кристаллы наледного льда.



Фото 8. Скопление наледных солей на поверхности тающего ледяного покрова.



Фото 9. Термозрозионный канал в толще наледы. Долина р. Хохюр-Гол (хр. Хамар-Дабан).



Фото 10. Характерные формы разрушающегося ледяного массива.



Фото 11. Наледная поляна в подгольцовом поясе хр. Бол. Саяна.



Фото 12. Гидролакколлит и остатки наледи грунтовых вод на его склоне (Верхне-чарская котловина).



Фото 13. Термоэрозийный провал, возникающий в результате деятельности талых наледных вод (Тункинская котловина).



Фото 14. Наледные «озы» в долине р. Элея (Восточный Саян).

Таблица 5

Значения высоты снежного покрова, выше которых вода выступает на лед, см

Толщина льда, см	Плотность снега, г/см ³					Снегозапасы, приведенные к слою воды, мм
	0,1	0,2	0,3	0,4	2,5	
10	8	4	3	2	2	8
20	17	8	6	4	3	16
30	25	13	8	6	5	25
40	34	17	11	8	7	34
50	42	21	14	10	8	41
60	50	25	17	13	10	51
70	59	29	20	15	12	59

в воду вызывается многими причинами: давлением выпадающего снега, формированием сугробов во время метелей, движением проходящего транспорта, концентрацией грузов на ледяном покрове, осыпанием грунта с береговых склонов и др. Все эти факторы при развитии наледей до недавнего времени не учитывались.

Впервые наледь от давления снега описаны Я. В. Стефановичем [1898] на правых притоках верхней Лены, а затем И. В. Молчановым [1925] на озерах Ленинградской, Новгородской и Калининской областей. В настоящее время так называемый снежно-наледный лед довольно детально исследован В. В. Пиотровичем [1958, 1970, 1972, 1974], И. П. Бутягиным [1966], А. Г. Дерюгиным [1967, 1971], В. Я. Аминевой [1974]. Хотя материалы натурных наблюдений относятся к европейской части СССР и Западной Сибири, выводы, сделанные на их основе, с полным правом можно использовать применительно к любому другому району. Условия выхода наледообразующих вод на ледяную поверхность указаны в табл. 5, составленной А. Г. Дерюгиным [1967].

Как видим, вероятность развития наледей при выпадении твердых атмосферных осадков больше всего в начале зимы, когда лед еще тонкий. Очевидно, что наледный покров подобного типа достигает максимальной мощности и наибольшего распространения в районах с высокой снежностью — в горах Прибайкалья, Станового нагорья, Южной Якутии, Охотско-Приморского региона, на равнинах Западной Сибири и пр.

Местами мощность наледей «от давления снега» составляет 30—50 и даже 90% общей толщины речного льда. Так, наблюдения В. Е. Дмитриева и А. А. Сюзаева на реках Томской области показали, что здесь благодаря обильному выпадению снега в начале холодного периода года рост кристаллического льда идет очень медленно, при этом выпадающие твердые осадки систематически нарушают его плавучесть, в связи с чем происходит излияние речной воды по трещинам. В результате формируется мощная толща снежно-наледного льда, которая к весне составляет основную часть ледяного покрова водотоков.

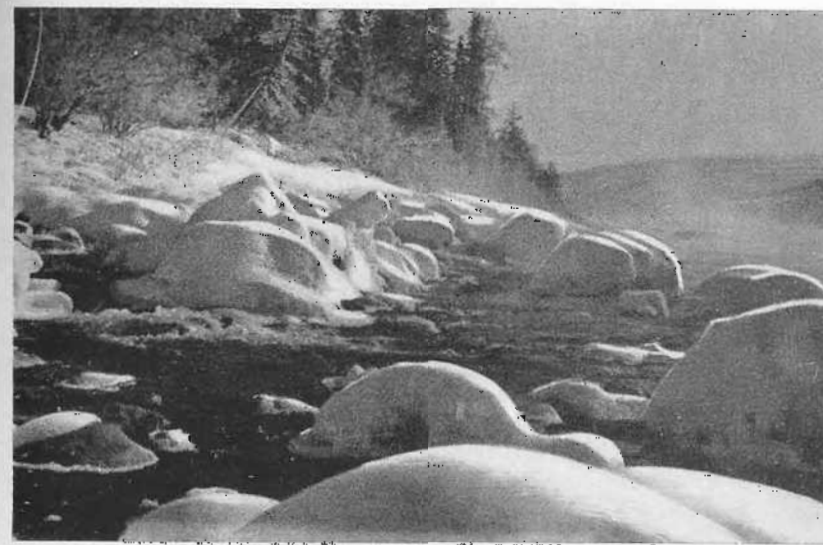


Фото 1. Наледообразующий источник подземных вод в долине р. Тимптон (Южная Якутия).



Фото 2. Наледь речных вод в русле р. Уды (полигон «Синий Камель» в Восточном Саяне).



Фото 15. Стволы лиственницы, опкуненные наледными процессами.



Фото 16. Каменная «мостовая» — одна из стадий развития наледных полей (Южная Якутия).

В горных районах процессы наледеобразования иногда обусловлены снеголавинной деятельностью. Здесь снег, обрушиваясь со склонов, часто взламывает ледяной покров рек или вызывает его прогибание. Иногда лавины подпруживают водные потоки. Если расход реки или ручья большой, выше плотины образуется водохранилище, которое постепенно спускается через толщу лавинных отложений. В этом случае наледь формируется ниже лавинного завала. При небольшом расходе ручья намораживание воды происходит выше его. Что касается других возможностей наледеобразования при нарушении изостазии ледяного покрова, то они определяются в основном характером приложения нагрузки при хозяйственной деятельности человека. В качестве примера приведем наблюдения М. Ш. Фурмана [1968], которым установлено, что на сибирских реках Иркутской области (Тойсук, Тангуй-Удинский, Икей, Курзанка, Олот и др.) выгрузка леса на ледяной покров всегда сопровождается выходом речных вод и формированием наледей мощностью 0,4—0,5 м.

Наледеи при дроблении падающих водных потоков (подтип 76) представляют собой случай брызгового намораживания воды. Низвергающиеся водные массы наиболее часто встречаются в горных альпикотипных районах, а также в пределах плоскотерий с резко выраженными новейшими тектоническими движениями. Формирование наледного льда данного типа обычно начинается при первых ночных заморозках, активизируется после перехода средних суточных температур воздуха через 0°C и заканчивается по мере истощения или промерзания падающих водяных струй. Ширина и высота зоны замораживания брызг зависит от конфигурации приемного бассейна, высоты падения и массы низвергающейся воды. Известны водопады, например Ниагарский в Северной Америке, контуры основания которых зимой выглядят в виде фантастического нагромождения причудливых ледяных каскадов, одевающих прибрежные участки скал, аллювиальные отложения и произрастающую на них растительность. Не менее эффектны брызговые наледеи на берегах мелких крутопадающих потоков. Здесь они имеют сравнительно небольшие размеры, но встречаются чаще, чем на крупных реках, и не только в осенний период, но и весной.

Таким образом, условия и факторы развития наледей речных вод сложны и многообразны. Наблюдения последних лет показывают, что обычно они проявляются в комплексе друг с другом, при этом формируются гетерогенные ледяные массивы большой протяженности. Строение ледяного покрова на реках почти повсеместно осложняется намораживанием подземных вод, выходящих на дневную поверхность в результате промерзания подрусловых водных потоков, а также наледеобразующими источниками, гидравлически не связанными с русловой сетью.

Согласно данным В. В. Кравченко [1985а], объем наледей различных генетических типов и их доля в общем объеме ледяного покрова на реках изменяется в очень широких пределах. В октябре—декабре преобладают наледеи, формирующиеся при снеговых нагруз-

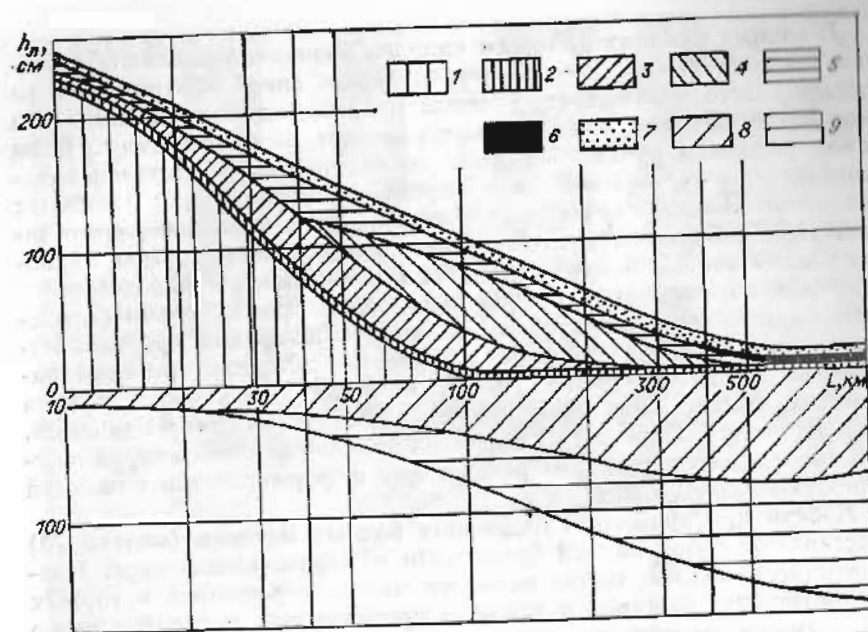


Рис. 21. Изменение структуры ледяного покрова по длине рек в бассейне р. Уды, по В. В. Кравченко [1985а].

Наледи подземных вод: 1 — подруслового потока; 2 — прочих источников, гидравлически не связанных с руслом. Наледи речных вод: 3 — при нарастании ледяного покрова; 4 — при увеличении водности; 5 — при стеснении русла шугой; 6 — при снежных нагрузках на лед; 7 — наледи талых снеговых вод; 8 — речной лед; 9 — подледная вода.

ках и стеснении русла шугой и донным льдом. В зимние месяцы значительную часть составляют ледяные массивы, возникающие в результате нарастания речного льда. Весной активизируются наледные процессы в результате увеличения водности подледных потоков и стока талых снеговых вод. В целом наледи речных вод существенно осложняют строение ледяного покрова в руслах рек, причем роль отдельных генетических типов наледного льда меняется по длине реки (рис. 21). Очевидно, что вскрытые закономерности существенно трансформируются в связи с изменением географической широты местности, типа морфоструктур и климатических условий, однако конкретные выводы по этому вопросу еще не сделаны.

Наледи озерных и морских вод

Наледи озерных и морских вод выделены в самостоятельные типы в начале 1970-х гг., хотя процессы нарастания ледяного покрова сверху описаны в трудах исследователей Арктики и Антарктики еще в прошлом веке. В отечественной и зарубежной литературе сведения о послойном намораживании воды на льду озер, морей и водохранилищ встречаются часто [Зубов, 1955; Пиотрович, 1958, 1970, 1972; Песчанский, 1967; Буйницкий, 1973], однако до сих пор им

не придавалось существенного значения. Лишь в последние годы появилось несколько работ, которые прямо упоминают на развитие наледных налений в пределах крупных акваторий [Кобленц, 1960; Аленов, 1978; Чагулов, 1981; Иванов, 1983]. Эти данные, а также анализ общих условий и факторов льдообразования и водоемах и на их берегах позволяют сделать качественную оценку возможностей развития наледных процессов при налияниях озерных и морских вод.

Наледи при промерзании озер и мелководных лагун (подтип 5в). Этот тип наледей распространен преимущественно в областях с суровыми климатическими условиями, где отмечаются резкие понижения температуры воздуха и небольшая мощность снежного покрова. Подледные воды проникают в том случае, когда прирост ледяного покрова снизу не компенсируется сработкой уровня водной массы и пластическими деформациями льда. Такие явления встречаются на мелководных участках северных морей, на льду термокарстовых озер Центральной Якутии, в котловинах Забайкалья, в Монголии.

Обычно наледи рассматриваемого типа опоясывают прибрежные участки водоемов в виде прерывистых ледяных лент шириной 25—30 м. В некоторых случаях, например, на озерах Зун-Торей и Барун-Торей в Забайкалье ширина наледей достигает 1,5 км. Промерзание термокарстовых озер, подстилаемых многолетнемерзлыми горными породами, часто сопровождается образованием ледяных бугров пучения, из которых периодически изливаются потоки наледообразующих вод. Иногда такие бугры взрываются.

Наледи при внешних нагрузках на ледяной покров (подтип 5г) в общем виде описаны в предыдущем разделе. Развитие их в пределах акваторий характеризуется рядом специфических особенностей. Большую роль в процессе наледообразования играет, в частности, термическое расширение льда, сопровождающееся давлением на подстилающие водные массы. Известно, что озерный и морской лед представляет собой монолитную толщу лишь в исключительных случаях. Обычно он расчленен сетью вертикальных и горизонтальных трещин, возникающих при высоких температурных градиентах, а также в результате ветрового давления, вызывающего неоднородное сжатие и расширение льда. Исследованиями В. М. Сокольников [1960] на Байкале установлено, что температурные швы (трещины шириной до 3 см) располагаются не хаотически, а вполне закономерно: они ограничивают блоки относительно монолитного льда размером от 3 до 40 м в поперечнике. Вблизи мысов трещины оконтуривают береговую зону или расходятся от нее радиально.

Термическое расширение льда обеспечивается резким повышением температуры воздуха. Если акватория велика, происходит изгиб ледяного покрова вверх или вниз от уровня воды. Расчеты показывают, что при повышении температуры воздуха на 10°C в поперечном сечении Байкала (30 км) расширение льда достигает 6 м, а в продольном сечении (636 км) — 122 м. Возникающие при этом складчатые деформации и разрывы льда сопровождаются излиянием наледообразующих вод. Вот как описывает один из случаев подоб-

Таблица 6

Размеры наледей на озерах Прибайкалья и Забайкалья

Озеро	Площадь озера, км ²	Дата наблюдения	Длина сквозных трещин, км	Площадь наледей, км ²			Наледность акваторий, %
				береговых	вдоль трещин	общая	
Киранское	2,0	15.I 1972 г.	0,6	0,02	0,01	0,03	2
Селенгинское	1,05	16.I 1972 г.	1,5	0,01	0,01	0,02	2
Ика-Цаган-Нор	3,14	29.II 1972 г.	3,7	0,02	1,8	1,82	52
Бальзой	1,13	3.III 1972 г.	2,1	0,01	0,02	0,03	2,6
Голентуй	1,67	4.III 1972 г.	2,8	0,01	0,06	0,07	4
Ножий	12,0	4.III 1972 г.	11,0	0,10	0,40	0,50	4
Дабата	0,1	15.III 1973 г.	2,5	0,008	0,008	0,016	16
Торейское	800	20.III 1973 г.	400	10,0	3,2	13,2	1,5
Намши-Нур	2,1	20.III 1974 г.	10,0	0,15	0,35	0,50	24

ного наледообразования В. М. Сокольников [Там же]: «В ночь с 5 на 6 апреля 1956 г. на Байкале у пос. Лиственничного под влиянием расширения ледяного покрова образовалась складка льда. На вершине главной складки и на переходе из выемки на плоскость возникли сквозные щели. В районе более сильного нажима (против руч. Крестовки, где был выезд на берег с ледяной дороги) ледяной покров лопнул и по краям щели льдины встали почти вертикально. Они возвышались над уровнем воды до 2 м. По обе стороны от щели произошел прогиб ледяного покрова шириной по 25—80 м. Слой воды в чашах прогиба превышал 2 м» (с. 231).

На озерах ширина наледей вдоль термических трещин колеблется от 2 до 25 м, а толщина редко превышает 25—30 см. В Забайкалье и Прибайкалье такие ледяные образования имеют большую протяженность (табл. 6) и повсеместное распространение [Иванов и др., 1976]. Обычно они хорошо фиксируются с самолета (например, на Байкале) благодаря более светлому тону. У трещин встречаются и более обширные наледные поля. Например, на оз. Ножий А. В. Иванов встретил наледь размером 250×100 м, которая образовалась в результате выброса подледной воды в зоне интенсивных подвижек льда, торошения и надвигов.

Вдоль мелких термических трещин (шириной до 1 см) наблюдаются ледяные образования в виде усеченных конусов высотой 15—20 см и диаметром основания до 0,5 м. На некоторых озерах, например на оз. Зун-Хара-Нур в Тажеранской степи, такие наледы формируются по всему ледяному покрову на пересечениях узких термических трещин.

Термическое расширение льда приводит не только к складчатым деформациям ледяного покрова, но и к его торошению (фото 3). Торосы возникают также под действием ветрового напора или в результате напоявления дрейфующего льда на какое-либо препятствие. В Антарктике и у берегов Гренландии мощные торосы образуются при движении айсбергов и выводных ледников. Гряды торосов вы-

сотой до 5 м и более нарушают устойчивость ледяного покрова, в результате чего вдоль зоны торошения происходят излияние и последующее намораживание подледной морской или озерной воды. Подобные явления повсеместно наблюдаются в арктических и антарктических морях, а также на крупных замерзающих озерах.

Выжимание воды из-под льда может быть вызвано и другими причинами. Наиболее вероятная из них — перегрузка льда снежным покровом. Массовое излияние воды под давлением выпавшего снега чаще всего отмечается осенью в период ледостава и сразу после установления сплошного ледяного покрова. В это время лед еще тонкий и чутко реагирует на внешние нагрузки. Выход воды осуществляется по мелким термическим трещинам, через проруби и полыньи. На пресноводных озерах снежно-наледный лед покрывает почти всю акваторию, толщина его может измеряться десятками сантиметров [Дерюгин, 1967, 1971; Пиотрович, 1972, 1974]. В пределах морских бассейнов наледы от давления выпавшего снега чаще всего формируются на припаях в закрытых от ветра заливах, лиманах и бухтах. В Антарктиде мощные толщи так называемого водно-снежного льда образуются в открытых частях океанов на участках затухания сильных стоковых ветров, несущих массу снега с континента. Здесь на значительном удалении от берега протягивается своеобразная зона наледообразования шириной 15—20 км.

В ряде районов наледы формируются под давлением сугробов и снежников, возникающих вдоль обрывистых берегов, озер и морей. Подобную наледь, в частности, описал И. М. Симонов [1971] в оазисе Ширмахера на побережье Восточной Антарктиды.

В высокогорных областях процессы наледообразования часто развиваются в результате периодического обрушения снежных лавин. Например, в хр. Кодар на севере Забайкалья часть ледяного покрова каровых озер состоит из снежно-наледного льда мощностью до 1,5 м. Иногда снежные обвалы вызывают выплескивание воды из озерных котловин и формирование ледяного покрова в пределах ригелей и ниже их.

Прибрежная полоса морских и пресных водоемов является наиболее вероятной зоной наледообразования вследствие локальных нагрузок на ледяной покров — при движении и остановках транспорта, выгрузке леса, устройстве перевалочных грузовых складов и пр.

Наледи при колебаниях уровня воды (подтипы 6а, 6б). С наступлением морозов озерные и морские воды еще долго сохраняют тепло, хотя береговые отложения уже давно промерзли на значительную глубину. Иногда прибрежные части озер и морей, благодаря активному ветровому перемешиванию воды и ее высокой теплоемкости, не покрываются льдом до середины зимы (Байкал, Охотское море и др.). Некоторые водоемы вообще не замерзают, хотя температура воды в них зимой близка к 0°C или даже ниже. Изменение уровня воды обуславливает своеобразный ход процессов наледообразования на береговых склонах, откосах и поверхности гидро-

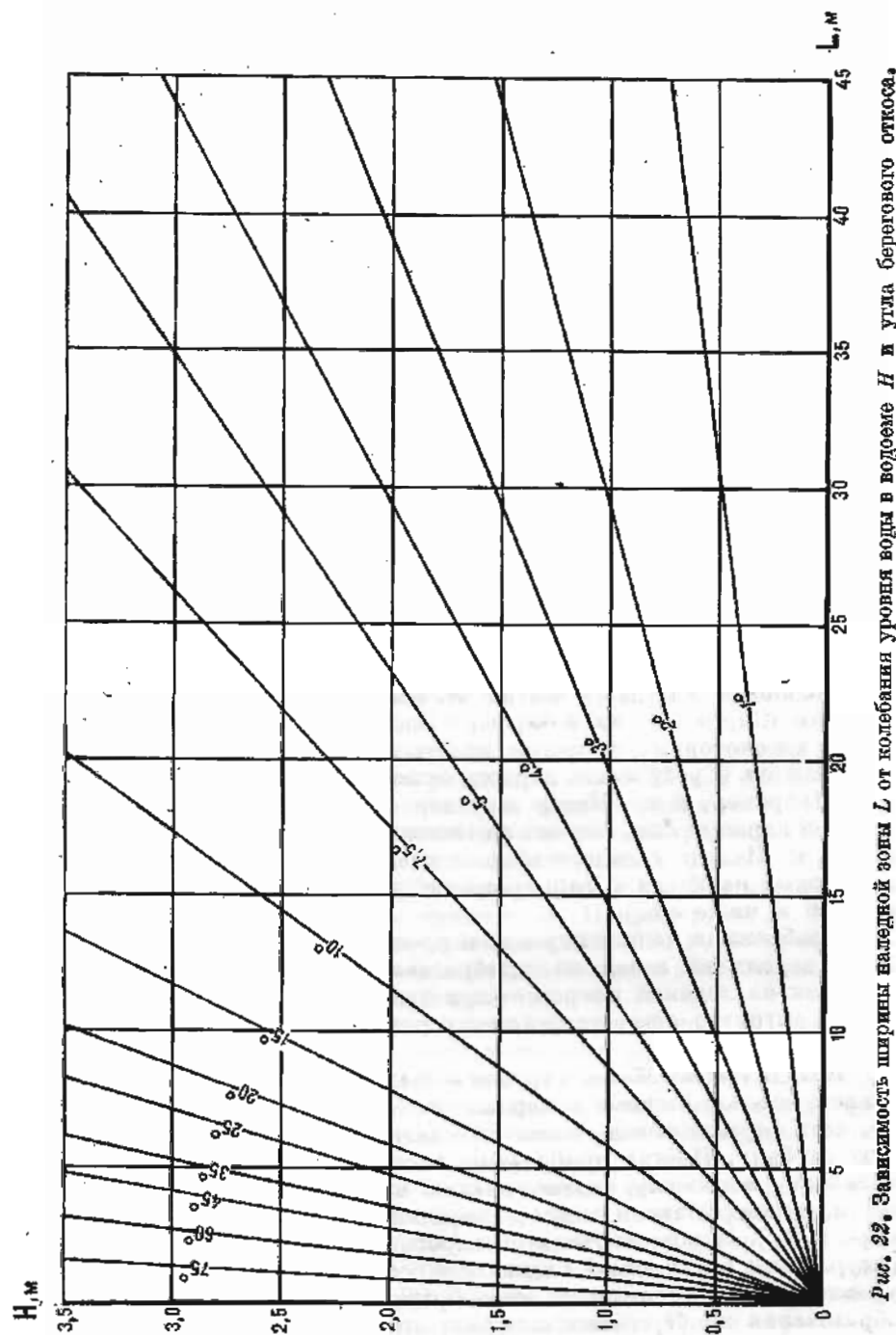
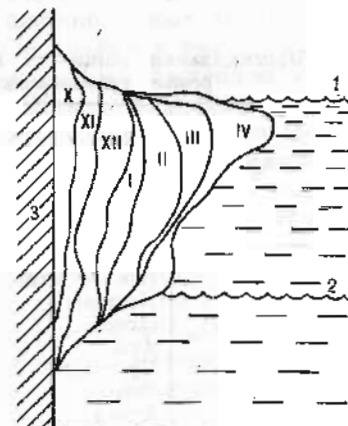


Рис. 22. Зависимость ширины наледной зоны H от колебания уровня воды в водоеме L и угла берегового откоса.

Рис. 23. Формирование приливной наледи у причальной стенки порта Охотск зимой 1979/80 г.

1 — уровень моря в прилив; 2 — уровень моря в отлив; 3 — причальная стенка. Римские цифры между кривыми указывают приrost мощности льда в соответствующий месяц.



технических сооружений. Набегание водной массы может быть периодическим и непериодическим. К периодическим колебаниям, вызывающим обледенение берегов, относятся лунные полусуточные приливы и отливы, к непериодическим — ветровые и барические нагоны и стоны.

Процессы льдообразования на поверхности твердых тел, омываемых водой, изучены еще очень слабо. Имеются лишь самые общие сведения об этом явлении [Ключникова, 1971; Панов, 1976]. Кристаллизация воды на берегах зависит от соотношения запасов тепла в набегающей массе воды и «потенциала холода» за пределами водоема. Кроме того, большую роль играют продолжительность периодов подъема и спада уровней, соленость воды, наличие примесей в виде снежур, кристаллов внутриводного или дробленого льда и пр. Ширина обледенения есть функция высоты подъема уровня воды в водоеме и угла берегового склона (рис. 22). На вертикальных стенках зона льдообразования может несколько превышать амплитуду колебания уровня воды (рис. 23) за счет активной теплоотдачи через поверхность твердого тела (внутриводное намерзание).

Наледообразование на берегах открытых водоемов — широко распространенное явление. Наледи данного типа встречаются практически по всему побережью арктических и антарктических морей, образуя своеобразный комплекс ледовых образований мощностью до 5—7 м. Об этом свидетельствуют данные специальных полевых наблюдений, выполненных И. С. Майоровым (табл. 7), а также материалы о периодических и непериодических подъемах уровня воды в морях и внутренних водоемах.

Наледообразование при колебаниях уровня воды в бассейнах, полностью или частично покрытых льдом, зависит от высоты подъема воды и механических свойств льда. Если силы давления воды превышают силы сцепления льда с берегами, ледяной покров всплывает и наледь не образуется. В этом случае возможно лишь намерзание тонких пленок воды на вертикальных поверхностях, а также на береговых откосах. Если же припай не взламывается, а подвергается только упругим деформациям, наледообразующие воды выходят по термическим и другим трещинам и образуют вторичный ледяной покров. Такой тип наледи может формироваться не только на припаях, но и вдали от берегов.

Таблица 7

Максимальная мощность паледей, сформировавшихся на побережье тихоокеанских морей зимой 1979/80 г., м

Море	Пункт наблюдения	Наледи		
		при колебаниях уровня воды	при набегании ветровых волн	при оседании ветровых брызг
Охотское	Пенжинский	7,0	4,0	2,0
	Магадан	2,8	1,2	2,1
	Охотск	4,1	0,8	1,2
	Аян	3,5	1,4	0,8
	Чумикан	6,2	1,0	2,5
	Оха	0,8	1,0	0,8
Берингово	Анива	0,3	0,8	0,5
	Уэльс	2,5	1,6	1,2
	Анадырский	1,8	1,5	2,0
	Мыс Гинтера	1,5	0,8	1,8
	Мыс Наварин	1,5	0,8	1,4
	Командорские о-ва	1,8	2,0	1,8
Японское	Сов. Гавань	1,8	1,0	0,6
	Ванино	1,8	1,0	0,5
	Находка	0,3	0,8	0,5
	Холмск	0,8	0,5	3,5
	Томари	0,8	0,4	4,2
	Потиби	2,0	1,0	0,8
	Владивосток	0,3	0,8	0,4

Наледи при ветровом волнении и штормах (подтипы 6в, 7а). Оледенение берегов в результате ветровой деятельности может быть двух типов: наплесковое (волновое) и брызговое.

Наплесковое наледообразование обусловлено волноприбойной деятельностью. Оно проявляется в формировании валов и холмиков при выплескивании воды на промерзшие берега. На Байкале такие образования называются *сокуями* (фото 4). Обычно они представляют собой гряды, обращенные в сторону озера, высотой 2—3 м, а в некоторых случаях 6—7 м [Верболов и др., 1965]. Формирование сокуев зависит от температуры воздуха, высоты набегавшей волны, скорости ветра и других причин. Мощные сокуи часто опоясывают равнинные берега озер и морей, сочетаясь с наледями приливно-отливными и сгонно-нагонными. О масштабах развития этих явлений можно судить по данным, собранным И. С. Майоровым на Дальнем Востоке (см. табл. 7). Брызговое наледообразование возникает тогда, когда сильный ветер срывает верхушки высоких волн и бросает их на отвесные скалы или береговые инженерные сооружения. Образующийся при этом лед повторяет очертания предметов только в общем виде, создавая причудливые ледяные каскады, достигающие высоты 15—20 м. Подобные образования широко распространены по обрывистым берегам холодных морей (см. табл. 7) и озер, например на Байкале. Часто они формируются на бортах и палубах проходящих судов.

Наледи при ударах твердых тел о водную поверхность (подтип 7в) представляют собой разновидность антропогенных ледяных массивов и корок льда, формирующихся в основном в результате разбрызгивания воды с поверхности мелководных бассейнов и луж движущимся сухопутным транспортом. Намораживание воды осуществляется в том случае, если температура окружающего воздуха и подстилающей поверхности опускается значительно ниже 0°C. Эти условия характерны для периода продолжительных осенних заморозков и времени весеннего снеготаяния с частыми возвратами холодов. Обычно наезды машин на скопления замерзающей воды сопровождаются ее разливом и разбрызгиванием. Если водоем покрыт ледяной коркой, выбрасываются также и куски льда. Скатываясь в обратном направлении, вода оставляет пленку смачивания, которая быстро кристаллизуется. При дальнейших наездах накат волн и оседание брызг повторяется, в конечном итоге образуются слои наледного льда.

Оседание брызг происходит не только на поверхности земли, но и на движущихся агрегатах. Здесь процесс перехода влаги в твердое состояние протекает более интенсивно, поскольку этому способствуют высокая теплопроводность металлических конструкций и большая скорость ветровых потоков, обеспечивающая повышенное испарение. Обледенение движущихся агрегатов зависит от интенсивности забрызгивания, частоты переезда луж, скорости движения, а также от температуры поверхности намораживания. Вследствие интенсивного и частого забрызгивания образуется однотипная кора обледенения и «бахрома» из ледяных сосулек, увеличивающая массу машины и затрудняющая ее управление.

Формирование наледей рассматриваемого типа широко распространено явление. Особенно часто его можно наблюдать в приморских районах с мягкими зимами и непродолжительными адвективными оттепелями. В условиях резко континентального климата обледенение машин, дорог, аэродромных покрытий происходит повсеместно преимущественно в период весеннего радиационного таяния снежного покрова.

Наледи при искусственном дождевании (подтип 7г) являются продуктом деятельности человека, направленной на создание ледяных массивов или инженерных сооружений специального назначения. Они формируются в результате диспергирования воды в холодную атмосферу посредством разбрызгивающих устройств. Вода кристаллизуется в факеле искусственного дождя. Если водность аэрозольного потока невелика, а температура воздуха ниже -20°C, капли воды промерзают полностью, при этом наблюдается раскалывание ледяных сфер и замерзание излившейся влаги на их ледяной поверхности. В процессе выпадения таких сфер образуется покров сухого гранулированного льда. При температуре воздуха выше -20°C и выпадении крупных капель возникают сложные ледяные комплексы, состоящие из непромерзших ледяных шариков, смоченных пленкой воды. Осаждаясь, они формируют покров влажного гранулированного льда.

Развитие диагенетических явлений в толще гранулированного льда зависит от степени его увлажнения, размеров пор, ледяных шариков, температуры среды, перерывов в осадконакоплении и других факторов. Возможности формирования наледей подтипа 7г в той или иной точке пространства определяются климатическими условиями, соленостью намораживаемой воды и конструктивными особенностями диспергирующих установок.

Наледи при периодическом погружении твердых тел в жидкость (подтипы 8а, 8б) формируются в том случае, если интенсивность теплового излучения на границе сред обеспечивает полное промерзание пленки смачивания. Как и в других случаях наледеобразования, возможны три варианта условий кристаллизации тонкого слоя воды: 1) при отводе тепла в атмосферу, когда $t_{\text{п}} \geq t_{\text{ж}} > t_{\text{в}}$ (температура подстилающей поверхности, жидкости, окружающего воздуха соответственно); 2) при отводе тепла в сторону охлажденного основания ($t_{\text{п}} < t_{\text{ж}} \leq t_{\text{в}}$); 3) при двустороннем отводе тепла ($t_{\text{п}} < t_{\text{ж}} > t_{\text{в}}$).

В природных условиях наиболее часто встречается первый вариант намораживания. Он характерен для плавающих объектов, подверженных ветровой или энергичной качке, а также элементов гидротехнических сооружений и механизмов (затворов шлюзов, ковшей драг, экскаваторов и пр.). Вторым и третьим варианты условий льдоаккумуляции обычно создаются на льдозаводах и льдопунктах с применением источников искусственного холода.

Помимо температуры окружающей среды на интенсивность наледеобразования по рассматриваемым типам большое влияние оказывают период и амплитуда колебаний твердых тел, скорость ветра, соленость и загрязненность растекающейся жидкости, свойства поверхности намораживания. В естественных условиях такие наледи формируются, как правило, в комплексе с другими гляциальными образованиями, осложняющими эксплуатацию судов, гидрологических приборов и гидротехнических сооружений, причем развитие их возможно не только в пределах морских и пресных водоемов, но и на реках.

Наледи талых вод

Наледи талых снеговых вод (тип 9) выделил А. А. Цвид [1957]. В научной литературе и в быту они известны также под названием гололеда. Хотя закономерности их формирования и развития изучены еще очень слабо, есть основание утверждать, что это наиболее распространенный генетический тип наледного льда.

Известно, что таяние снега начинается задолго до перехода средней суточной температуры воздуха через 0°C . Талые снеговые воды, инфильтруясь в снежную толщу, постепенно насыщают ее и затем высачиваются на перегибах горных склонов или на участках, где снежный покров отсутствует. Высачивание воды происходит, как правило, ночью, когда температуры воздуха и земной поверхности становятся отрицательными. В результате к утру у бровки снежного

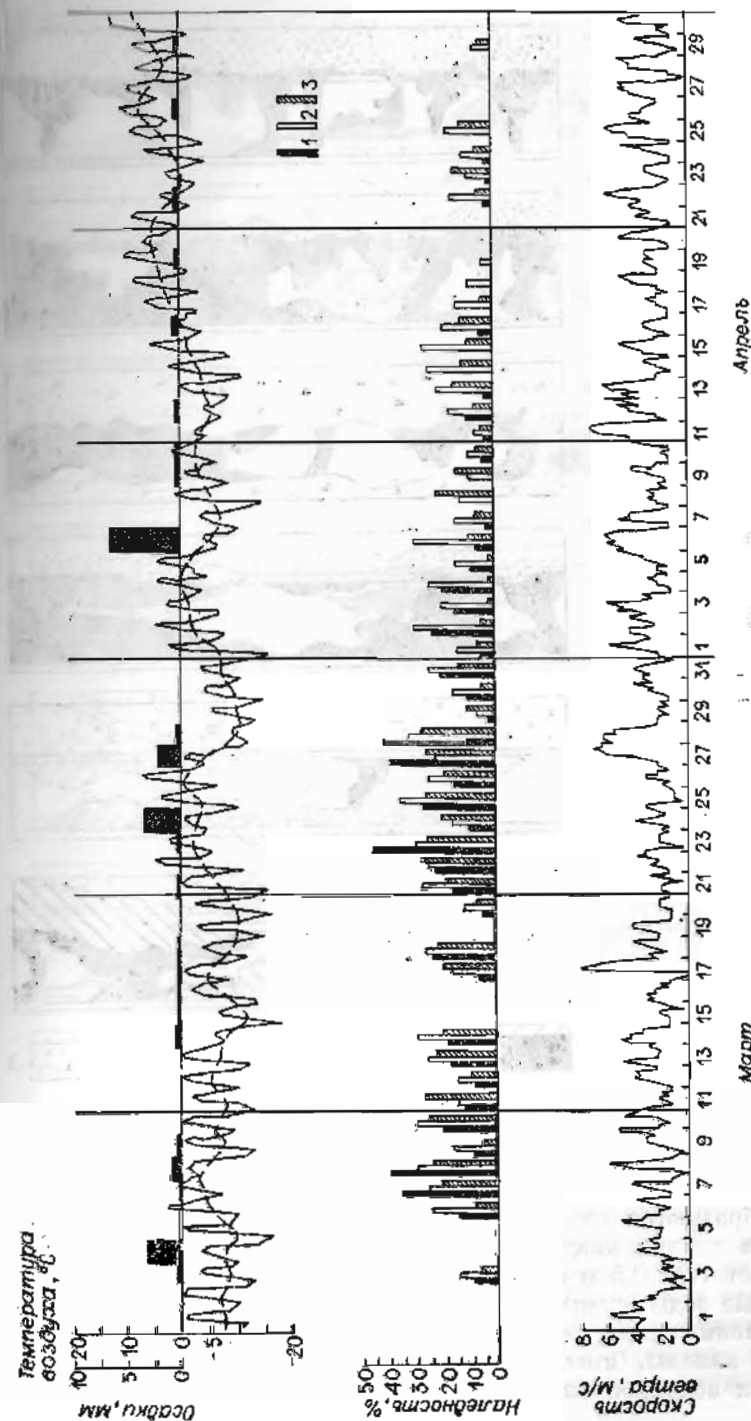


Рис. 24. Изменение относительной наледежности городской территории при намораживании талых снеговых вод в зависимости от некоторых метеорологических параметров.

1 — асфальтированный тротуар; 2 — асфальтированный двор; 3 — плоская горизонтальная крыша с бордюром высотой 0,5 м.

22 марта



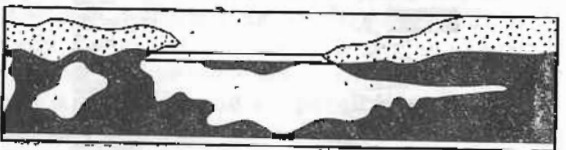
23 марта



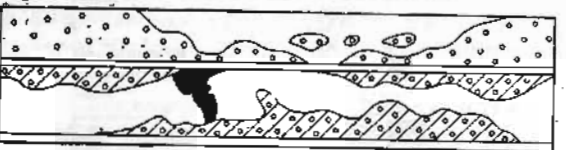
25 марта



27 марта



29 марта



31 марта



Рис. 25. Картограммы гляциальных образований, возникших на асфальтовой пешеходной дорожке в г. Иркутске весной 1980 г.

1 — наледь талых снеговых вод; 2 — лежалый снег; 3 — свежеснежающий снег; 4 — метелевый снег; 5 — уплотненный метелевый снег; 6 — оледенелый снег.

покрова образуются слоистые пласты льда площадью в сотни, а иногда и в тысячи квадратных метров. Мощность таких наледей местами достигает 0,5 м и более. При последующем потеплении талые снеговые воды скапливаются в депрессиях рельефа, обычно имеющих пониженную температуру. Намерзая слой за слоем, они заполняют канавы, ямы, дорожные кюветы, отверстия мостовых переходов и водопропускных труб.

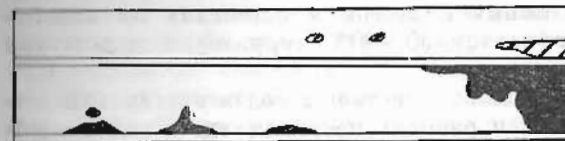
2 апреля



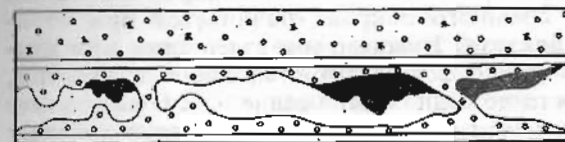
4 апреля



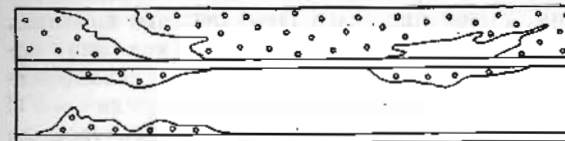
5 апреля



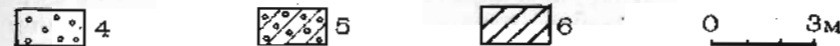
6 апреля



8 апреля



12 апреля



Особенно значительны размеры наледей талых снеговых вод на реках и водоемах. Их развитие связано со сменой периодов потепления и похолодания. Талая вода, попавшая на поверхность ледяного покрова, обычно полностью или частично промерзает, при этом образуется слоистый ледяной покров ультрапресного состава. Наледи такого типа — это замёрзшие талые воды ранней весны. Они есть везде, где формируется снежный покров, в том числе и на обширных пространствах арктических и антарктических морей [Зубов, 1955; Пестанский, 1967; и др.]. Исключение представляют лишь засушливые районы, в которых снег испаряется, минуя жид-

кую фазу (Центральное и Юго-Восточное Забайкалье, южная часть Амурской области, Центральная Якутия, Монголия и др.).

О масштабах распространения и времени образования наледей талых снеговых вод можно судить по данным гидрологических ежегодников, в которых отмечается явление «вода на льду». Согласно наблюдениям на отдельных реках, продолжительность существования наледных вод составляет более двух месяцев. При общих фронтальных похолоданиях и ночных заморозках эти воды неизбежно промерзают, превращаясь в слоистые ледяные массивы.

Характерная разновидность рассматриваемого явления — так называемая при талая ледяная корка, хорошо изученная в европейской части СССР [Логвинов и др., 1972]. Она формируется при осенних, зимних и весенних оттепелях на поверхности земли, покрывая при этом 50—90% территории и достигая мощности 10—12 см и более.

Особенно активно намораживание талых вод в очагах хозяйственного освоения, в городах и рабочих поселках, где в связи с общей загрязненностью территории, а также благодаря локальным тепловыделениям таяние снежного покрова начинается при отрицательных температурах воздуха. Вместе с тем здесь даже при длительных оттепелях повсеместно встречаются затененные участки, где температура поверхности не поднимается выше 0°C. В результате в таких местах происходит почти ежедневное накопление ледяных корок. Весной 1980 г. нами были проведены специальные наблюдения в г. Иркутске по оценке интенсивности развития этого явления. Выяснилось, что намораживание талых вод на крышах домов, асфальтированных покрытиях и грунтовых основаниях активизируется при достижении средних суточных температур воздуха -5°C и заканчивается при +5°C, при этом льдом может покрываться до 40% территории (рис. 24). Пример развития наледных явлений в черте города показан на рис. 25.

В природных условиях вероятность развития наледей снеговых вод в зимний период можно оценить при анализе данных об оттепелях. В бассейнах Лены и Амура оттепели отмечаются в октябре — ноябре и марте — апреле. Учитывая это, можно утверждать, что на севере названной территории наледи талых снеговых вод не формируются лишь в декабре, январе и феврале. На юге, например в Приморье, вероятность развития наледных процессов высока в течение всего зимнего периода.

Особая разновидность наледей талых снеговых вод встречается в толще крупноглыбовых коллювиальных отложений и в курумах. Наблюдения в районе хр. Удокан на севере Забайкалья показали, что снежный покров мощностью 0,5—0,8 м, залегающий на южных склонах, сходит в течение 2—3 дней. Характерно, что обычного половодья при этом не наблюдается. Более того, отсутствуют даже небольшие ручейки как по подножиям склонов, так и в руслах ближайших водотоков. Причина этого в том, что талые снеговые воды, инфильтруясь сквозь снежную толщу, попадают в полости рыхлосложенных горных пород и там аккумулируются в виде так назы-

ваемого гольцового льда, таяние которого в летний период обеспечивает значительный процент стока горных рек и ручьев. Наледи подобного вида распространены чрезвычайно широко во всех районах, расположенных выше границы леса и сложенных с поверхности крупноглыбовыми россыпями. Особенности формирования этого типа льда описаны Г. Ф. Грависом [1966].

Намораживание талых снеговых вод возможно не только в результате водоотдачи мокрого снежного покрова под воздействием гравитации в чистом виде, но и вследствие его промерзания в период возврата холодов. Этот тип наледообразования идентичен описанному выше процессу излияния подземных вод при промораживании замкнутых систем. Он характерен не только для промерзающих снежниц на льду водотоков и водоемов, но и для большинства участков суши с западно-бугристым рельефом, где скапливаются неоднородные по мощности и увлажнению массы снега.

Наледи талых ледниковых вод (подтипы 9а, 9б) по условиям и факторам формирования сходны с наледями снеговыми, часто соседствуют и взаимодействуют с ними. Они образуются:

- на поверхности ледников преимущественно в конгляционной зоне в результате водоотдачи фирновых полей во время ночных заморозков и возврата холодов;
- в открытых трещинах и пещерах в результате намораживания талой воды, стекающей в охлажденные полости; эта разновидность льда наиболее характерна для зон дробления ледников;
- в нижних частях ледниковых обнажений, обращенных к солнцу, где в весенне-летний период наблюдается радиационное таяние льда;
- в перигляциальной зоне в результате излияния внутриледниковых и подледниковых вод в холодное время года; эта категория наледей по генетическим признакам идентична наледям подземных вод подтипа 1а.

Наледи «от таяния снега и льда» существенно осложняют строение ледников, особенно холодных, однако их стратиграфическое значение до конца еще не раскрыто.

Наледи промышленных и бытовых вод

Формирование наледей подтипов 10а, 10б связано с бытовой деятельностью человека и хозяйственным освоением территории. Намораживание промышленных и бытовых вод — неизбежный спутник всех населенных пунктов и многих промышленных предприятий, расположенных в районах с суровыми климатическими условиями. Сброс наледообразующих вод может быть предусмотрен технологическим процессом, например при складировании отходов горно-обогатительных комбинатов в виде специальных хвостохранилищ, или может развиваться стихийно — при повреждении канализационной и водопроводной сети и т. п. Запланированный сброс обычно предусматривает специальную планировку и оборудование участков намораживания воды (устраиваются ограждающие щиты, валы,

водопроводные каналы, трубы и пр.). Незапланированное развитие наледей часто сопровождается большими материальными издержками.

Наморозивание промышленных и бытовых вод в ряде районов достигает больших масштабов. Оно может иметь как положительный, так и отрицательный эффект.

УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ НАЛЕДЕЙ АТМОСФЕРНЫХ ВОД

Наледи атмосферных вод образуются в результате оседания капельно-жидкой воды, находящейся во взвешенном состоянии (в облаках, тумане) или выпадающей в виде дождя и мороси. По своему строению этот тип льда представляет собой мелкокристаллическое тонкослойное вещество, формирующееся в результате осаждения влаги на охлажденную поверхность твердых тел. По особенностям теплообмена при кристаллизации воды выделяются три типа наледных процессов: а) когда поток аэрозоля имеет положительную температуру ($t_b > 0^\circ\text{C}$) и отлагается на поверхность твердого вещества, температура которого ниже нуля ($t_n < 0^\circ\text{C}$); б) когда переохлажденные капли воды ($t_b < 0^\circ\text{C}$) падают на поверхность с положительной или нулевой температурой ($t_n \geq 0^\circ\text{C}$); в) когда переохлажденный водный аэрозоль ($t_b < 0^\circ\text{C}$) осаждается на промерзшее твердое тело ($t_n < 0^\circ\text{C}$). По условиям формирования различают две группы наледей атмосферных вод: 1) образующиеся на поверхности земли и наземных предметах: гололед, зернистая изморозь, наледи конденсационных вод; 2) возникающие в свободной атмосфере: град и конгломерационный лед летательных аппаратов.

Наледи на поверхности земли

Гололед и зернистая изморозь изучены хорошо [Заморский, 1955; Бучинский, 1960, 1966; Драневич, 1971]. Если капли воды достаточно велики, при ударе о предмет они резко деформируются, а затем растекаются тонким слоем. При замерзании такая вода превращается в плотный прозрачный или матовый лед стекловидного строения — гололед (подтип 11а). Мощность его в некоторых случаях достигает 10—15 см. Мелкие переохлажденные капли воды, сталкиваясь с предметами, замерзают мгновенно, сохраняя свою сферическую форму. Они образуют отложения льда рыхлой структуры и матово-белого цвета — зернистая изморозь (подтип 11б).

Формирование гололеда и зернистую изморозь обычно происходит при слабых морозах (от 0 до -10°C). Большую роль в их развитии играют спектральный состав капель, степень переохлаждения аэрозоля, скорость ветра, а также свойства поверхности аккумуляции.

Наледи конденсационные (подтип 11в) выделил в самостоятельный генетический тип А. М. Чекотилло [1940]. Эти ледяные образования формируются преимущественно на вертикальных и наклонных

поверхностях твердых тел в условиях резко выраженной температурной стратификации в результате намерзания стекающих или падающих капель сконденсированной влаги. Чаще всего такие наледи встречаются на окнах и у дверных проемов, у вентиляционных труб (фото 5), а также в штольях, шахтах, туннелях и ледниках — в их приходных частях. Развитие наледей конденсационных вод определяется особыми условиями тепло- и влагообмена, при которых происходит периодическое охлаждение поверхности конденсации, «омываемой» влагонасыщенным воздухом, причем ниже этой поверхности сохраняется зона отрицательных температур. Условия теплообмена выражаются следующими неравенствами: $0 \leq T_{\text{пк}} < t_b$, $t_{\text{пк}} > t_{\text{пл}} < 0$, где $t_{\text{пк}}$, $t_{\text{пл}}$, t_b — температура поверхности конденсации, поверхности наледообразования, влагонасыщенного воздуха соответственно.

Возможны несколько характерных вариантов наледообразования:

а) конденсация влаги происходит на горизонтальных перекрытиях инженерных сооружений, сводах пещер и горных выработок в условиях двустороннего движения влагонесущего потока (вверху теплого, внизу холодного); в этом случае падение капель воды приводит к образованию покровного льда и ледяных сталагмитов причудливой формы на полу охлажденных полостей и инженерных сооружений, например в ледниках, пещерах, туннелях;

б) влага конденсируется на наклонной поверхности при одностороннем конвективном потоке воздуха сверху вниз; это условие сопровождается формированием натежных форм льда преимущественно в полостях горных пород;

в) движение конденсационных вод осуществляется по вертикальной поверхности, например по оконному стеклу; такой процесс приводит к обледенению элементов отапливаемых зданий или стенок пещер и горных выработок.

В первых двух случаях замерзание тонких слоев воды происходит при двустороннем отводе тепла, а в третьем — при одностороннем теплотоке, направленном в сторону подстилающей поверхности.

Формирование наледей конденсационных вод зависит от режима тепла и влаги в отапливаемых и охлаждаемых помещениях и в естественных полостях литосферы. Развитие их часто сопровождается образованием сублимационных кристаллов льда в виде покровов, морозных узоров, гирлянд, таяние которых является дополнительным источником наледообразования.

Наледи в свободной атмосфере

Наледообразование в свободной атмосфере осуществляется на кристаллах сублимационного льда, на замерзших каплях дождя, на твердых частицах, поднимаемых с земли (подтип 12а), и на поверхности летательных аппаратов (подтип 12б). Типичным представителем наледей атмосферных вод является град. Условия, при-

чины и факторы его развития в настоящее время изучены достаточно хорошо [Заморский, 1955; Желев, 1966; Сулаквелидзе, 1967; и др.].

Формирование града связано с осаждением переохлажденных капель воды на твердых зародышах, взвешенных в конвективных потоках воздуха. Если капли воды, осаждаясь, не растекаются и не разбрызгиваются, образуются слои матового льда. Этот процесс называют «сухим» ростом града. Он соответствует условиям формирования зернистой изморози на поверхности наземных и надземных предметов. Если же капли воды растекаются, происходит «мокрый» рост ледяных частиц, имеющих кристаллическое стекловидное строение, при этом формируется ярко выраженная слоистость осадконакопления. Для примера приведем выдержку из работы Г. С. Бартишвили и Г. М. Куваевой [1966], изучавших структуру естественных градин в Южно-Грузинском нагорье на высоте 2200 м над уровнем моря: «...исследуемые градины, как правило, были многослойны, при этом максимальное количество слоев наблюдалось в градинах величиной 15—20 мм. В более крупных и более мелких градинах наблюдалась тенденция к уменьшению количества слоев. Наибольшее наблюдаемое количество слоев в градине достигало 30 (или несколько больше), а среднее — 5—6 слоев. Толщина последних варьирует в широких пределах — от доли миллиметра до сантиметра и больше. Некоторые слои однородны, и границы между ними не четко выражены. Но чаще на фоне широких слоев прослеживается более или менее ясно выраженная полосчатость» (с. 32).

Послойное намораживание капельно-жидкой воды на поверхности летательных аппаратов, согласно А. Х. Хргиану [Беленкин и др., 1938], может происходить как при отрицательной, так и при положительной температуре воздуха.

По строению и условиям аккумуляции лед на поверхности летательных аппаратов сходен с гололедом. Фактически он является одной из его разновидностей. В условиях свободной атмосферы возможно замерзание капель воды без их существенной деформации. В этом случае образуется аналог зернистой изморози. Особенности обледенения в атмосфере рассмотрены в работах В. М. Курганской и Г. И. Пчелко [1947], И. П. Мазина [1957], О. К. Трунова [1965], М. В. Завариной [1976].

* * *

Таким образом, формирование наледей происходит в результате многих причин под воздействием разнообразных природных и антропогенных факторов. В совокупности они создают особый гляциальный комплекс, происхождение и развитие которого обеспечивается дискретным намораживанием воды. Именно этот процесс, проявляющийся как форма и как результат сложнейшего взаимодействия компонентов географической среды, есть та физическая основа, которая объединяет, казалось бы, далекие друг от друга криогенные явления и образования.

ГЛАВА 3

МОРФОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ НАЛЕДЕЙ

Морфологические особенности, строение и динамику наледей определяют термодинамические условия кристаллизации наледообразующих вод, форма и положение поверхности намораживания в системе географических координат, а также процессы взаимодействия элементов окружающей среды. Каждому генетическому типу наледей принадлежит набор характерных черт, отличающих его от других гляциальных образований рассматриваемого класса. Вместе с тем совокупность наледей, принадлежащих к разным категориям, обладает рядом общих признаков и свойств.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И СТРОЕНИЕ НАЛЕДЕЙ

Как материальная субстанция наледи характеризуются внешним и внутренним строением (структурой) и размерами. Диапазон параметров наледных явлений колеблется в широких пределах, однако это не противоречит принципам подобия и, более того, является своеобразным объединяющим началом.

Форма наледей при прочих равных условиях определяется кривизной поверхности намораживания, а размеры — расходом наледного питания. В стадию разрушения конфигурация ледяных массивов зависит не только от особенностей внешнего воздействия природных и антропогенных факторов, но и от внутреннего строения самого льда.

Форма наледей исключительно разнообразна. Они могут быть вытянутыми, округлыми, овальными, квадратными, лопастными и пр. — все зависит от морфологии подстилающего ложа и типа намораживания (фото 6). Очертание наледей в плане чрезвычайно изменчиво, так как их границы трансформируются практически при каждом последующем излиянии наледообразующих вод, при таянии, механическом разрушении и испарении наледного льда. Изменение планового рисунка наледей происходит в течение нескольких суток, часов или даже минут.

В поперечном разрезе наледи обычно представляют собой плосковыпуклое или вогнуто-выпуклое ледяное тело. При замерзании

Таблица 8

Типы форм наледей

Удлинение (b/l)	Уплощение (h/b)		
	I — дисковидные	II — сплюсненно-сферондальные	III — сферические
	IV — плосковытянутый диск	V — плосковытянутые сферондальные	VI — продолговато-сферондальные
	VII — плосковытянутые	VIII — вытянутые стержни	IX — равные

Примечание. Таблица (предложена Пейном) используется при изучении галек [Борсук, 1973].

воды в каналах с крутыми или отвесными стенками образуются ледяные массивы с треугольным, прямоугольным или трапециевидным поперечным сечением. Возможны и разнообразные сочетания названных форм. Намораживание воды вокруг изометрических или удлиненных предметов (зародышей града, ветвей деревьев, мачт, столбов, проводов и пр.) приводит к их обваловыванию льдом и формированию концентрически расположенных наледных слоев.

Морфологические особенности наледей характеризуются их длиной l , шириной b и толщиной h , связанных через площадь F и объем W соотношением

$$W = Fh = lbh.$$

Обычно $l > h > b$. Лишь в некоторых случаях, например при образовании сталагмитов или намораживании воды в ограниченных по площади емкостях, $l < h > b$. В сферических ледяных структурах $h \approx l \approx b$. Форму наледей отражают коэффициенты удлиненности ($k_{удл} = \frac{b}{l}$) и уплощенности ($k'_{упл} = \frac{h}{l}$, $k''_{упл} = \frac{h}{b}$). На их же основе определяется тип формы (анизометрии) ледяных тел (табл. 8).

Сравнительный анализ коэффициентов формы наледей различных генетических типов еще не проводился в связи с ограниченностью материалов специальных наледных съемок и отсутствием надежной методики определения происхождения наледообразующих источников. В связи с тем что основная часть наледей представляет собой гетерогенные ледяные массивы, в настоящее время возможна лишь общая оценка морфологических особенностей наледей. Пример определения коэффициентов формы на основе полевой наледной съемки показан в табл. 9. В среднем наиболее анизометричны наледи подземных вод. Максимальная удлиненность характерна для ледяных полей, образующихся в руслах рек в результате намерзания речных и подземных вод. Длина этих извивающих-

Таблица 9

Морфологические характеристики наледей Восточного Саяна (бассейн р. Мурхой)

Размеры наледей, м			Коэффициент формы			Размеры наледей, м			Коэффициент формы		
Длина, l	Ширина, b	Толщина, h	$k_{удл} = b/l$	$k'_{упл} = h/l$	$k''_{упл} = h/b$	Длина, l	Ширина, b	Толщина, h	$k_{удл} = b/l$	$k'_{упл} = h/l$	$k''_{упл} = h/b$
300	15	1,5	0,05	0,1	0,005	1200	50	1,5	0,042	0,03	0,0012
400	75	1,0	0,188	0,013	0,0025	1300	50	1,5	0,038	0,03	0,0012
500	40	2,0	0,02	0,2	0,004	1500	100	1,3	0,067	0,013	0,0009
600	20	1,5	0,033	0,075	0,0025	1800	100	2,0	0,056	0,02	0,001
700	50	2,0	0,071	0,04	0,0029	2500	100	2,0	0,04	0,2	0,0008
1000	20	1,0	0,02	0,05	0,001	3000	60	2,0	0,02	0,03	0,0007
1100	30	1,0	0,027	0,033	0,0009	3900	50	1,5	0,012	0,03	0,0004

ся в плане ледяных массивов может в 100 и даже в 1000 раз превосходить их среднюю ширину. Такое же соотношение отмечается для наледей морских вод, возникающих на береговых склонах, а также для гололедных корок на вертикальных и горизонтальных предметах. Наиболее причудливые формы наледей, трудно поддающиеся строгому описанию и учету, образуются при намораживании тонких пленок и капель воды в подземных полостях, на поверхности прибрежных гидротехнических сооружений и у падающих водных потоков. Здесь они представлены в виде многоступенчатых ледяных каскадов, сталактитов, колонн, занавесей и пр., в совокупности образующих сказочные нагромождения.

Размеры наледей изменяются в исключительно широких пределах. Существует несколько классификаций наледей по их площади и объему [Петров, 1930; Симаков, 1959; Общее мерзлотведение, 1974; Романовский, 1979; Соколов, 1984]. Наиболее приемлемыми мы считаем предложения В. Г. Петрова и А. С. Симакова (табл. 10).

Крупные обособленные ледяные массивы образуются в результате намерзания подземных преимущественно подмерзлотных вод. В Якутии известны наледи-тарыны площадью в десятки квадратных километров при средней мощности 3—4 м [Толстухин О. Н., 1974]. По наблюдениям П. Ф. Шведова и В. П. Седова [1941], площадь группы Кыра-Нехаранских наледей в бассейне р. Индигирки составляет более 100 км². К югу площади наледей подземных вод постепенно уменьшаются и в области кратковременного промерзания почвы ограничиваются несколькими квадратными метрами. Наибольшая мощность наледей подземных вод (15 м) зафиксирована в бассейне р. Ср. Сакукан на севере Забайкалья. По данным Ю. Д. Чирихина [1934], в горах Северо-Востока СССР встречаются ледяные толщи высотой до 12 м.

Выход грунтовых вод на поверхность земли обычно сопровождается формированием ледяных массивов площадью в десятки, реже

Таблица 10

Классификация наледей по размерам

Категория	Наледи	Площадь*, тыс. м ²	Объем**, млн м ³
I	Очень малые	<0,1	<0,01
II	Малые	0,1—1	0,01—0,1
III	Средние	1—10	0,1—1
IV	Большие	10—100	1—10
V	Очень большие	100—1000	10—100
VI	Гигантские	>1000	>100

* По В. Г. Петрову [1936].

** По А. С. Симанову [1959].

в сотни квадратных метров. Мощность их обычно изменяется от 0,5 до 1,5 м, лишь в некоторых случаях она превышает 2,5 м.

Наледи поверхностных вод могут достигать гигантских размеров, особенно при нагонах воды на морской припай, а также при фронтальном или внутримассовом обледенении вследствие намерзания талых снеговых вод. В первом случае образуются ледяные покровы, измеряемые десятками и сотнями квадратных километров, во втором — десятками тысяч квадратных километров. На озерах и реках площади распространения льда, намерзающего сверху, часто совпадают или даже превышают площади акваторий. Мощность наледей поверхностных вод редко составляет 1,5 м, обычно она 0,2—0,8 м. Исключение представляют ледяные массивы по берегам полярных водоемов, где в результате волноприбойной деятельности могут формироваться массивы льда толщиной 5—8 м и более.

Единичные размеры наледей атмосферных вод (гололеда, зернистой изморози, града) по сравнению с другими видами наледного льда минимальны. Площадь отдельных ледяных корок, возникающих при тонкослойном намораживании растекающихся капель воды, может быть менее 1 мм², а толщина — доли миллиметра [Заморский, 1955; Бучинский, 1960, 1966]. Однако в совокупности намерзшая атмосферная вода создает ледяные покровы, измеряемые десятками, сотнями и тысячами квадратных километров. Толщина гололедных корок на поверхности снега, почвы или наземных предметов обычно измеряется несколькими миллиметрами или сантиметрами. Иногда возможен и так называемый т я ж е л ы й г о л о л е д мощностью 20 см и более, который сплошным ледяным панцирем покрывает огромные пространства суши. Мощность отложений зернистой изморози на вертикальных предметах в приморских районах достигает 2,5—3,0 м, например на плато Юкспор в Хибинах.

В свободной атмосфере намерзание капель переохлажденной воды на поверхности летательных аппаратов и на взвешенных аэрозольных частицах приводит к образованию слоистых ледяных корок мощностью до 20 см или к формированию сферических отделистостей диаметром от 1 до 130 мм. Известны случаи выпадения ледяных глыб массой до 30 кг. Форма градин может быть круглая,

эллипсоидная, коническая, неправильная и др. Выпадая на землю, град образует слой гранулированного льда, подобный снежному покрову. Мощность его на территории СССР, по данным В. П. Пастуха и Р. Ф. Сохриной [1957], может достигать 30 см. Г. К. Сулаквелидзе [1967] сообщает, что на Кавказе толщина отложения града иногда превышает 50 см. В Канзасе (США) однажды выпал град, покрывший почву слоем средней мощностью 45 см на площади 135 км². Ширина градовых дорожек (полосы выпадения града) колеблется от 1 до 20 км, а длина иногда составляет 420 км. Мощные отложения града, так же как и снег, в теплое время года сохраняются в течение 2—3 сут [Женев, 1966; Сулаквелидзе, 1967].

Особенности внутреннего строения ледяного массива или корки льда определяет соотношение их составных частей. Состав наледей зависит от условий перехода воды в твердое состояние, процессов метаморфизма и взаимодействия льда с внешней средой. Обычно основную часть наледей составляет прозрачный кристаллический лед, разделенный более мутными прослоями (фото 7). В толще его почти всегда можно встретить скопления вытянутых по вертикали изометрических пузырьков воздуха, выделившихся из наледной воды при ее кристаллизации. Большое количество мелких пузырьков воздуха окрашивает наледный лед в белый цвет. Иногда встречаются и крупные воздушные полости, которые при таянии заполняются водой. Пористость наледного льда из-за воздушных включений редко превышает 1—2%, а пористость отложений зернистой изморози и града колеблется в пределах 30—40%. Снежно-наледный лед иногда имеет ноздреватую структуру и почти наполовину состоит из воздушных включений неправильной формы.

В составе наледей часто встречаются ячейки или прослои незамерзшей воды. Первые обычно представляют собой маточный раствор повышенной концентрации, который мигрирует под воздействием температурных градиентов или под влиянием силы тяжести. Особенно много таких ячеек в наледном льду из морской воды. Водяные линзы и прослои образуются в том случае, если наледная вода промерзает не полностью, а образовавшаяся корка льда покрывается снегом или заливается новой порцией воды. Возможен и напорный механизм образования водяных включений, обусловленный внедрением подналедных вод. Этот процесс обычно сопровождается расщеплением ледяных слоев и забугриванием поверхности наледи. Водяные линзы очень часто образуются на морском и озерном льду при промерзании снежниц. Кристаллизация их обычно приводит к растрескиванию льда и частичному излиянию воды. Этот процесс характерен для всех разновидностей наледей вне зависимости от их размеров.

Промораживание ячеек и линз воды в толще наледного льда сопровождается выпадением в осадок твердых частичек — наледных солей различного состава. Эти вещества в виде отдельных кристаллов или их агрегатов являются неременной составной частью наледей. Обычно они располагаются вдоль основания ледяных прослоев или в их середине (в случае двустороннего отвода тепла при

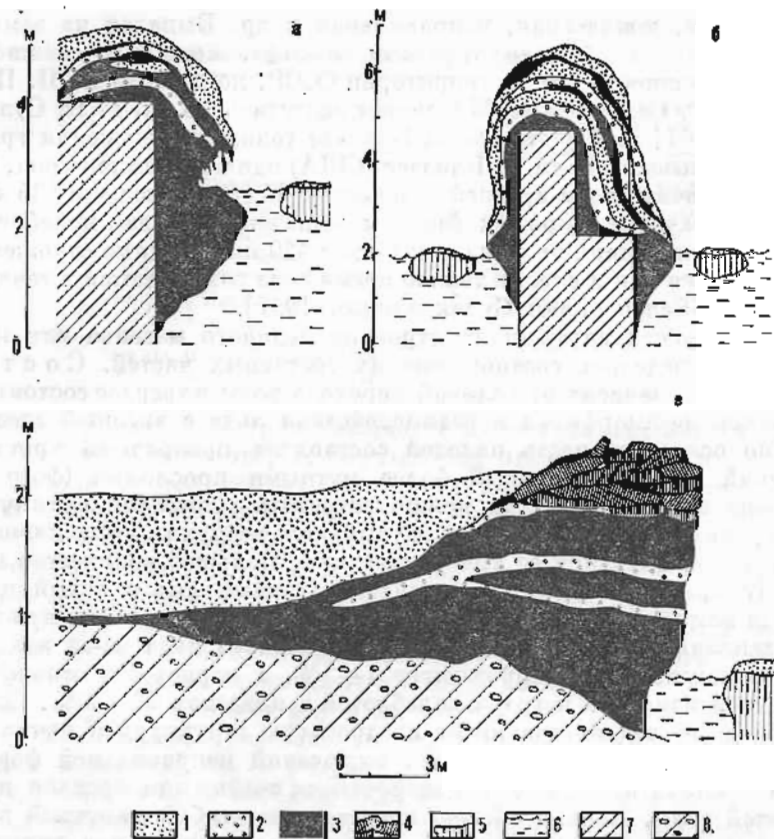


Рис. 26. Строение наледей морских вод на побережье о. Сахалина.

а — у причальной стенки; б — у мола; в — на берегу бухты Лососевой в зал. Анива. 1 — снежный покров; 2 — промерзшая снегура; 3 — наледный лед; 4 — выброшенный морской плавающий лед; 5 — плавающий морской лед; 6 — вода; 7 — искусственные сооружения; 8 — отложения морского пляжа.

кристаллизации воды). В крупных линзах концентрируется до 2—3 кг наледных солей, которые при таянии льда «проектируются» на подстилающую поверхность.

В составе наледей очень часто встречаются льды иного генезиса — снег, кристаллическая изморозь, снегура, шуга, внутриводный лед, куски речного, морского и озерного льда (рис. 26). Они включаются в наледь в процессе ее формирования и порою определяют характерные свойства ледяного массива (водопроницаемость, плотность, пластичность и пр.). Особенно большую роль играет снег, который присутствует во всех генетических типах наледного льда в виде оплавленных кристаллов и зерен. В некоторых случаях снежно-наледный лед составляет 30—40% от общего объема наледей (рис. 27).

Существенную роль в балансе массы ледяных толщ могут играть инородные включения — наледные соли (фото 8), частички грунта, доставляемые потоками наледообразующих вод, ветром, снежными лавинами или человеком. Вытаивая, они уменьшают альбедо поверхности наледи, что приводит к повышению абляции, формированию криоконических стаканов, каналов стока и пр. В ряде случаев аналогичный эффект вызывают оседающие аэрозольные частички, например пыльца растений, тонкий шлак и пр. В составе наледей часто попадают также древесные, кустарниковые, травянистые растения и отходы жизнедеятельности животных. Наибольшее количество инородных веществ встречается в искусственных наледях, представляющих замороженную пульпу — смесь воды и мелкодисперсных органических или минеральных веществ.

При изучении структуры наледей следует различать форму и соотношение крупных элементов ледяного массива и строение одиночных наледных слоев как части целого. Общие структурные особенности наледей определяются ее слоистостью, обеспеченной дискретностью процесса подачи воды к поверхности намораживания. Количество слоев (или зерен) в ледяном теле показывает, сколько раз определенные порции воды поступали на границу раздела сред и с какой интенсивностью протекал процесс наледообразования. Слоистость наледей может быть ярко выраженной

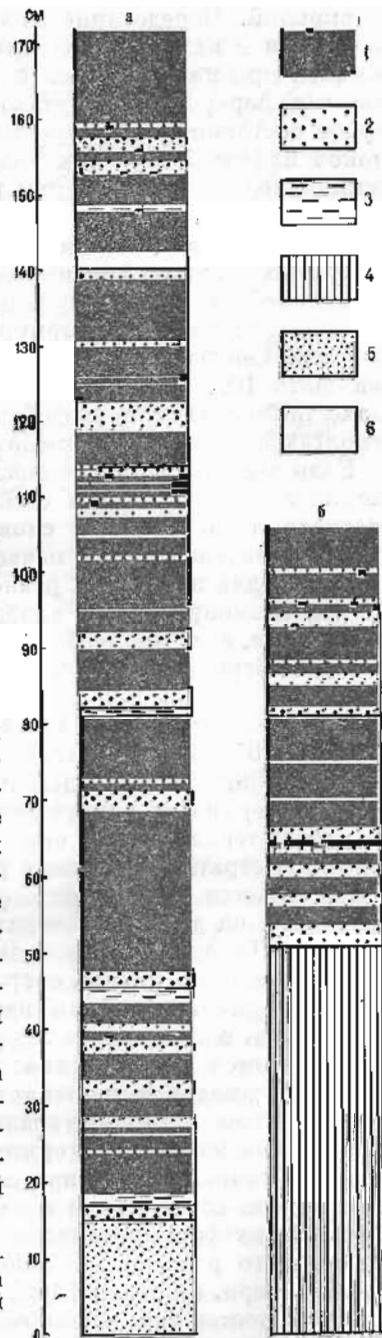


Рис. 27. Стратиграфические разрезы наледей подвальных (а) и речных (б) вод на полигоне «Синий Камень» (Восточный Саян).

1 — наледный лед; 2 — снежно-наледный лед; 3 — вода; 4 — речной лед; 5 — снег; 6 — воздушные полости в толще наледи.

или скрытой. Чередование слоев различной мощности легко обнаруживается в наледях подземных и поверхностных вод, сформировавшихся при подаче относительно крупных порций воды со значительными перерывами, достаточными для ее полного перехода в твердое состояние. Эти перерывы обуславливаются или миграцией потоков наледообразующих вод по поверхности аккумуляции, или режимом водоисточников, при котором период излияния сменяется периодом покоя.

Мощность видимых наледных слоев колеблется от долей миллиметра до десятков сантиметров, но не превышает толщину слоя воды, способную промерзнуть при данных климатических условиях. В однолетних наледях, формирующихся в долинах рек Восточной Сибири и Северо-Востока СССР, количество ледяных слоев может превышать 100. Особенно много слоев образуется в ледяных массивах, питающихся низкодбитными источниками подземных вод, расположенными по подножиям речных террас и горных склонов.

Если же «квантили водности» малы, а запасы холода велики, возникает скрытослоистая стекловидная или зернистая структура наледного льда. Скрытая слоистость характерна для гололедных корок, образующихся на почве, наземных предметах и летательных аппаратах, для некоторых разновидностей града, а также для брызговых и волноприбойных наледей. Стекловидный лед формируется в том случае, если промерзают небольшие нависающие капли и пленки воды. Зернистое строение льда отмечается у конгломерационной изморози и у града при сухом его росте [Заморский, 1955; Бучинский, 1960, 1966; Трунов, 1965; Бартишвили, Куваева, 1966; Сулаквелидзе, 1967; Бартишвили, 1969; Литвинов, 1974].

У большинства наледей ледяные слои ориентированы параллельно поверхности намораживания и перпендикулярно направлению отвода тепла. Обычно они выклиниваются и замещаются новыми слоями. В стратиграфических разрезах некоторых видов наледного льда отмечается ритмичность, обусловленная снегопадами или формированием на дневной поверхности густой щетки кристаллической изморози. Намораживание мелких капель воды на поверхности наземных предметов иногда сопровождается формированием ледяных структур, ориентированных вдоль ветровых потоков (гребнеобразный гололед, пластинчатая зернистая изморозь). В этих комплексах прослеживается двойная слоистость, обусловленная, с одной стороны, намораживанием растекающихся капель воды, а с другой — избирательным ветровым осаждением водяных сфер.

Крупные массивы и корки льда, как правило, изобилуют трещинами, возникающими при температурных напряжениях. Некоторые наледи сочленяются с ледяными толщами другого типа: обуславливают их формирование или сами являются следствием парагенетического развития. В многоснежных районах, например в Западной Сибири, на реках формируется весьма своеобразный ледовый комплекс, состоящий преимущественно из снежно-наледного льда. Например, на р. Кисловке в Томской области, по наблюдениям В. Е. Дмитриева и А. А. Сюбаева, ледяной покров представлен в ос-

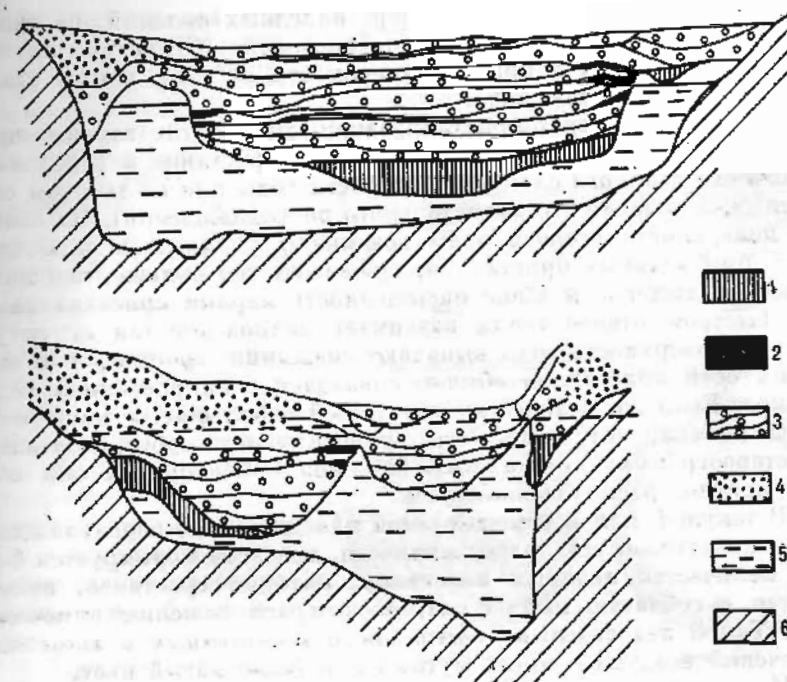


Рис. 28. Строение ледяного покрова на разных участках р. Кисловки (Томская область).

1 — речной кристаллический лед; 2 — наледный лед; 3 — снежно-наледный лед; 4 — фирнизированный снег; 5 — речная вода; 6 — горная порода. Штриховой линией показан пьезометрический уровень воды.

новном промерзшим смоченным водой снегом (рис. 28). В толще льда прослеживается 8—10 хорошо выраженных горизонтов, причем нижний слой речного кристаллического льда разрушен тепловым и механическим воздействием водного потока.

Строение отдельных ледяных слоев наледи зависит от сложного комплекса факторов — состава и степени переохлаждения воды, наличия в ней примесей, интенсивности и направления тепловых потоков, шероховатости и свойств подстилающего ложа и др. Особенности структуры наледного льда различного происхождения изучены достаточно хорошо в связи с разработкой вопросов борьбы с обледенением морских и воздушных судов, а также использованием наледей в качестве строительного материала [Шумский, 1955; Савельев, Гуликов, 1963, 1964; Бартишвили, 1969; Савельев, 1971, 1974; Голубев, 1972, 1976, 1981а, б; Войтковский, Голубев, 1973; и др.].

Согласно П. А. Шумскому [1955], замерзание относительно небольших объемов воды на поверхности твердых тел, в том числе льда, разделяется на три стадии: 1) протокристаллизацию; 2) ортокристаллизацию; 3) замерзание в замкнутом объеме. Наличие этих

стадий — одна из характерных черт наледных явлений, не свойственная многим другим типам льдообразования. Структура ледяных прослоев находится в прямой зависимости от того, какую стадию протекла замерзающая вода.

1. В стадию протокристаллизации происходит зарождение и рост изолированных кристаллов льда, их срастание и образование первичного ледяного слоя у поверхности воды или на твердом основании (при условии его значительного переохлаждения). На свободной поверхности стоячей воды возникают удлиненные пластинчатые формы ледяных кристаллов, причем их тем больше, чем интенсивнее охлаждение и выше насыщенность ядрами кристаллизации. При быстром отводе тепла возникает мелкозернистая структура. Если на поверхность воды выпадают снежинки, ориентировка оптических осей кристаллов обычно совпадает с направлением тепловых потоков. Если же количество зародышей небольшое, а температура среды высока, оптические оси ориентируются субгоризонтально. На стереограммах кристаллографической ориентировки они образуют поясное расположение точек.

В текущей или перемешиваемой наледной воде переохлаждение часто захватывает всю толщу жидкости, при этом формируется большое количество ледяных пластинок, которые срастаясь, превращаются в губчатую массу с хаотическим расположением оптических осей. Такой лед содержит очень много ксеногенных и автогенных включений воздуха и имеет мутный или белесоватый цвет.

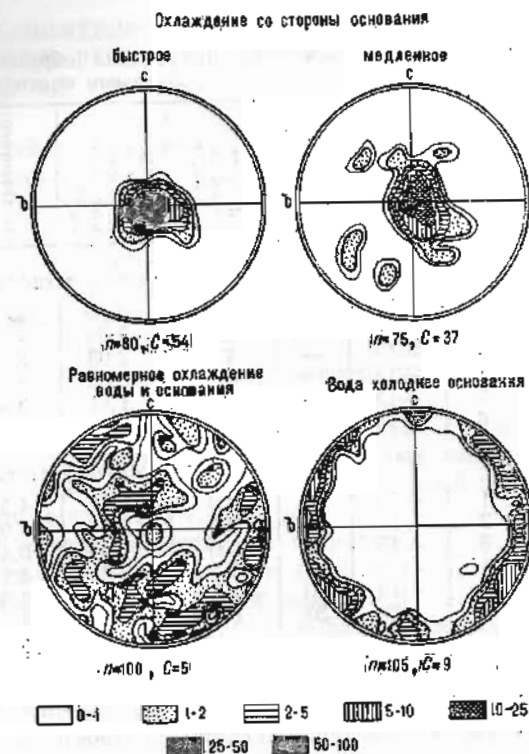
Иначе происходит нарастание льда на твердое основание. Многочисленные исследования [Шумский, 1955; Савельев, 1971, 1972; Голубев, 1972] показывают, что на структуру приконтактного слоя льда влияют состав и строение поверхности намораживания. Это влияние сказывается на расстоянии нескольких сантиметров. Зарождение и закрепление ледяных кристаллов начинаются на неровностях твердого вещества. Как указывает П. А. Шумский (1955), ориентировка главных оптических осей кристаллов может быть перпендикулярной фронту промерзания (в случае отвода тепла в сторону основания), хаотической (при двустороннем отводе тепла) или поясной (в результате охлаждения с поверхности воды) (рис. 29).

Если же основанием является лед, что характерно для всех последующих этапов развития наледных процессов, то образуется зернистая структура с линейной ориентировкой оптических осей кристаллов, параллельной направлению тепловых потоков.

2. Ортоотропная стадия льдообразования происходит в условиях незначительного переохлаждения воды, при котором рост ледяных кристаллов осуществляется только в направлении, перпендикулярном фронту промерзания, при этом формируется параллельно-волокнистая (шестоватая) или призматически-зернистая структура льда. Нарастание кристаллов отмечается как с верхней части слоя воды, так и с нижней, т. е. со стороны зон протокристаллизации. При двустороннем отводе тепла ледяные зерна растут навстречу друг другу, то расширяясь, то выклиниваясь. В ортоотропную стадию наледообразования, как правило, возникают чистые, про-

Рис. 29. Стереогаммы ориентировки оптических осей кристаллов льда, нарастающих на твердое гетероморфное основание. Стадия протокристаллизации наледообразующего слоя воды [Шумский, 1955].

а — количество кристаллов; с — наибольшая концентрация, %; be — плоскость основания. Кристаллы усл. обозн. — средняя концентрация кристаллов, %.



зрачные и очень длинные кристаллы. Их геометрические и оптические оси совпадают с направлением роста. Шестоватая структура прослоев льда — характерный признак наледей, возникающих при намораживании слоев воды мощностью более 8—10 мм.

3. При промерзании замкнутых водяных линз, возникающих в результате неровностей рельефа подстилающего ложа или неравномерного промерзания наледообразующего слоя, развивается большое гидростатическое давление, которое, с одной стороны, сдерживает процесс кристаллизации, а с другой — является причиной деформации корок льда, их разрыва и последующего излияния воды. На процесс промерзания замкнутой системы большое влияние оказывают автогенные включения: кристаллы вымороженного воздуха и выделяющиеся пузырьки растворенного воздуха. Насыщенность маточного раствора резко понижает температуру его кристаллизации, а большое давление обеспечивает внедрение рассола между кристаллами и в межкристаллическое пространство. Вместе с тем происходит всесторонний медленный отток тепла, который обуславливает радиальный рост удлиненных кристаллов. Бурное выделение растворенного воздуха, например, при сотрясениях приводит к резкому прорастанию ледяных отдельностей и формированию мелкозернистой структуры льда с хаотической ориентировкой оптических осей кристаллов.

Характерно, что промерзание ядер воды часто сопровождается взрывом, во время которого на поверхность льда выбрасывается насыщенный раствор в смеси с пластинчатыми кристаллами, который долго не замерзает, а впоследствии является очагом образования крупных скоплений наледных солей. Наледные соли образуются

Таблица 11
Кристаллооптическая характеристика образцов наледного льда, полученного разными способами

Образец	Температура намерзания, °C	Толщина слоев воды на льду, мм	Скорость воздушного потока, м/с	Площадь сечения усредненного кристалла, см ²	Коэффициент извилистости	Объем усредненного кристалла, см ³	Отношение удлинения к поперечнику	Плотность льда, г/см ³
<i>Намерзание каплями воды</i>								
1	-10	—	0,0	2,93	3,92	0,546	1,51	0,9152
2	-10	—	3,3	0,86	4,02	0,269	1,62	0,9157
3	-10	—	4,2	2,03	3,92	0,460	2,24	0,9159
4	-15	—	0,0	2,02	4,06	0,485	2,40	—
5	-15	—	3,3	1,61	3,88	0,336	2,51	—
6	-15	—	4,2	2,59	4,27	0,846	2,92	—
<i>Намерзание слоями воды</i>								
1	-10	10	0,0	354	4,59	265	0,59	0,9103
2	-13	4	0,0	5,2	3,99	1,53	1,23	0,9019
3	-15	2	0,0	1,9	3,48	0,29	4,15	0,9060
4	-10	5	3,3	28,2	4,42	8,38	1,22	—
5	-10	10	3,3	302	4,66	505	1,70	—
6	-20	30	0,0	210	4,28	2100	0,72	0,9040

также и в результате вымораживания воды в толще льда, являясь зародышами последующего льдообразования.

Третья, завершающая, стадия замерзания воды на льду — характерная черта наледных явлений. Она ярко прослеживается во всех типах послойного намораживания, начиная от формирования гигантских наледей-тарных и кончая образованием зернистой изморози и града. Исключение представляет лишь случай, когда отвод тепла осуществляется только в сторону основания.

В результате многократного повторения стадий кристаллизации в процессе прерывистой аккумуляции воды на твердом основании формируются своеобразные ледяные массивы, по генезису и структуре резко отличные от всех других известных гляциальных образований.

Знание закономерностей формирования структуры наледного льда позволяет восстанавливать условия, при которых происходила кристаллизация воды. Это особенно важно в палеогеографических реконструкциях, основанных на анализе данных о погребенных ледяных толщах и на изучении стратиграфических особенностей ледников. Большое значение имеет также и практический аспект структурно-кристаллооптических исследований. Опыты, поставленные Б. А. Савельевым [1971, 1972], показывают, что, используя методы брызгового и послойного намораживания воды, можно получать наледный лед с заданными размерами ледяных кристаллов (табл. 11), т. е. создавать ледяные массивы с такой структурой и свойствами, которые бы отвечали их практическому назначению.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ НАЛЕДНЫХ ЯВЛЕНИЙ

Изучение закономерностей пространственного распределения ледяно-гляциальных комплексов и отдельных их элементов — одна из важнейших практических задач гляциологии. Этот аспект привлекал внимание исследователей на всех этапах становления и развития ледоведения. Особое значение он приобретает в настоящее время в связи с оценкой и широким освоением снежно-ледовых ресурсов мира. Знание особенностей географического распространения наледей и сопутствующих им явлений позволяет также своевременно учесть или предотвратить их неблагоприятное воздействие.

Закономерности развития анагенного конжеляционного оледенения наиболее четко могут быть отражены на специальных наледных картах и схемах районирования. К сожалению, в научной литературе такие произведения отсутствуют. Не разработана также и методика их составления. Нами предпринята попытка осуществить наледное районирование в масштабах всего земного шара и в пределах СССР. В основу выделения наледных районов положены следующие научные положения, вытекающие из анализа предыдущих разделов.

I. Формирование наледей любого генетического типа определяют водные и теплоэнергетические ресурсы, а также условия их перераспределения в процессе взаимодействия атмо-, гидро- и литосферы. Это значит, что при оценке возможностей наледообразования в той или иной точке географического пространства в первую очередь должны учитываться динамические запасы тепла и влаги. Развитие наледных процессов контролируется, с одной стороны, температурой среды, с другой — количеством воды в жидком состоянии. На суге интегральным показателем климатических условий наледообразования является сезонная и вечная мерзлота (ее мощность и температура), а в некоторых районах — ледники. Они не только служат основанием для намораживания воды, но и определяют направление и интенсивность тепловых потоков при кристаллизации жидкости. В пределах акваторий аналогичную роль выполняет ледяной покров водотоков и водоемов — катагенный тип конжеляционного оледенения.

Поскольку вода в жидкой фазе встречается на Земле практически повсеместно, генеральным лимитирующим фактором развития наледных процессов является сумма отрицательных температур воздуха. Учитывая эту особенность, на первом этапе районирования (при выделении наледных зон) достаточно и необходимо нанести на карту границы распространения сезонной и вечной мерзлоты, материковых и морских льдов. Эти зоны характеризуются вполне определенными «температурным потенциалом» и продолжительностью наледного периода.

II. Дальнейшая дифференциация условий наледообразования должна производиться с учетом особенностей перераспределения

тепла и влаги в пределах крупных форм земной поверхности — морфоструктур. Анализ материалов показывает, что именно морфоструктуры с их характерным внутренним и внешним строением, определяют основные закономерности динамики подземных, поверхностных и атмосферных вод, а также специфику макро- и мезоклимата. С известными допущениями задача в данном случае сводится к обозначению на карте системы гор и нагорий, структурно-депудационных плато, межгорных впадин и аккумулятивных равнин, развивающихся в определенном тектоническом режиме.

III. Следующий этап районирования осуществляется на основе комплексного физико-географического анализа с учетом: 1) состава, структуры и тектонической раздробленности верхней части земной коры; 2) особенностей распространения, степени прерывистости и мощности сезонной и вечной мерзлоты; 3) соотношения морфоструктур более высокого порядка, а также их элементов; 4) общих и местных закономерностей питания и разгрузки бассейнов подземных вод, степени обводненности горных пород и распространения основных типов наледообразующих источников; 5) ледотермического режима и особенностей питания водотоков и водоемов; 6) климатических условий местности, в том числе общего увлажнения территории; 7) специфических явлений, обеспечивающих развитие особых форм наледообразования. Эта стадия расчленения территории завершается объединением выделенных ранее районов в наледные регионы и области. Процесс определения границ наледных районов и областей представляет собой сложную задачу, которая может быть решена лишь при глубоком анализе и синтезе многочисленных данных натурных наблюдений, закрепленных в тематических картах, справочниках и научных описаниях.

IV. Конкретные характеристики наледных комплексов в пределах одного или группы однотипных наледных районов составляются на основе полевого исследования репрезентативных участков с использованием всех имеющихся литературных источников. Выводы об интенсивности развития наледных процессов с известной долей вероятности распространяются на территорию, сходную по своим природным условиям.

Изложенные принципы легли в основу обобщения обширного эмпирического материала, накопленного исследователями к началу 80-х гг. текущего столетия. Они позволили вскрыть характерные особенности распространения и развития послыйного намораживания воды в пределах всего земного шара и отдельных его частей.

Зональные черты развития наледных процессов

Анализ карты наледных районов мира (рис. 30, см. вкладку) показывает, что процесс послыйного намораживания воды возможен почти на половине поверхности нашей планеты. По площади своего развития наледи конкурируют с анагенным сублиминационным оледенением (снежным покровом), хотя и существенно отличаются от него по динамическим запасам воды и прерывистости в распределе-

нии. В общем случае наледность территории повышается в направлении от экватора к полюсам, а также с увеличением абсолютных высот местности. Эта тенденция сохраняется до некоторого предела, выше которого существование и миграция воды в жидкой фазе затруднены или невозможны из-за продолжительных и сильных морозов. Такие условия характерны для внутренних районов крупных ледниковых щитов и высокогорий, расположенных выше «уровня 365».

Интенсивность развития наледей различных типов меняется в зависимости от широты местности. В субтропических зонах водотоки и водоемы не промерзают, а горные породы покрываются льдом лишь в результате выпадения переохлажденных атмосферных осадков, а также при набрызгах воды на берега и гидротехнические сооружения во время редких, обычно катастрофических похолоданий. В умеренных зонах на реках и озерах появляется постоянный ледяной покров, в ряде случаев происходит их перемерзание, возникает и постепенно нарастает толща сезонной и многолетней мерзлоты — все это стимулирует развитие наледей поверхностных и подземных вод. Вместе с тем в этой зоне отмечаются наиболее частые колебания температуры воздуха и почвы около точки замерзания воды, что обуславливает почти повсеместное формирование гололеда, града, притертой ледяной корки.

Оптимум в развитии наледей наступает в районах прерывистого распространения вечной мерзлоты, где проявляется весь комплекс наледообразующих факторов. Далее, при движении к полюсам, т. е. в зоне сплошных многолетнемерзлых пород, интенсивность наледообразования падает и постепенно процесс полностью затухает. Это связано, во-первых, с общим увеличением продолжительности холодного периода года и низкими температурами воздуха, при которых поверхностные и надмерзлотные воды быстро перемерзают и в дальнейшем не участвуют в водообмене, и, во-вторых, с сокращением периода существования атмосферной влаги в жидком или переохлажденном состоянии (уменьшение вероятности развития гололеда и града). В некоторых районах, например в горах Северо-Востока СССР, относительная наледность вследствие намораживания подмерзлотных вод возрастает до 1,5—2,0 и даже 3,5% [Толстихин О. Н., 1974]. Однако этот «всплеск» не влияет на общую тенденцию сокращения наледности, так как обеспечен специфическими условиями тепло- и массообмена и геотектоническим режимом территории.

Аналогичная закономерность прослеживается и при анализе распределения наледей по высотным поясам, что подтверждается, в частности, данными наблюдений О. Н. Толстихина [1974] на Северо-Востоке СССР, К. А. Чернявской [1973] в центральной части Олекмо-Витимской горной страны и нашими исследованиями в Саянах, Хамар-Дабане (табл. 12) и Кодаро-Удоканском районе [Алексеев, 1975, 1976; Алексеев, Фурман, 1976].

Зональность в развитии наледных явлений обнаруживается, во-первых, в смене климатических условий послыйного наморажи-

Изменение характеристик наледей подземных вод в бассейне р. Иркутка в зависимости от высоты местности

Интервал высот, в м над ур. м.	Площадь террито- рии, км ²	Наледь				Относитель- ная налед- ность, %
		Количе- ство	Площадь, км ²	Объем, тыс. м ³	Запас во- ды, тыс. м ³	
600—800	1679	164	40,6	20 870	18 830	2,42
800—1000	1759	183	25,6	14 960	13 450	1,45
1000—1200	1472	198	16,8	17 680	15 870	1,14
1200—1400	1360	186	13,3	17 150	15 400	0,98
1400—1600	1547	227	11,5	22 300	20 080	0,74
1600—1800	1551	215	7,4	14 370	12 920	0,48
1800—2000	1451	105	3,9	770	6 930	0,27
2000—2200	1221	68	1,2	2 410	2 160	0,10
2200—2400	825	10	0,1	300	270	0,02

вания воды, обеспечивающих формирование различных наледных комплексов, во-вторых, в изменении продолжительности периодов возможного образования и разрушения наледного льда и, в-третьих, в динамических и морфоструктурных особенностях самих ледяных массивов. В ряде районов мира зональность наледообразования, как и других природных процессов, нарушается вертикальной поясностью, обусловленной рельефом местности, воздействием океанических течений и воздушных масс.

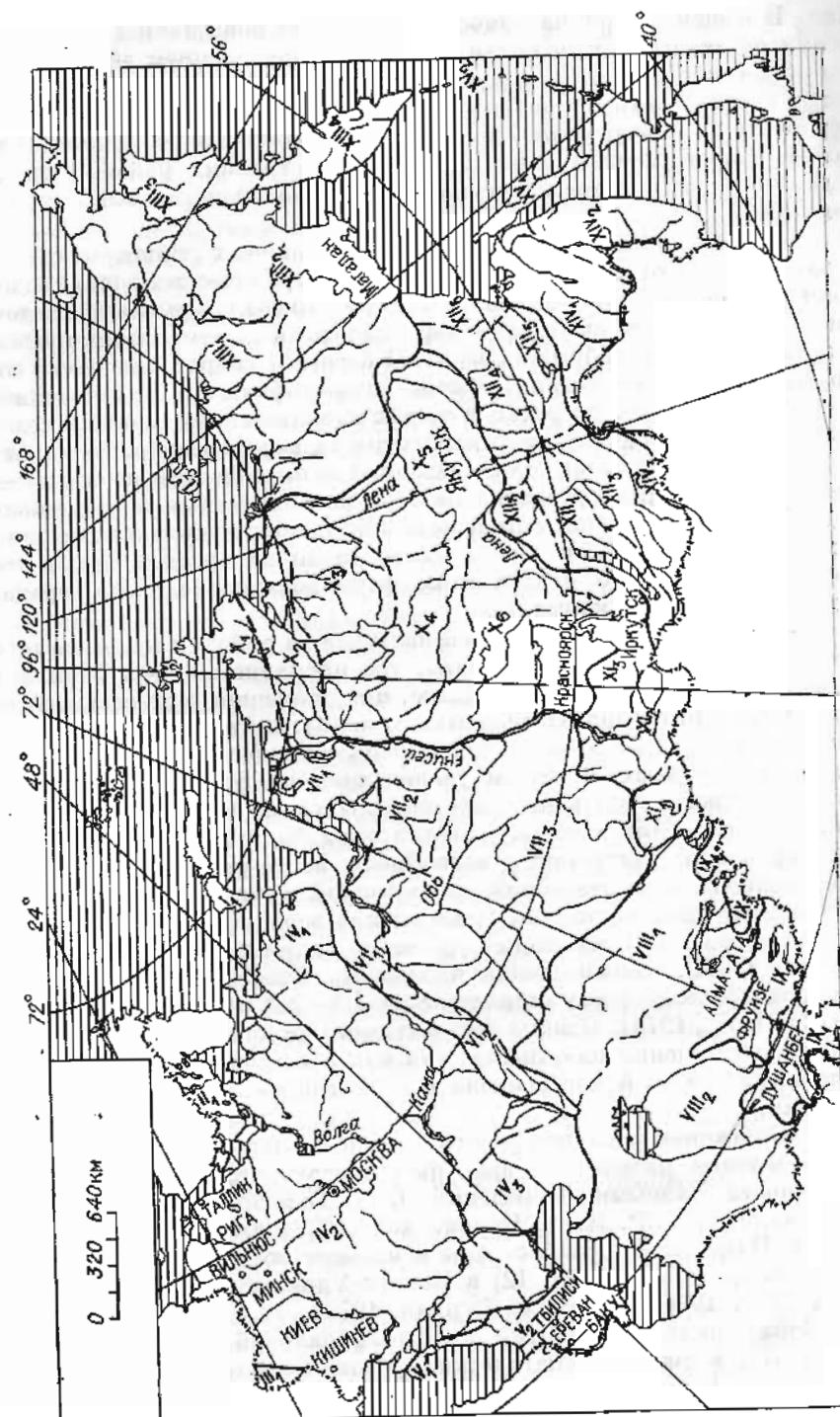
Региональные особенности наледообразования

Вскрытие региональных особенностей развития наледей — большая самостоятельная проблема, которая может быть решена лишь на основе многолетних экспедиционных исследований с использованием современных достижений науки и техники. В настоящее время представляется возможным дать лишь самую общую региональную оценку наледных явлений применительно к территории Советского Союза. На схеме наледного районирования выделено 15 наледных областей и 46 регионов (рис. 31). Ниже приводится их краткая характеристика.

Рис. 31. Наледные районы Советского Союза.

Наледные области: I — Северная океаническо-островная; II — Скандинавская; III — Западно-Европейская; IV — Восточно-Европейская; V — Ближневосточная; VI — Уральская; VII — Западно-Сибирская; VIII — Среднеазиатская; IX — Центральноазиатская; X — Восточно-Сибирская; XI — Саяно-Алтайская; XII — Байкало-Джунгурская; XIII — Северо-Восточная азиатская; XIV — Амуро-Уссурийская; XV — Тихоокеанская.

Наледные регионы: I₁ — Новоземельский, I₂ — Североземельский, I₃ — Новосибирский островной; II₁ — Беломорско-Балтийский; II₂ — Прикарпатский; IV₁ — Большеземельский, IV₂ — Среднерусский, IV₃ — Прикаспийский; V₁ — Крымский, V₂ — Кавказский; VI₁ — Северо-Уральский, VI₂ — Южно-Уральский; VII₁ — Ямало-Гыдасанский, VII₂ — Надымский, VII₃ — Обь-Иртышский; VIII₁ — Казахский, VIII₂ — Туранский; IX₁ — Памиро-Алайский, IX₂ — Тянь-Шаньский, IX₃ — Джунгарский, IX₄ — Тарбагатайский; X₁ — Таймырский, X₂ — Енисейско-Хатангский, X₃ — Анабаро-Оленекский, X₄ — Путорано-Тунгусский, X₅ — Центральноякутский, X₆ — Лено-Енисейский, X₇ — Ангарский; XI₁ — Алтайский, XI₂ — Верхнеенисейский, XI₃ — Восточно-Саянский; XII₁ — Байкало-Чарский, XII₂ — Витимо-Патомский, XII₃ — Даурский, XII₄ — Алданский, XII₅ — Джугдурский, XII₆ — Джугдурский; XIII₁ — Северо-Приморский, XIII₂ — Верхояно-Колымский, XIII₃ — Корьяско-Чукотский, XIII₄ — Камчатский; XIV₁ — Амуро-Охотский, XIV₂ — Уссурийский, XIV₃ — Онов-Аргунский; XV₁ — Сахалинский, XV₂ — Курильский.



I. Северная океаническо-островная наледная область располагается в пределах Северного Ледовитого океана. Эта часть земного шара отличается огромными энергетическими ресурсами наледообразования и неисчерпаемыми запасами наледообразующих вод. Процессы послонного намораживания воды здесь могут протекать вблизи материков на протяжении 200—280 дней, а в районе полюса — в течение всего года. Развитие наледных явлений в открытом океане практически еще не изучено, поэтому пока можно лишь предполагать о существовании тех или иных наледных комплексов. Этот вопрос требует специальной проработки. Острова и архипелаги исследованы более детально. Имеющийся материал позволяет выделить несколько наледных регионов, сходных по условиям наледообразования.

Новоземельский (I_1) и Североземельский (I_2) регионы. Остров Новая Земля и архипелаг Северная Земля представляют собой складчатые сооружения, расчлененные системой троговых и тектонических долин. Значительная часть их занята ледниками, обусловившими специфические особенности гидрологического режима сравнительно небольших рек. Мощность многолетнемерзлой толщи достигает здесь 300—500 м. Сквозные водовыходящие талики отсутствуют. Глубина сезонного протаивания обычно не превышает 0,5—1,0 м. В связи с этим наледи постоянно действующих источников подземных вод встречаются очень редко, в основном вблизи краевых участков ледников в местах выхода воды из-под льда. Наледи надмерзлотных вод образуются на крутых береговых обрывах и на припае, часто перемежаясь с наледями волноприбойных и приливно-отливных потоков. Наледообразование в руслах рек и ручьев прекращается в начале зимы благодаря быстрому их перемерзанию и малому запасу воды. Площади наледей измеряются сотнями, реже тысячами квадратных метров, мощность льда не выходит за пределы 1 м.

Новосибирский островной наледный регион (I_3) сходен с двумя предыдущими. Разница заключается лишь в том, что рельеф поверхности островов здесь равнинный и резко проявляется континентальность климата, обусловленная удаленностью от Тихого и Атлантического океанов.

II. Скандинавская наледная область в пределах СССР представлена Беломорско-Балтийским наледным регионом (II_1), занимающим восточную часть Балтийского кристаллического щита, сложенного гранитными толщами, с мягкими, обработанными покровным ледником формами рельефа. Развитие наледных процессов здесь связано в основном с западным переносом воздушных масс, обеспечивающим оттепели с последующим похолоданием. В результате этого на земле часто образуются гололедные корки, а на поверхности наземных и надземных предметов — мощная зернистая изморозь. По берегам морских водоемов повсеместно встречаются набрызговые ледяные массивы, а на озерах — снежно-наледный лед толщиной до 0,5—0,8 м. Наледи речных вод в этом регионе имеют ограниченное распространение. Они формируются в основном осенью в результате перегрузки льда снегом. В Хибинах

местами образуются небольшие массивы льда при намерзании грунтовых вод. Продолжительность наледоопасного периода составляет 150—200 дней.

III. Западно-Европейская наледная область представлена в пределах Советского Союза частью Прикарпатского наледного региона (III_1). Это складчатое сооружение, покрытое в основном широколиственными лесами, отличается мягким климатом и значительными снеготопасами. Развитие наледей связано преимущественно с колебаниями температуры воздуха около 0°C. Ледяные корки мощностью до 10 см образуются примерно 2—3 раза в 10 лет. Число дней с гололедом на проводах колеблется от 10 до 20. В верхних частях гор часто формируется зернистая изморозь. Продолжительность наледоопасного периода не превышает 100 дней.

IV. Восточно-Европейская наледная область в структурном отношении представляет собой платформу, обрамленную с запада, юга и востока горными сооружениями палеозойской (герцинской) и кайнозойской складчатости. В основном это слабовосхолмленная равнина, сложенная с поверхности осадочно-метаморфическими, аллювиальными и флювиогляциальными отложениями, на севере многолетнемерзлыми. Она состоит из трех наледных регионов — Большеземельского, Среднерусского и Прикаспийского.

Большеземельский регион (IV_1) отличается наиболее сложными условиями наледообразования. Здесь суровая и продолжительная зима с сильными ветрами и мощным снежным покровом. На сравнительно небольшом протяжении островная вечная мерзлота сменяется сплошными многолетнемерзлыми толщами. Сказывается взаимодействие теплого Атлантического и холодного Северного Ледовитого океанов. Наледи подземных вод имеют небольшие площади (обычно не более 0,3 км²) и мощность 1—2 м, распространены довольно широко в долинах рек, в глубоких оврагах и на морском побережье. Выходу подземных вод в этих местах способствует мощный снежный покров, обеспечивающий существование сквозных или надмерзлотных таликов. Наледи речных и озерных вод распространены повсеместно. Развитие их связано, с одной стороны, с перегрузками льда снегом, а с другой — с интенсивным промерзанием водных масс. По берегам Баренцева и Белого морей почти сплошными лентами тянутся ледяные массивы, образующиеся при намерзании морских вод во время осенних и зимних штормов. На припае наледообразующие воды часто появляются в результате ветровых нагонов. Продолжительность наледоопасного периода в регионе колеблется от 180 до 240 дней.

Среднерусский наледный регион (IV_2) охватывает основную часть европейской территории Союза. Он характеризуется сравнительно мягкой и снежной зимой с частыми оттепелями, повсеместным сезонным промерзанием грунтов: на севере до 2,5 м, на юге до 0,5 м. Благодаря высоким зимним температурам наледи подземных вод здесь почти не встречаются. Исключение представляют лишь пещерные наледи в виде ледяных сталактитов, сталагмитов, каскадов, занавесей, покровного льда. Они известны во

многих полостях в Поволжье и Предуралье. Наледи речных вод образуются как на больших, так и на малых водотоках, однако мощность их редко превышает 0,2—0,3 м. На озерах толщина снежно-наледного льда составляет 0,2—0,6 м, причем в формировании его большую роль играет деятельность человека (прокладка зимних дорог, водозабор, бурение рыболовных лунок и пр.). Периодическое таяние снега в течение зимы приводит к широкому распространению притертых и висячих ледяных корок, толщина которых колеблется от 0,02 до 0,25 м. Местами ледяные корки занимают 70—90% территории, образуясь почти ежегодно. Регион отличается очень высокой интенсивностью развития наледей атмосферных вод (гололеда, зернистой изморози, града). Во многих районах толщина гололеда на проводах превышает 80—100 мм при максимальной продолжительности обледенения до 350 ч. Иногда случаются катастрофические отложения льда, приводящие к разрушению сооружений, гибели деревьев, сельскохозяйственных культур и пр. На юге, вдоль береговой линии Черного и Азовского морей, часто встречаются ледяные наплески и брызговый гололед. Продолжительность наледоопасного периода в регионе изменяется от 70 до 200 дней.

Прикаспийский наледный регион (IV_3) резко отличается от двух предыдущих условиями увлажнения. Здесь почти в течение всего года стоит сухая погода. Снега очень мало, а источники подземных вод практически отсутствуют. Наледные явления встречаются только на небольших реках и ручьях (вследствие их промерзания), да на соленых и солоноватых озерах в виде небольших округлых пятен и лент вдоль термических трещин во льду. На берегах Каспийского моря и на припаях местами можно обнаружить ледяные наплески и лед, формирующиеся при ветровых нагонах морской воды. Продолжительность наледоопасного периода составляет 80—150 дней.

V. Ближневосточную наледную область в СССР представляют Кавказ и Крым. В основном это горная территория, обрамляющая Восточно-Европейскую равнину. Крымский (V_1) и Кавказский (V_2) регионы по условиям наледообразования близки друг другу. Продолжительность наледоопасного периода высоко в горах превышает 100 дней, в межгорных и предгорных котловинах составляет не более 2 мес. Наледи подземных вод встречаются только в приледниковой зоне, а также в привходовых частях карстовых пещер. Объем ледяных массивов обычно не превышает нескольких сотен кубических метров. Наледи речных вод на равнинах отсутствуют, в горах приурочены к резким перепадам продольного профиля долин. Здесь они образуют эффектные ледяные каскады. Намерзание талых снеговых вод происходит преимущественно в альпийских районах в затененных местах и на скалистых обрывах. В этих же районах часто формируются гололед и зернистая изморозь, связанные с приходом с запада влажных воздушных масс. Зимой на берегах Черного и Каспийского морей образуются небольшие ледяные наплески. Иногда случаются катастрофические отложения гололеда мощностью до 4 м, например, при поворокской буре. В это время

наблюдается особо опасное обледенение судов и гидротехнических сооружений.

В предгорьях Кавказа, в Колхидской и Кура-Араксинской низменностях почти ежегодно отмечаются градобития. Активному формированию мощных градовых облаков в этих местах способствуют особые условия тепло- и влагообмена в тропосфере региона.

VI. Уральская наледная область протягивается в меридиональном направлении вдоль границ Восточно-Европейской и Западно-Сибирской областей. Разделение ее на два региона — Северо-Уральский (VI_1) и Южно-Уральский (VI_2) — в значительной степени условно, поскольку нарастание суровости условий наледообразования с юга на север происходит постепенно на фоне относительно однородных форм рельефа. На Урале наледообразование — характерная черта зимнего режима рек. Мощность наледного льда, образующегося в основном в результате промерзания водотоков, на юге составляет 0,3—0,5 м, на севере достигает 1,5 м. Длина наледей вдоль русла может превышать 20—30 км. На Полярном Урале очень часто ледяные массивы питаются водами каровых и подпруженных ледниковых озер. Здесь же можно встретить наледи подземных вод глубокой циркуляции площадью до 1 км² и мощностью до 5 м. Наледи талых снеговых вод формируются повсеместно. Гололед и зернистая изморозь в связи с удаленностью от Атлантики отлагаются значительно реже. Продолжительность наледоопасного периода колеблется от 150 на юге до 250 дней на севере.

VII. Западно-Сибирская наледная область представляет собой великую азиатскую равнину, сложенную мощной толщей рыхлых отложений, развитие которой осуществляется в режиме устойчивых опусканий. Большая часть территории подвержена глубокому (до 1,5—2,5 м) сезонному промерзанию. Мощность вечной мерзлоты на севере достигает 200—400 м. Область разделяется на четыре наледных региона.

В Ямало-Гыданском наледном регионе (VII_1) формирование наледей подземных вод площадью до 0,5 км² и мощностью 1—2 м связано с таликами, встречающимися в основном под руслами крупных рек (Оби, Енисея, Таза и др.). Иногда ключевые наледи питаются межмерзлотными водами, вскрываемыми речными долинами. Возможно развитие перелетков в виде погребенных ледяных линз. Наледи грунтовых вод имеют ограниченное распространение. Их можно обнаружить преимущественно в глубоких приречных оврагах или по подножьям крутых склонов вблизи уреза воды, а также по берегам морей. Наледи речных вод образуются почти на всех реках и на всем их протяжении. Благодаря относительно плоскому рельефу и низкотемпературной вечной мерзлоте особо широкое распространение здесь получили наледи талых снеговых вод. Формирование их часто происходит в середине — конце мая. В это же время на поверхности термокарстовых озер повсеместно образуется толща снежно-наледного льда мощностью до 0,5—0,7 м.

В Надымском наледном регионе (VII_2) наледи подземных вод имеют небольшие размеры и малую мощность. Их

развитие связано с овражной сетью боковых притоков крупных рек, вскрывающих водоносные комплексы рыхлых горных пород. В днищах долин наледнеобразованию способствует вечная мерзлота, локализирующая источники подземных вод. Местами небольшие наледни формируются на поверхности льда промерзающих термокарстовых озер. Речные наледни образуются почти на всех малых и средних водотоках преимущественно в результате их перемерзания. Мощность наледей речных вод редко превышает 0,5 м. Наледи талых снеговых вод встречаются повсеместно. Продолжительность наледнеопасного периода составляет 200—240 дней.

Обь-Иртышский наледный регион (VII_2) занимает большую половину Западно-Сибирской равнины. Эта территория имеет платообразную или низменно-равнинную поверхность, сложенную песчано-глинистыми водоносными отложениями. Местами вскрываются напорные артезианские воды, которые питают наледни площадью не более 1—2 га и мощностью до 1 м. Наледи грунтовых вод образуются также редко, в основном у подножия высоких речных террас. Наледи речных вод распространены повсеместно, причем развитие их тесно связано с мощностью снежного покрова. Согласно расчетам и натурным наблюдениям В. Е. Дмитриева и А. А. Сюбаева, на севере региона преобладают наледни от перегрузки льда снегом, а на юге и юго-востоке — от перемерзания русел рек (рис. 32). Между этими двумя зонами располагается полоса формирования гетерогенных наледей. На озерах мощность снежно-наледного льда достигает 0,3—0,5 м. Весной и осенью отмечается широкое развитие притертых ледяных корок мощностью до 0,3 м. Зимой случаются гололед и зернистая изморозь. Продолжительность наледнеопасного периода колеблется от 160 до 220 дней.

$VIII$. Среднеазиатская наледная область состоит из двух крупных регионов — Казахстанского и Туранского. Казахстанский наледный регион ($VIII_1$) по условиям наледнеобразования сходен с Обь-Иртышским. Отличие заключается в том, что здесь на общем фоне плоского рельефа местами выступают низкие плоскогорные сооружения, сложенные кристаллическими и осадочно-метаморфическими толщами. Выходы подземных вод в этом регионе редки, поэтому, несмотря на суровую ветреную зиму, ключевые и грунтовые наледни почти не встречаются. Наледи речных вод распространены на всех средних и малых реках, преимущественно в результате их неравномерного промерзания. Зимой и весной очень часто образуется притертая ледяная корка. Гололедно-изморозевые явления из-за сухости воздуха проявляются спорадически. Продолжительность наледнеопасного периода составляет 140—170 дней.

Туранский наледный регион ($VIII_2$) самый неблагоприятный для развития наледных процессов. На этой территории водотоки и водоемы замерзают лишь в северных ее частях и то на непродолжительное время, а источники подземных вод обладают большим теплозапасом, исключая наледнеобразование. В регионе можно встретить лишь кратковременно существующие ледяные корки, образующиеся во время мокрых снегопадов и при тая-



Рис. 32. Наледные районы юго-восточной части Западной Сибири. Районы распространения наледей речных вод, формирующихся: 1 — при статических нагрузках снега на ледяной покров (мощность наледного льда от 0,2 до 0,7 м); 2 — при перемерзании живого сечения водотоков (средняя мощность наледного льда от 0,5 до 1,5 м, преобладающие площади наледей от 1 до 100 тыс. м²); 3 — районы распространения наледей первого и второго типа.

нии маломощного (5—10 см) снежного покрова. В пустынных районах (Каракумы, Кызылкум и др.) наледни вообще отсутствуют из-за сухости воздуха и хорошей фильтрующей способности грунтов, хотя период потенциального наледнеобразования составляет 2—3 мес.

IX . Центральноазиатская наледная область представляет собой систему мощных горных хребтов и нагорий, обрамляющих терри-

торию Советского Союза с юга и уходящих в Афганистан, Китай и Монголию. Здесь выделяется четыре наледных региона: Памиро-Алайский (IX₁), Тянь-Шаньский (IX₂), Джунгарский (IX₃) и Тарбагатайский (IX₄). Для всех регионов характерна ярко выраженная высотная поясность в развитии наледных явлений. Причем высотные пределы наледных поясов в различных горных сооружениях неодинаковы и зависят от положения морфоструктуры, ее ориентировки и строения [Горбунов, 1978, 1983; Горбунов, Ермолин, 1979].

Внизу, у границ с пустынными и полупустынными районами, наледи встречаются крайне редко, в основном в виде небольших ледяных корок в затененных местах. С повышением местности и появлением устойчивого ледяного покрова широкое развитие приобретают наледи речных вод. В высокогорье к ним добавляются наледи подземных вод, площади которых иногда составляют несколько квадратных километров, а мощность — 4–5 м. В приледниковой зоне часто можно встретить крупные ледяные массивы, примыкающие к ледникам и образующиеся в результате намерзания талых вод. Продолжительность наледоопасного периода в регионах изменяется от 40 до 300 дней. В ледниковом поясе на высотах более 5–6 тыс. м намораживания практически не происходит из-за отсутствия воды в жидкой фазе в течение всего года.

Х. Восточно-Сибирская наледная область занимает обширную плоскогорно-низменную страну, расположенную в основном в междуречье Лены и Енисея. В состав ее входят семь наледных регионов.

Таймырский регион (X₁). Рельеф территории обусловлен молодыми тектоническими поднятиями, современными мерзлотными и древними ледниковыми процессами. Мощность толщ вечной мерзлоты превышает 300 м. Узкие таликовые щели, выводящие подмерзлотные воды, приурочены к зонам новейших тектонических разломов. Площади ключевых наледей достигают нескольких квадратных километров, мощность — 2–5 м. Остатки ледяных полей могут сохраняться в течение нескольких лет. Наледи грунтовых вод формируются на участках крутых морских берегов, у подножия морских и речных террас, на обнаженных от рыхлых отложений морских и речных террас, на обнаженных от рыхлых отложений обрывах. Площади их составляют единицы, реже десятки тысяч квадратных метров. Развитие прекращается к концу ноября, затем лед надолго перекрывается снегом.

Речные наледи встречаются повсеместно. Они развиваются в результате перемерзания перекатов, перегрузки льда снежным покровом и субквальной разгрузки подрусловых водоносных таликов. Намерзание воды на мелких реках заканчивается к началу декабря, на крупных — в январе. В приустьевых участках рек Таймыры, Пясины и других процесс наледообразования может продолжаться всю зиму.

Весной на поверхности земли, на озерном льду и на морском припae повсеместно намерзают талые снеговые воды. В горах Бырранга наледи «от таяния снега» составляют значительный процент в питании ледников. По берегам морей и крупных озер на протя-

жении многих километров формируются наледи волноприбойных потоков. Продолжительность наледоопасного периода на Таймыре изменяется от 270 до 300 дней.

Енисейско-Хатангский регион (X₂) занимает Северо-Сибирскую низменность, протянувшуюся от Енисейского залива почти до устья р. Лены. Он сложен мощной толщей рыхлых отложений, промороженных на глубину 200–400 м. Водовыводящие талики здесь встречаются в основном под руслами крупных рек Пясины, Хатанги, Хеты, Пура, Анабара и др. С ними связаны цепочки полиелей, ниже которых формируются крупные наледи речных вод. В приустьевых участках рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, часто образуются наледи в результате морских приливов и ветрового нагона. С этими же процессами связано происхождение массивов льда на берегах Хатангского, Оленекского, Анабарского и других заливов. Наледи подземных вод в регионе встречаются редко и преимущественно в верхних частях долин. Намерзание талых снеговых вод распространено повсеместно. Развитие гололедно-изморозевых образований связано с воздействием океанических воздушных масс, их прорывом со стороны Атлантики. Продолжительность наледоопасного периода составляет 250–270 дней.

Анабаро-Оленекский регион (X₃) представляет собой слаборасчлененную горную страну, приподнятую на 500–800 м над ур. м. Характерная особенность его — исключительно мощная толща вечной мерзлоты (800–1000 м), которая часто превышает возможную зону трещиноватости горных пород. Из-за этого постоянно действующие источники подземных вод и соответствующие им наледи встречаются крайне редко, преимущественно вдоль омоложенных тектонических уступов на востоке региона. Наледи надмерзлотных вод имеют небольшие размеры, располагаются в основном у подножия горных склонов, заканчивают свое развитие в конце ноября. Речные наледи встречаются цепочкой вдоль русел малых и средних рек, имеют резко деформированную поверхность, обусловленную промерзанием замкнутых плесов и подрусловых таликов. На крупных реках формирование наледей часто продолжается вплоть до ледохода. Периодическое таяние снега весной и осенью приводит к повсеместному образованию корок и массивов льда мощностью 0,2–0,5 м. Намерзание воды в регионе возможно в течение 220–260 дней.

Путрано-Тунгусский регион (X₄) занимает северную часть обширного Восточно-Сибирского плоскогорья. Рельеф его резко осложнен глубоко врезанными речными долинами и крупными межгорными тектоническими впадинами, занятыми глубокими озерами. Мощность многолетнемерзлых горных пород местами достигает 1000 м, талики встречаются сравнительно редко, в основном под руслами крупных рек. Водообмен в толще литосферы затруднен. Наледи постоянно действующих источников встречаются только на участках крупных тектонических нарушений, вдоль которых располагается сложная система таликов. Часть наледей питается озерными водами, поглощаемыми аллювиальными толщами и

выходящими субаквально на перегибах продольного профиля речных долин. Мощность наледей подземных вод достигает 6 м, площадь измеряется десятками квадратных километров. Возможны наледи-перелетки.

Намораживание грунтовых вод происходит чаще всего на скалистых участках горных склонов, обнажающих водоносные горизонты верхней гидродинамической зоны. Наледи речных вод распространены повсеместно. Длина их вдоль русла достигает 50—80 км, период развития совпадает с продолжительностью зимы, длящейся 8—9 мес.

Центральноякутский регион (X_5). В этой низменной стране мощность толщи вечной мерзлоты достигает 300 м. Талики, выводящие глубинные подземные воды, формируются очень редко, преимущественно в тальвегах крупных речных долин или притоков. Питание подмерзлотных наледообразующих вод осуществляется со стороны южного крыла Лено-Вилюйской синеклизы и структурно-тектонического шва, следующего вдоль подножия Верхоянского хребта. Ключевые наледи встречаются в долинах правобережных притоков рек Лены и Алдана, значительно реже — в центральной части низменности. Площадь наледей подземных вод глубокой циркуляции редко превышает 1 км², мощность льда не выходит за пределы 5 м.

Наледи грунтовых вод занимают нижние участки речных террас и днища глубоких оврагов. Повсеместно распространены наледи речных вод. Развитие их обычно заканчивается к середине зимы. На многочисленных озерах образуются ледяные массивы в результате выжимания воды при промерзании термокарстовых (аласных) котловин. Наледи талых снеговых вод имеют весьма ограниченное распространение из-за острого дефицита влажности (благодаря интенсивной солнечной радиации). Средняя многолетняя продолжительность наледоопасного периода изменяется от 210 до 240 дней.

Лено-Енисейский (X_6) и Ангарский (X_7) наледные регионы расположены в зонах прерывистого и островного распространения вечной мерзлоты и глубокого сезонного промерзания на юге Сибирской платформы. Наледи подземных вод имеют сравнительно небольшие площади (до 50 тыс. м²) при максимальной мощности льда 2,0—2,5 м. Формирование их приурочено к подножиям горных склонов и речных террас, связано в основном со сменой состава горных пород или восходящим движением воды по системе тектонических трещин. В ряде мест встречаются ледяные массивы, образовавшиеся при намораживании соленых и рассольных вод. Наледи в руслах рек фиксируются повсеместно. Толщина наледей речных вод в пределах плоскогорных и равнинных районов Иркутской области колеблется от 0,2 до 1,5 м. Наледные явления здесь отсутствуют лишь в долинах, пересекающих зоны интенсивного водопоглощения, представленные закарстованными толщами горных пород. Намораживание талых снеговых вод происходит в основном в переходные периоды — осенью и зимой. Продолжительность наледоопасного периода изменяется от 170 до 200 дней.

Таблица 13
Характеристика многолетних наледей в некоторых пещерах Алтае-Саянской горной области

Название	Пещера					Наледь				
	Тип	Длина, м	Ширина максимальная, м	Глубина, м	Объем, м ³	Длина, м	Ширина, м		Площадь, м ²	Объем, м ³
							максимальная	средняя		
Тауратская	Наклонная	34	13,2	12,4	1 241	10,8	13,0	10,0	140,0	168
Крутая	Вертикальная	130	20,0	66,0	3 900	32,6	12,6	4,5	291,3	583,6
Калая Ила	Наклонная	80	16,6	32,0	3 920	17,4	19,0	6,2	145,6	185
Барабинская	»	1020	70,0	60,0	120 000	10,0	10,0	9,0	200,0	200
Караульская-2	»	350	16,5	38,0	19 250	34,5	10,5	6,0	340,0	340
Ледяная	»	300	15,0	28,0	2 500	42,0	13,5	9,0	315,0	320
Ледяная	»	75	16,5	23,0	2 000	39,5	17,5	9,5	210,0	420
Владимирская	»	670	14,5	34,0	3 860	47,5	15,0	12,0	497,5	500
Черлинкавская-1	Горизонтальная	54	10,0	—	410	10,6	3,8	3,3	80,8	226,3
Пампийская	То же	200	18,5	—	9 000	50,0	15,0	10,0	427,5	430
Абтекская	Наклонная	70	13,2	47,0	1 800	21,0	9,6	6,0	130,0	200
Потанинская-2	»	50	8,2	13,0	5 060	14,0	8,2	6,4	85,6	170

XI. Саяно-Алтайская наледная область в пределах Советского Союза представлена тремя регионами — Алтайским (XI_1), Верхнеенисейским (XI_2) и Восточно-Саянским (XI_3), которые состоят из сложной системы горных хребтов и нагорий, разделенных крупными тектоническими впадинами. Здесь, так же как и в Центральноазиатской наледной области, в развитии наледных комплексов отчетливо прослеживается вертикальная поясность. В межгорных котловинах Минусинской, Тоджинской, Тувинской и других распространены преимущественно наледи речных вод, вызванные промерзанием водных потоков. Мощность их редко превышает 0,5—0,7 м, хотя протяженность вдоль русла может составлять десятки километров. С подъемом в горы появляются ледяные массивы, формирующиеся при намерзании грунтовых вод, а еще выше начинают преобладать крупные ледяные поля, образующиеся у выхода постоянно действующих источников подземных вод. На высотах более 1500 м встречаются наледи площадью в несколько квадратных километров и мощностью до 5—8 м. Во многих районах Алтая, Западного и Восточного Саяна в гольцовом поясе встречаются приледниковые наледи. В пещерах преобладают натечные формы льда, существующие в течение многих лет подряд. По наблюдениям В. Е. Дмитриева, объем пещерных наледей измеряется сотнями кубических метров (табл. 13).

Таблица 14

Наледность восточной части Станового нагорья

Бассейн реки	Количество наледей	Площадь, км ²		Относительная наледность, %	Общая длина, км		Коэффициент наледности водотоков	Объем наледей, млн м ³	Запас воды в наледях, млн м ³	Слой наледного стока, мм
		бассейна	наледей		водотоков	наледей				
Ниж. Ингамакит	50	545,6	8,4	1,5	618,2	78,5	0,13	15,1	13,5	24,8
Апсат	44	1022,0	17,6	1,7	296,1	157,7	0,53	45,9	39,0	38,0
Ср. Сакукан	27	274,0	8,1	2,9	121,7	79,8	0,66	26,7	22,3	81,0
Верх. Сакукан	21	402,0	7,9	1,9	165,3	86,7	0,51	23,5	12,0	30,0
Всего ...	142	2243,6	42,0	—	1201,3	402,7	—	111,2	86,8	—
Среднее	—	—	—	2,0	—	—	0,46	—	—	42,4

С оттепелями связано повсеместное развитие притертых ледяных корок и гололедно-изморозевых явлений. Продолжительность периода возможного намораживания воды на поверхности земли составляет 180—300 дней.

ХII. Байкало-Джугджурская наледная область протягивается широкой полосой от верховьев р. Селенги в Монголии до южной оконечности Верхоянского хребта. Это очень сложная горная страна, известная как область чрезвычайно активных наледных процессов. Она состоит из шести регионов, представляющих сочетание средневысотных горных хребтов, кражей, нагорий, плоскогорных массивов, пологоступенчатых плато и межгорных впадин, ориентированных преимущественно в северо-восточном направлении. Основные закономерности развития наледных процессов в Байкало-Чарском (ХII₁), Витимо-Патомском (ХII₂), Даурском (ХII₃), Алданском (ХII₄), Джугдырском (ХII₅) и Джугджурском (ХII₆) регионах подробно описаны нами в специальной работе [Алексеев, 1975]. Здесь целесообразно дать их краткую обобщенную характеристику.

В горных районах, занимающих основную часть территории, мощность наледей подземных вод достигает 15 м, а площадь — 5 км². У верхней границы леса и выше ее встречаются многолетние наледные поля. Наледи подземных вод глубокой циркуляции тяготеют к зонам тектонических разломов. Наибольших размеров ледяные массивы достигают в области сплошного распространения вечной мерзлоты.

В районах развития прерывистых многолетнемерзлых горных пород размер наледей уменьшается, однако общее количество их увеличивается. Относительная наледность территории местами превышает 2,5% (табл. 14). Пример распределения наледей по территории иллюстрирует рис. 33. В наиболее приподнятых горных массивах, промороженных на глубину 500 м и более, питание наледей осуществляется через систему водопоглощающих таликов, расположенных под крупными каровыми озерами.



Рис. 33. Схема распределения наледей подземных вод в одном из речных бассейнов Байкало-Джугджурской наледной области.

Площадь наледей, тыс. м²: 1 — менее 10; 2 — от 10 до 100; 3 — более 100.

Речные наледы встречаются повсеместно, кроме рек, пересекающих закарстованные районы, в пределах которых в долинах происходит водопоглощение поверхностных вод. Наледи озерных вод распространены спорадически. Развитие их связано в основном с перегрузкой льда снегом осенью и в начале зимы. Намораживание талых снеговых вод особенно часто отмечается в глубоких долинах и на северных затененных склонах.

Плоскогорные районы по особенностям наледообразования существенно отличаются от горных. Разгрузка подземных вод происходит обычно вблизи очагов их питания. Площади наледей редко превышают 1 км², хотя мощность льда может достигать 6—8 м. Общая наледность территории в результате намерзания подземных вод колеблется от 1 до 3%. Отмечается ярко выраженная приуроченность ледяных полей к зонам повышенной трещиноватости горных пород. Наледи грунтовых вод обычно встречаются у подножия склонов и по обрывистым берегам рек, наледы речных вод — по всей длине рек (преимущественно в результате их активного промерзания). Число дней в году с наледными явлениями на реках колеблется от 10 до 100 и более, причем эта характеристика меняется не только в пространстве, но и от года к году. Намораживание талых снеговых вод повсеместно. В днищах долин толщина снеговых наледей часто достигает 0,5—0,7 м.

Межгорные котловины характеризуются неоднородной наледностью. Основная часть наледей, формирующихся при намораживании подземных вод, располагается вдоль структурно-тектонических швов, где наиболее часто образуются таликовые щели. В некоторых артезианских бассейнах крупные ледяные поля питаются высоконапорными подмерзлотными водами, выходящими в центральных частях котловин. Мощность наледей речных вод во впадинах не превышает 0,8—1,0 м. Общая высокая наледность территории обеспечивается крупнодебитными источниками, повсеместным перемерзанием водотоков и водоемов.

Длительность наледоопасного периода в Байкало-Джугджурской области изменяется от 180 дней в низкорельефе до 300 дней в гольцовом поясе.

XIII. Северо-Восточная азиатская наледная область занимает крайний Северо-Восток Азии, включая Камчатку. Она состоит из четырех регионов.

Северо-Приморский регион (XIII₁) представляет собой обширную низменную равнину, сложенную мощной толщей промороженных рыхлых отложений. Рельеф ее осложнен невысокими грядами и плоскогорными массивами. Водовыводящие талики здесь практически отсутствуют, поэтому крупные наледы встречаются исключительно редко. Грунтовые надмерзлотные воды распространены повсеместно, однако запасы их ограничены небольшой глубиной (0,5—1,0 м) сезонного протаивания. Намерзание их происходит по долинам и руслам небольших рек и ручьев. К началу декабря они, как правило, полностью перемерзают. Наледи речных вод можно встретить на всех крупных реках. На побережье ежегодно

формируются волноприбойные и местами приливные наледы. Весной на равнинных участках территории обнажаются притертые ледяные корки, на обрывах и затемненных местах образуются сосульки из талых вод. Наледоопасный период длится 9—11 мес.

Верхояно-Колымский регион (XIII₂)*. Эта обширная и чрезвычайно сложная территория известна в литературе как классическая область распространения гигантских наледей-таранов. Система альпийских горных хребтов, резкорасчлененных плоскогорий и межгорных впадин, промороженных на глубину 300—500 м, очаги современного оледенения, активные неотектонические движения, крупные речные долины и ледниковые озера, под которыми располагаются сквозные талики сложной конфигурации, мощные восходящие источники подземных вод, полыньи на реках, продолжительная и суровая зима — таковы характерные черты природы этой территории, в пределах которой, по оценкам О. Н. Толстихина [1974], ежегодно формируется не менее 25 км² наледного льда. Площадь наледей, образующихся вблизи постоянно действующих источников подземных вод, превышает 5700 км², а относительная наледность достигает 3% (в среднем — 0,9%).

Единичные площади наледей-таранов здесь исчисляются десятками квадратных километров, а мощность местами составляет 10—12 м. Значительное количество крупных ледяных массивов перелетывает.

Наледи надмерзлотных вод в связи с незначительными водозапасами встречаются редко, занимают площади 5—10 тыс. м², имеют мощность до 2 м. Как и в других регионах Сибири, они локализованы вдоль береговых обнажений и по подножиям горных склонов.

Речные наледы формируются на всех реках, в том числе и на таких крупных, как Яна, Индигирка и Колыма. Причины развития наледей — перемерзание перекатов, образование внутриводного льда, колебание водности подледных потоков. Положение наледей речных вод часто контролируется полыньями, не замерзающими в течение всей зимы.

Весной на озерах повсеместно формируется снежно-наледный лед, а на суше — корки льда в результате кристаллизации талых снеговых вод. Продолжительность наледоопасного периода составляет 200—250 дней.

Корякско-Чукотский регион (XIII₃) по особенностям наледообразования близок к Верхояно-Колымскому. Мощность вечной мерзлоты здесь также достигает 500 м, а сквозные талики приурочены к тектонически активным зонам и подрусловым

* Наледное районирование этой территории впервые осуществляли Н. Н. Индолева и О. Н. Толстихин [Гидрогеология..., 1970] на основе кадастра наледей А. С. Симакова, З. Г. Шильниковской и детального анализа мерзлотно-гидрогеологических условий. Схема наледных районов указанных исследователей отражает развитие и распределение наледей постоянно действующих источников подземных вод, т. е. наиболее крупных ледяных массивов. Она хорошо согласуется с нашими представлениями.

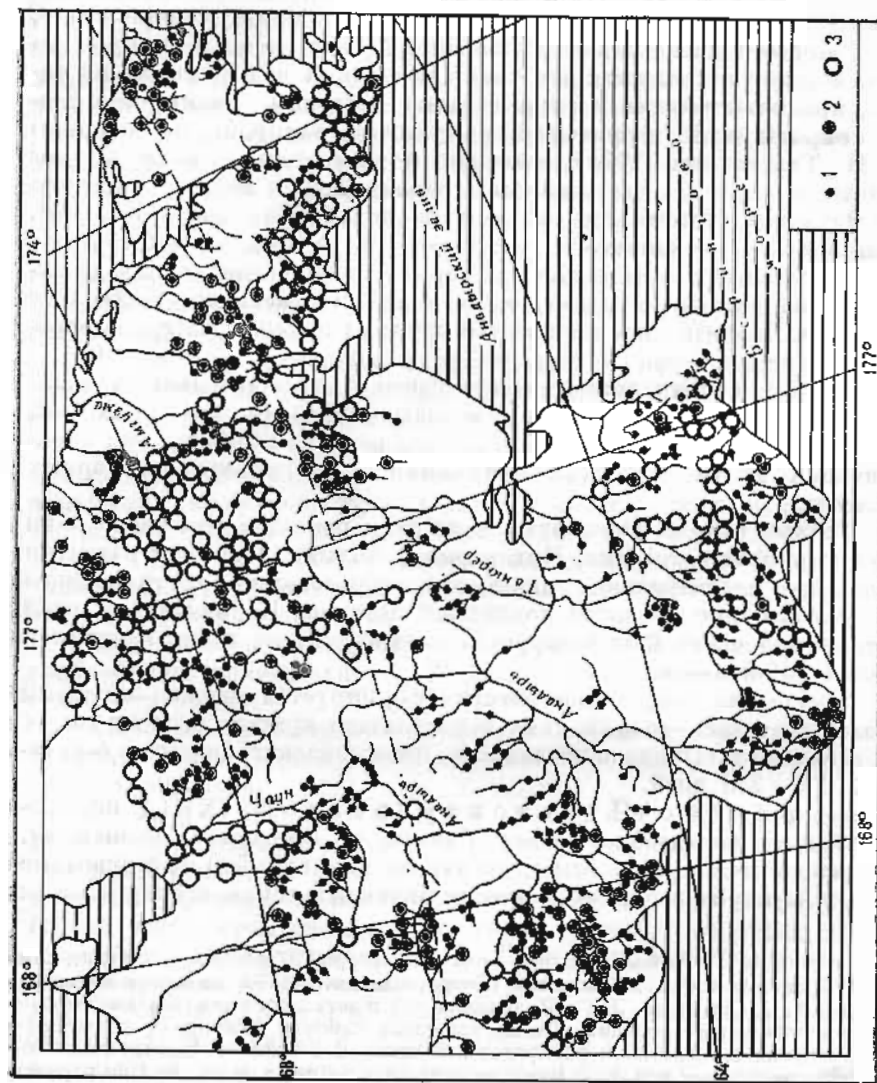


Рис. 34. Схема распределения наледей подземных вод в Корякско-Чукотском наледном регионе.

Площадь наледей, км²: 1 — менее 5; 2 — от 5 до 10; 3 — более 10.

частим крупных водотоков. Относительная наледность, обусловленная намораживанием подземных вод, в среднем составляет 1—1,2% при площади ледяных массивов до 30 км² и мощности до 10 м. Распределение наледей-тарынов по территории иллюстрирует схема (рис. 34), составленная на основе данных, опубликованных А. С. Кузнецовым [1962].

Грунтовые наледи чаще всего можно встретить по берегам Чукотского и Берингова морей. Здесь же повсеместно формируются бризговые и приливные наледи. На припаяе часто намерзает вода, появляющаяся в результате ветровых нагонов. Иногда это явление распространяется далеко вверх от устьевых участков рек. На Чукотке отмечается повышенная активность развития гололедно-изморозных явлений, обусловленная вторжением влажных воздушных масс со стороны Тихого океана. Известны случаи, когда выпадение переохлажденного дождя на поверхность снега или мерзлой почвы вызывало обледенение на площадях в десятки тысяч квадратных километров, что приводило к массовой гибели животных и птиц.

Наледи речных вод встречаются повсеместно. Формирование их обычно заканчивается в первой половине зимы. На озерах часто образуется снежно-наледный лед в результате давления выпадающего снега и промерзания водоемов. Глубокие оттепели в переходные периоды года, а иногда и в середине зимы, обеспечивают широкое развитие наледей талых вод. Формируются наледные комплексы в течение 220—260 дней.

Камчатский регион (XIII₄) располагается в пределах одноименного полуострова. Природа его формируется под воздействием Тихого океана. Вместе с тем здесь протекают активные гидротермические и вулканические процессы, которые не свойственны другим областям Северной Азии. Вечная мерзлота распространена на севере полуострова и в осевых частях хребтов Восточного и Среднего. Благодаря отепляющему влиянию мощного (1—1,5 м) снежного покрова наледи речных и подземных вод встречаются редко, преимущественно на севере региона. Осенью на льду рек и озер повсеместно образуется снежно-наледный лед. По берегам Берингова и Охотского морей почти везде можно встретить волноприбойные и приливные наледи, а на припаяе — лед, возникающий во время ветровых нагонов или при выходах грунтовых и талых снеговых вод. Частое колебание температуры воздуха около 0°C приводит к повсеместному развитию гололедных корок и зернистой изморози. Вулканическая деятельность в зимний период иногда сопровождается формированием ледяных массивов особого типа, возникающих при намерзании талых снеговых и ледниковых вод, смешанных с вулканическим пеплом, грязью и обломками горных пород. Продолжительность наледоопасного периода превышает 180 дней.

XIV. Амуро-Уссурийская наледная область в пределах СССР представлена тремя регионами — Амуро-Охотским (XIV₁), Уссурийским (XIV₂) и Онон-Аргунским (XIV₃). Первые два региона располагаются преимущественно в области глубокого сезонного промерзания грунтов. Крупные наледи

подземных вод встречаются только в системе горных хребтов Буринского, Баджальского, Эвопа и др. На остальной территории распространены наледы площадью в десятки тысяч квадратных метров и мощностью 1,5—2,0 м. Наледи на реках возникают повсеместно даже далеко на юге, например в Приханкайской равнине. По берегам Охотского и Японского морей формируются ледяные массивы в результате волноприбойной и приливной деятельности водных потоков. Мощность таких ледяных массивов местами достигает 3—4 м при ширине в 10—15 м.

В третьем регионе наледы подземных вод в связи с общей засушливостью территории встречаются редко. Преобладают наледы речных вод мощностью 0,5—1,0 м, которые тянутся вдоль русел малых и средних рек на десятки километров. Основная причина их формирования — перемерзание перекастов.

Продолжительность возможного намораживания воды изменяется от 140 дней на юге до 210 дней на севере.

XV. Тихоокеанская наледная область охватывает северную часть Тихого океана вместе с крупными и мелкими островами. Южная граница этой области опускается ниже 40° с. ш., захватывая о. Хоккайдо и северную часть о. Хонсю. В качестве самостоятельных наледных регионов в границах Советского Союза выделяются Сахалин (XV₁) и Курильские острова (XV₂). На этой территории в связи с мощным снежным покровом наледы подземных и речных вод практически не встречаются. Зато по берегам морей широко развиты наледы брызговые, наплесковые и приливные. Частые оттепели и переохлажденные дожди вызывают здесь тяжелый гололед, а в открытом море — обледенение судов. Продолжительность наледоопасного периода изменяется от 120 на юге до 200 дней на севере.

ДИНАМИКА НАЛЕДЕЙ

Наледи и наледные процессы — чрезвычайно динамичные явления, зависящие от сложнейшего комплекса внешних (атмосферных) и внутренних (литосферных и гидросферных) факторов. Поскольку гидрофизические процессы, происходящие в водотоках, водоемах и в верхней части земной коры и прямо и косвенно зависят от внешних воздействий, последние можно признать решающими в развитии наледей всех генетических типов. Это влияние проявляется как в период формирования, так и в период разрушения наледного льда.

Динамика наледей, подобно многим другим природным явлениям, осуществляется во времени и в пространстве, причем каждому генетическому типу наледного льда свойственны свои динамические особенности. Исследования изменчивости наледных процессов — большая самостоятельная проблема. Разработка ее важна в первую очередь в связи с необходимостью составления фоновых и оперативных географических прогнозов для хозяйственной деятельности человека. К сожалению, этот аспект наледоведения изучен еще очень слабо.

Наибольшее число режимных наблюдений поставлено на наледях подземных вод. Хотя исследования проведены в разные годы и по разной методике, полученные материалы позволяют вскрыть ряд интересных закономерностей. Режим наледей речных вод изучался в основном на гидрологических постах Госкомгидромета СССР. Сведения, опубликованные в гидрологических ежегодниках, к сожалению, дают лишь качественную картину развития наледных явлений на реках, и то не для всех районов Советского Союза. Что касается наледей других типов, то конкретные данные об их режиме или отсутствуют, или носят отрывочный характер. Это обстоятельство не позволяет на данном этапе исследований провести сопоставительный анализ динамики всех разновидностей наледных явлений, поэтому ниже рассматриваются лишь общие черты развития, характерные преимущественно для крупных ледяных массивов.

Внутригодовой режим наледей

Как уже указывалось, наледные процессы могут протекать в течение нескольких часов, суток, месяцев или многих лет. При этом размеры образующихся ледяных тел изменяются от едва различимых до гигантских. В жизни каждой наледи вне зависимости от ее размеров и происхождения можно выделить три стадии — формирования, стабилизации и разрушения. Продолжительность каждой стадии определяется двумя основными факторами: 1) термодинамическим состоянием приконтактного слоя воздуха и подстилающего лед ложа; 2) режимом подачи и объемом воды, поступающей к поверхности намораживания. При неограниченных запасах наледообразующих вод размеры наледей тем больше, чем длиннее период устойчивых отрицательных температур воздуха. В природе возможен такой случай, когда процесс наледообразования протекает с минимальными перерывами в течение всего года, например, при высачивании воды в охлажденные полости горных пород. В этих условиях формируются многолетние массивы, последующие стадии развития которых отодвигаются на неопределенное время. Если запасы наледообразующих вод небольшие, а ресурсы холода огромны, например в Антарктиде, продолжительность периода стабилизации наледей может во много раз превышать периоды их формирования и разрушения вместе взятые. В умеренных зонах продолжительность периодов развития наледных явлений более или менее соизмерима.

Формирование наледей обычно начинается с наступлением заморозков на почве и заканчивается после перехода средней суточной температуры воздуха $t_{ср}$ через 0°C в сторону потепления. В году выделяется четыре характерных периода: 1) неустойчивого наледообразования (от даты первого заморозка до даты перехода $t_{ср}$ через 0°C осенью); 2) устойчивого наледообразования (между крайними датами, когда $t_{ср} < 0^{\circ}\text{C}$); 3) неустойчивого разрушения наледей (от даты перехода $t_{ср}$ через 0°C весной до даты последнего заморозка); 4) устойчивого периода разрушения наледей (между датами последнего заморозка весной и первого заморозка осенью).

В период неустойчивого наледообразования из-за небольших запасов холода развитие процессов послойного намораживания воды ограничено. Формирование наледей в это время происходит преимущественно ночью на нефальтрующих поверхностях твердых тел с высокой теплопроводностью. Образующиеся при этом корки льда имеют небольшую (1—5 см) мощность. С восходом солнца они, как правило, исчезают. Местами, преимущественно в горах, процессы наледообразования активизируются вследствие активного испарения пленок и капель воды в результате сильных и холодных ветров. В этом случае возникают ледяные сталактиты на карнизах инженерных сооружений и на береговых обрывах, у падающих водотоков формируются массивы брызгового гололеда, а на обнаженных скалах — сплошные корки покровного льда. Продолжительность периода в умеренных и высоких широтах в среднем составляет 20—25 дней, а время его наступления зависит от географической широты и абсолютной высоты местности.

Период устойчивого наледообразования характеризуется высокими возможностями послойного намораживания воды. В начале периода происходит замерзание главным образом талых снеговых и атмосферных вод, причем стадии формирования ледяных корок и сталактитов часто сменяются стадиями их полного или частичного разрушения при радиационных и адвективных оттепелях. Дальнейшее понижение температуры приводит к тому, что возникшие ледяные структуры погребаются снегом и переходят в стадию стабилизации, продолжающуюся до весеннего потепления. В южных и приморских районах эта стадия может многократно прерываться процессами повторного гололедообразования.

Формирование наледей подземных вод обычно начинается при средних суточных температурах воздуха ниже -5°C , когда поверхность горных пород основательно промерзает. Если запасы наледообразующих вод небольшие, процессы замерзания прекращаются быстро и возникшие ледяные массивы в дальнейшем находятся долгое время в стадии покоя. Это явление характерно для районов с мощной толщей вечной мерзлоты, где запасы надмерзлотных вод лимитируются небольшой глубиной сезонно-талого слоя. Крупнодебитные источники подземных вод обеспечивают наледообразование в течение всего холодного периода года или значительной его части. В случае рассредоточенных выходов воды вначале образуются разобщенные ледяные массивы, которые постепенно смыкаются, превращаясь в обширные ледяные поля. При локализованных излияниях и плоской поверхности намораживания возникают компактные (изометрические) наледы.

Установлено [Соколов, 1975, 1976, 1978], что в начальный период формирования наледей подземных вод прирост их площади в среднем в 2,5 раза больше прироста объема. В середине зимы интенсивность роста указанных параметров выравнивается, а в конце зимы прирост объема наледей примерно в 3 раза превышает прирост площади. Эта закономерность, вскрытая при анализе данных наблюдений за 23 наледями в Забайкалье, Якутии и на Дальнем Восто-

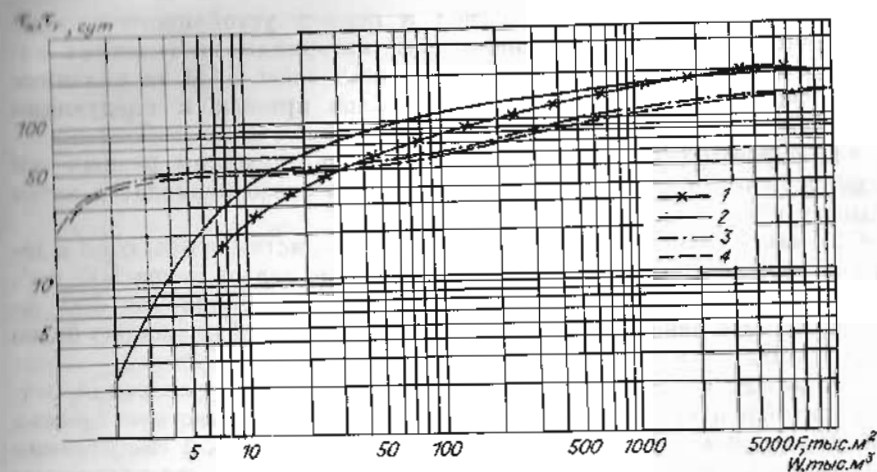


Рис. 35. Зависимость площадей F (1, 3) и объемов W (2, 4) наледей подземных вод от продолжительности их формирования в холодное время года τ_x и разрушения в теплое время года τ_n , по В. Л. Соколову [1984].

ке, объясняется тем, что на первом этапе наледообразования подземные воды разливаются беспрепятственно, а на последующих ограничиваются «силой» мороза и рельефом местности. Диспропорция в приросте площадей и объемов наледей может быть и значительно больше, о чем свидетельствуют материалы исследований Нижнеингамакитской наледи [Алексеев, Фурман, 1976].

Обнаружена и другая закономерность — связь максимальных объемов W и площадей наледей F , описываемая уравнением параболы [Толстихин О. Н., 1974; Соколов, 1976, 1978]:

$$W = aF^n,$$

где a и n — параметры регионального значения. В среднем, по данным обследования 1200 наледей различных районов Советского Союза и Канады, $a = 0,75$, $n = 1,12$.

В. Л. Соколов [1975, 1978] установил, что прирост площадей и объемов наледей подземных вод, выраженный в процентах от их максимальных значений в конце зимы, в среднем одинаков для одних и тех же категорий наледей по размерам. Это дает возможность определить примерные площади и объем ледяных массивов в зависимости от числа дней с начала периода наледообразования (рис. 35).

Режим наледей поверхностных вод существенно отличается от развития наледей подземных вод. На реках и водоемах замерзание воды, как уже отмечалось, происходит в период ледостава и после возникновения устойчивого ледяного покрова. В случае задержки ледостава стадия формирования наледей значительно сокращается и сдвигается к весне.

Развитие наледей речных вод в период устойчивого наледообразования неоднородно. Анализируя материалы многолетних наблюдений на 145 гидрологических пунктах зоны БАМ за явлением «вода течет поверх льда», Б. Л. Соколов пришел к следующим выводам:

1) вероятность и продолжительность образования речных наледей в целом увеличивается к середине зимнего периода, а затем убывает к его концу;

2) максимальные значения этих характеристик отмечаются в декабре — январе на реках с водосборной площадью менее 500 км², в феврале — марте на реках с площадью водосбора от 500 до 10 000 км² и в начале зимы на реках с водосборной площадью более 10 000 км²;

3) между месячными значениями вероятности образования речных наледей и продолжительностью их развития существует прямая линейная связь [Алексеев, Соколов, 1984]: с началом снеготаяния прирост наледных массивов существенно активизируется вследствие появления талых снеговых вод. В более суровых условиях, когда реки перемерзают к январю — февралю, наледообразование заканчивается в первой половине зимы. Местами оно продолжается в результате активизации процессов намораживания подземных вод [Зильберштейн, 1970, 1973], что приводит к возникновению на реках гетерогенных ледяных массивов.

На берегах морей и крупных водохранилищ формирование наледей начинается сразу после установления устойчивых морозов и продолжается вплоть до ледостава. Вблизи незамерзающих участков акватории создаются благоприятные возможности для намораживания воды в течение всего зимнего периода (рис. 36). Здесь интенсивность наледообразования тесно связана с температурой воды и воздуха, а также со скоростью ветра и волнением.

В период неустойчивого разрушения наледей происходит попеременное намораживание воды и таяние льда с прогрессирующим воздействием последнего процесса. Если мощность ледяных массивов невелика, они разрушаются значительно раньше наступления периода устойчивых положительных температур воздуха. Этому способствуют также активная солнечная радиация и потоки талых снеговых вод. В рассматриваемый период часто наблюдается возврат глубоких и продолжительных холодов, в результате чего на реках и озерах образуется ледяная толща с прослоями талой воды. Продолжительность рассматриваемого периода в различных районах Советского Союза изменяется от 15 до 45 дней, а даты начала и конца зависят от широты и абсолютной высоты местности.

Период устойчивого разрушения наледей составляет теплую часть года. К этому времени сохраняются только наиболее крупные массивы льда, которые в дальнейшем прорезаются водными потоками (фото 9), расчлениются на отдельные глыбы (фото 10) и постепенно стают под лучами солнца или выносятся речными водами за пределы участков наледообразования. Режим разрушения наледей во многом зависит от положения ледяного массива в рельефе мест-

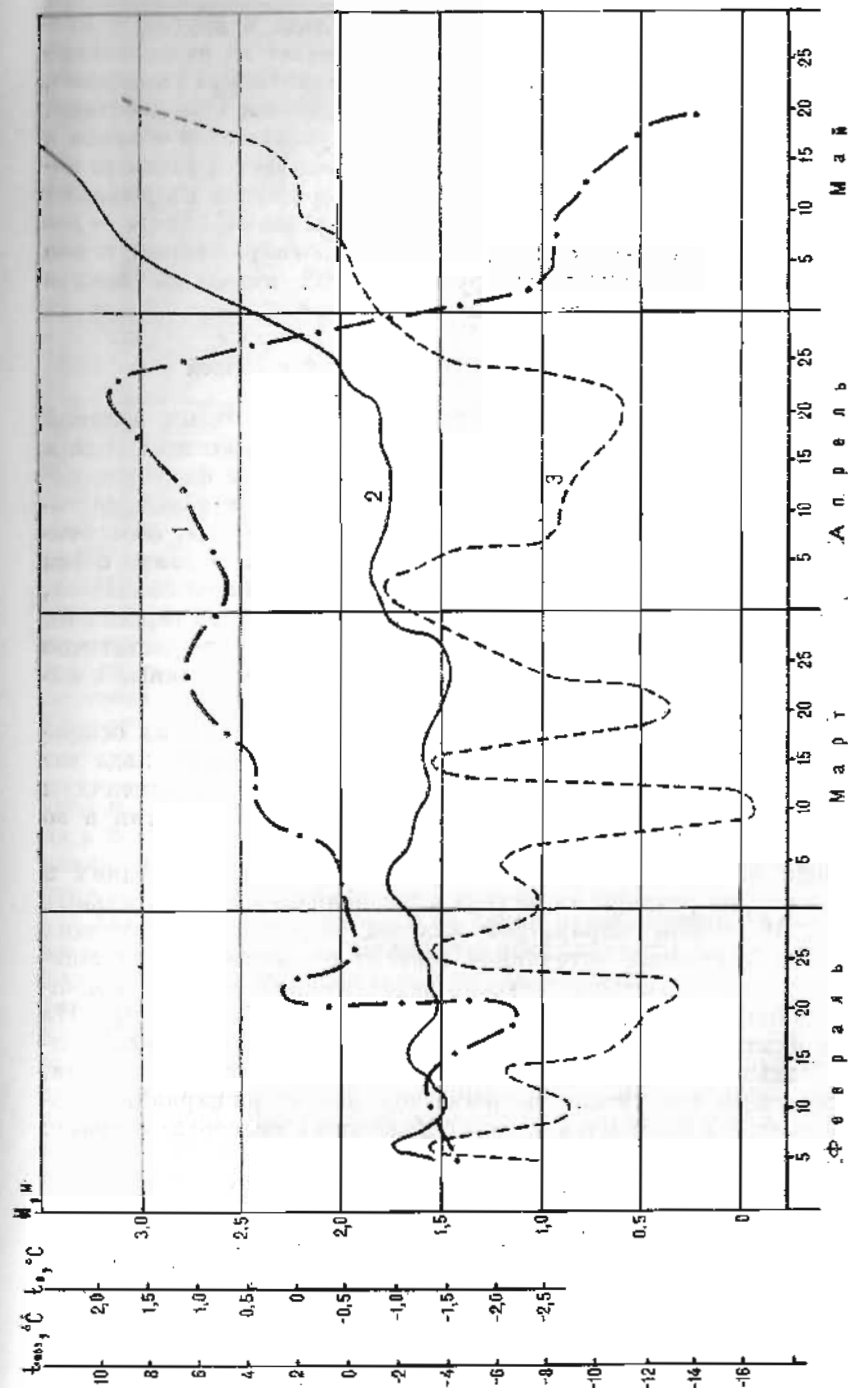


Рис. 36. Изменение мощности припайной наледи H (1), температуры морской воды t_w (2) и воздуха t_a (3) в пос. Усть-Камчатке в 1979 г.

ности, условий затенения, состава, строения льда и других факторов. Если наледь достаточно монолитна и залегает на относительно ровной поверхности, она разрушается сравнительно медленно, в основном в результате теплового и радиационного воздействия. При этом отмечается практически синхронное уменьшение объемов и площадей ледяных массивов. Если же наледь смывается водными потоками, последние активно эродируют ее поверхность, разрыхляют кристаллы льда, подмывают и обрушивают ледяные глыбы — все это приводит к тому, что объем наледы резко сокращается, и она вскоре исчезает. На средних и крупных реках наледный покров обычно разрушается при ледоходах.

Многолетняя изменчивость паледных явлений

Наблюдениями установлено, что масштабы наледных явлений существенно меняются не только в течение сезонов, но и от года к году. Причины этого — широкий диапазон условий и факторов наледообразования. В развитии наледей атмосферных и талых снеговых вод основную роль играют синоптические процессы, обеспечивающие резкую смену холодных и теплых фронтов. В связи с тем что прохождение циклонов в разные годы во времени не совпадает, установить вероятность их наледообразующей деятельности сложно. Тем не менее современные методы прогноза позволяют достаточно уверенно предсказывать опасные явления природы, связанные с намораживанием атмосферной влаги и талых вод.

Имеющиеся статистические данные и построенные на их основе картографические схемы (рис. 37) показывают, что корки льда «оттаивания снега», гололед и зернистая изморозь наиболее изменчивы в комплексе валежных образований. Вероятность их развития и во времени и в пространстве колеблется от 0 до 100%.

Наледей подземных вод образуются, как правило, в одних и тех же местах, но размеры их из года в год меняются в значительных пределах. Изменение параметров наледей постояннодействующих и сезонно-действующих источников зависит от осадков и увлажнения горных пород в предшествующий летне-осенний период, от мощности снежного покрова и температурных условий зимы и пр. На основе данных многолетних наблюдений в различных районах Сибири и Дальнего Востока Б. Л. Соколовым [Соколов, Алексеев, 1977] получены следующие значения коэффициентов вариации объемов, площадей и мощностей наледей подземных вод соответственно:

$$c_{vW} = \frac{2,6}{W^{0,36}}, \quad c_{vF} = \frac{2,0}{F^{0,26}}, \quad c_{vH} = \frac{4,34}{(H+1)^{3,6}},$$

где W измеряется в тыс. м³, F — в тыс. м², H — в м.

В многолетней изменчивости площадей и объемов наледей подземных вод проявляется цикличность. Так, в зоне БАМ с начала 50-х гг. по 1979 г. установлены следующие циклы: усиление наледобразования отмечено в 1951—1958 гг., 1962—1967 гг., 1971—1979 гг.; снижение активности наледных процессов — в 1959—

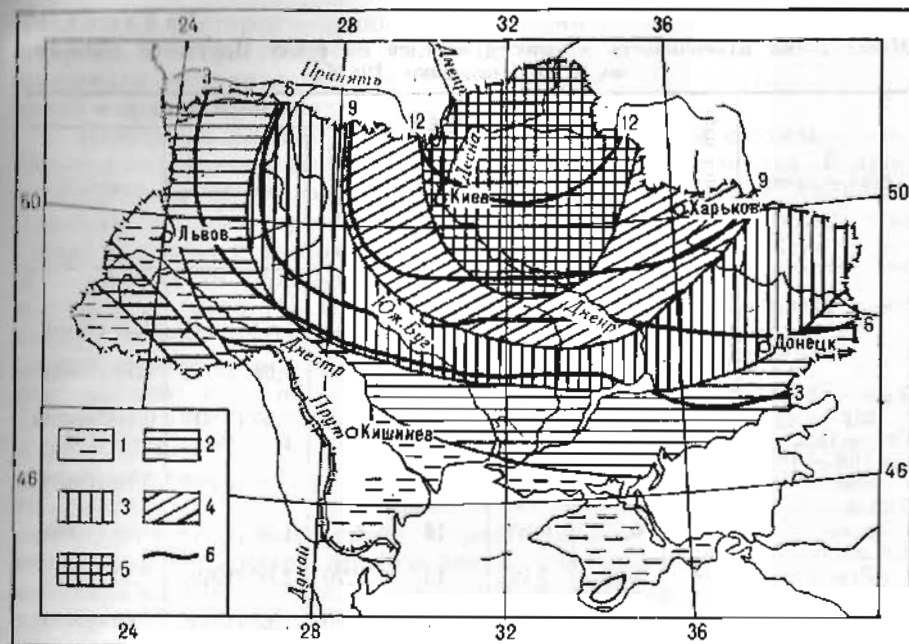


Рис. 37. Повторяемость и максимальная продолжительность устойчивого залегания ледяной корки на Украине, по К. Т. Логвинову и др. [1972].

Число лет с ледяной коркой, %: 1 — менее 20; 2 — от 20 до 40; 3 — от 40 до 60; 4 — от 60 до 80; 5 — от 80 до 100. 6 — наибольшая продолжительность периода устойчивого залегания ледяной корки (десятиды).

1961 и 1968—1970 гг. За 28 лет наблюдений зафиксировано три цикла с повышенной и два с пониженной интенсивностью наледообразования. Средняя продолжительность циклов равна соответственно семи и двум годам [Алексеев, Соколов, 1984].

Об изменчивости наледей на реках можно судить по колебаниям их мощности (табл. 15). Видно, что коэффициенты вариации толщины наледного льда изменяются в очень широких пределах — от 0,19 до 0,68. Приведенные значения характеризуют южную часть Восточно-Сибирского плоскогорья. Есть основания полагать, что в складчатых областях в связи с усложнением условий наледеобразования диапазон изменения коэффициентов вариации достигает еще больших значений. Данные наблюдений Госкомгидромета СССР показывают, что время замерзания речных вод от года к году, как правило, не совпадает, причем неоднородность развития наледных процессов фиксируется даже на гидропостах, расположенных в непосредственной близости друг к другу.

На реках юга Дальнего Востока вероятность наледообразования находится в зависимости от суммы отрицательных средних суточных температур воздуха (Σt) и площади водосбора (F_b) [Цвид, Хомичук, 1973]. При малых значениях Σt вероятность наледообразования тем меньше, чем больше F_b . При $F_b > 100$ тыс. км² и $\Sigma t \leq 2700^\circ\text{C}$

Таблица 15
Многолетняя изменчивость мощности наледей на реках Иркутской области,
по В. В. Кравченко [1983б]

Река — пункт	Число лет наблюдений	Средняя многолетняя мощность наледи, м	Коэффициент вариации	Среднеквадратическая ошибка определения	Мощность наледей, м		
					средней, 10%	максимальная	минимальная
Кая — Мельничково	12	1,11	0,39	11	2,53	1,73 (1954)	0,26 (1946)
Хайта — Хайта	19	1,11	0,22	5	1,80	1,69 (1971)	0,74 (1962)
Урик — Шахар	16	0,07	0,48	37	0,50	0,34 (1971)	0 (44% лет)
Оса — Оса	14	0,58	0,45	12	1,43	1,13 (1971)	0 (1968)
Залари — Романово	14	1,68	0,19	6	2,51	2,28 (1958)	0,18 (1952)
Тунак — Чичиково	10	0,77	0,50	16	1,93	1,50 (1971)	0,24 (1964)
Кимилтей — Игнин	14	1,03	0,49	13	2,70	2,00 (1949)	0,30 (1945)
Курзанка — Утай	19	1,05	0,29	7	1,89	1,68 (1953)	0,46 (1967)
Куленга — Белоусово	12	0,86	0,68	20	2,94	1,84 (1971)	0 (1964)

Примечание. В скобках указаны годы экстремальных значений мощности наледей.

наледь не образуются. Для бассейнов с площадями водосбора $F_v \leq 1$ тыс. км² и $F_v \leq 5$ тыс. км² критическими являются $\Sigma t = 4200^\circ\text{C}$ и $\Sigma t = 6000^\circ\text{C}$ соответственно.

Динамика наледей в пространстве

Продукты послыйного намораживания воды, как и многие другие гляциальные образования, могут перемещаться в пространстве в результате взаимодействия сил природы. Пути и формы этого перемещения зависят прежде всего от генетического типа наледей.

В свободной атмосфере вероятность формирования единичного массива наледного льда в заданной точке пространства оценить невозможно, поскольку процессы замерзания капель воды на аэрозольных частицах наблюдаются в большом диапазоне высот и, кроме того, смещаются по широте и долготе. В данном случае правильнее говорить о местоположении зон развития градовых процессов, приуроченность которых к определенным районам и формам рельефа очевидна [Женев, 1966; Сулаквелидзе, 1967; Бартишвили, 1969; и др.], однако смещение этих зон от года к году изучено еще слабо. То же самое можно сказать и о выпадающих атмосферных осадках, превращающихся в гололед.

Наледи поверхностных вод менее динамичны, но и их местоположение ежегодно смещается в зависимости от комплекса много-

численных факторов — мощности и времени формирования снежного покрова, температуры воздуха, направления и скорости ветра, термического состояния подстилающей поверхности и других показателей окружающей среды.

Наледи подземных вод отличаются наибольшей статичностью. Обычно они фиксируются ежегодно в одних и тех же местах. В процессе многолетнего развития наледных процессов ложе крупных ледяных массивов претерпевает ряд существенных изменений, которые приводят к формированию ландшафтных фаций особого типа. В совокупности они составляют так называемые наледные поляны (фото 11), являющиеся надежным индикационным признаком наледообразующих источников. Наледи подземных вод иногда мигрируют в пределах наледных полян, распадаются на отдельные массивы или, наоборот, сливаются в крупные ледяные поля [Алексеев, 1968, 1973; Афанасенко и др., 1975; Романовский, 1980; и др.]. В некоторых случаях дебит наледообразующих источников постепенно сокращается, и тогда наледи медленно «умирают». В других ситуациях происходит медленное смещение зоны наледообразования вверх или вниз по долине. Нередки также внезапные раскрытия водоносных структур, приводящие к формированию серии новых массивов наледного льда. Все эти явления связаны или с саморазвитием участков наледообразования, или с перестройкой путей миграции подземных вод под воздействием сейсмических, неотектонических и других процессов.

Основная часть наледей разрушается на месте своего формирования. Однако некоторые виды наледного льда могут перемещаться на значительное расстояние. Так, наложенный конгломерационный лед ледников проходит десятки и даже сотни километров. В составе айсбергов он может быть перенесен и на большее расстояние. Наледи, образующиеся в речных долинах, часто перемещаются с помощью транзитных водных потоков, а наледи озерного и морского происхождения — с помощью ветровых и других течений.

Рассматривая динамику наледных явлений в пространстве, нельзя не обратить внимание на изменение положения отдельных крупных ледяных полей и наледных зон под воздействием длиннопериодных колебаний климата. Нет сомнения в том, что перераспределение тепла и влаги в течение последних этапов геологической истории Земли, смена периодов относительных потеплений периодами значительных похолоданий, вызвали деградацию или аградацию вечной и сезонной мерзлоты, перестройку водоносных систем и функционирование связанных с ними наледообразующих источников. В ряде случаев миграция наледей была обусловлена отступанием или наступанием покровных и горно-долинных ледников, о чем свидетельствуют, в частности, наблюдения мерзлотоведов в Польше и на Северо-Востоке СССР [Некрасов и др., 1976; Романовский, 1980]. Правда, изменение интенсивности развития наледных явлений в четвертичное и более раннее время еще не изучено, поэтому данный аспект гляциологии и мерзлотоведения еще ждет своих исследователей.

НАЛЕДИ И ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СРЕДА

Познание того или иного явления действительности в полной мере возможно лишь в том случае, если всесторонне исследуются его прямые и опосредованные связи с окружающей средой. Вскрытие особенностей взаимоотношения отдельных объектов природы со смежными элементами географического ландшафта помогает не только уяснить их сущность, но и разработать прогноз развития системы в целом. Последнее обстоятельство имеет особо важное значение в связи с надвигающимся экологическим кризисом, предотвратить который можно только на основе глубоких знаний о процессах взаимодействия всех элементов географической оболочки.

СИСТЕМА ПРЯМЫХ И ОБРАТНЫХ СВЯЗЕЙ
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ И РАЗРУШЕНИИ
НАЛЕДНОГО ЛЬДА

Наледи есть многокомпонентная материальная субстанция, развитие которой определяется сложной системой прямых и обратных связей с окружающей средой. Влияние внешних факторов существенно сказывается на всех трех стадиях жизни ледяных массивов — при их формировании, стабилизации и разрушении, при этом на каждой стадии проявляется свой комплекс процессов и явлений, которые приводят к соответствующим эффектам обратного направления (рис. 38, см. вкладку). К числу наиболее существенных наледообразующих факторов, как уже показано в гл. 2, относятся климатические и водные ресурсы, снежный покров, рельеф местности, геологическое строение, вечная и сезонная мерзлота. Особую роль в развитии наледей играет хозяйственная деятельность человека. Перечисленные факторы обычно воздействуют не обособленно, а в комплексе, отражаясь на морфологии, строении, свойствах и времени развития ледяных массивов. Наледные процессы, в свою очередь, активно влияют на отдельные компоненты ландшафтов; трансформируют мезо- и микроклимат, почвенный покров, рельеф местности, растительность; перераспределяют ресурсы поверхностных и подземных вод, тепловой, химический и твердый сток; изменяют состав и строение подстилающих горных пород.

Исследование взаимоотношений наледей и окружающей природной среды началось лишь в последние 20—25 лет. Наиболее детальные наблюдения проведены на специальных наледных полигонах, организованных в различных пунктах Сибири и Дальнего Востока — в Центральной Якутии (Улахан-Тарын), в Магаданской области (Алмайгында), в Приамурье (Керак), в Иркутской области (Половинная, Синий Камень, Ошкарка, Бэгэта, Каменка, Китой), на Алтае (Мал. Актру), в Южной Якутии (Саможит, Леглегер, Нерюнгра), на севере Забайкалья (Ниж. Ингамажит, Ср. Сакукан, Мурурин) и др. К сожалению, на большинстве перечисленных полигонов изучались или гидрологическая роль наледей, или их влияние на инженерные сооружения. Комплексная оценка ландшафтообразующего значения наледных явлений до сих пор не проводилась. Учитывая это обстоятельство, нами предпринята попытка проанализировать взаимоотношения крупных ледяных массивов с отдельными элементами геосистем и географической средой в целом.

ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ НАЛЕДЕЙ
И ОКРУЖАЮЩЕЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Наледи и климат

Выше было показано, что наледи во всем их многообразии есть производные климатических условий местности. Климат — главный и определяющий фактор наледообразования. Воздействие его на наледи проявляется в основном через влагооборот и температуру воздуха. В зональном плане каждому типу климата соответствует определенный комплекс наледных образований, отличающихся характерной структурой, продолжительностью и формами развития. Например, при полярном климате в условиях горно-котловинного рельефа формируется практически полный набор наледных явлений. В умеренно холодных климатических условиях преобладают наледи поверхностных и подземных вод, существование которых возможно в течение 6—9 мес. В районах с умеренно теплым климатом встречаются преимущественно наледи атмосферных и талых снеговых вод, причем их формирование наблюдается только на протяжении 2—3 мес.

Изменение климата приводит к смене наледных комплексов, выпадению некоторых его составляющих или полному их исчезновению. Так, при переходе от зоны тундры с коротким и холодным летом к области вечного мороза, где температура воздуха не поднимается выше 0°C, процессы наледообразования практически исключаются. То же самое отмечается при смене умеренно теплого климата влажным тропическим. Трансформация наледных комплексов происходит и в историческом разрезе в результате периодического изменения гидроклиматических условий.

В общем случае вероятность формирования наледей того или иного генетического типа определяется структурой погод климати-

ческих сезонов и их продолжительностью. Этот вывод относится не только к наледям поверхностных и атмосферных вод — наиболее подверженным воздействию внешних, климатических факторов, но и к наледям подземных вод, поскольку развитие зависит от увлажнения горных пород в предшествующие годы, от мощности снежного покрова, температуры воздуха и пр.

Обратное воздействие наледных процессов проявляется в изменении микро-, а в некоторых случаях и мезоклиматических условий наледных участков земной поверхности. Рассмотрим этот вопрос более подробно.

На формирование и разрушение наледей расходуется в общей сложности огромное количество тепловой энергии. Послойное намораживание воды на аэрозольных частицах, сопровождающееся образованием мощных градовых облаков и выпадением особого вида осадков, приводит к перераспределению тепла в атмосфере. Об интенсивности этого процесса можно судить по количеству выпадающего града. Элементарные расчеты показывают, что при образовании градовой дорожки площадью $10 \times 60 \text{ км}^2$ и мощностью 0,5 м (подобные случаи нередки в условиях умеренно теплого климата) выделяется около $6 \cdot 10^9$ ккал тепловой энергии. Примерно такое же количество тепла требуется на таяние ледяного осадка. Тепловые эффекты, связанные с формированием града, носят эпизодический характер. Хотя они могут проявляться много раз в течение сезонов, их роль в режиме погод, видимо, незначительна. Во всяком случае, уловить этот эффект в настоящее время не представляется возможным, да и нет в этом особой необходимости.

Более существенна климатообразующая роль наледей поверхностных и подземных вод. Наблюдениями установлено, что талые снеговые воды, прежде чем попасть в речную сеть, многократно промерзают на склонах, а часть их инфильтруется в толщу рыхлосложенных горных пород [Гравис, 1966; Алексеев, Фурман, 1976]. Кристаллизация воды в ночное время сопровождается выделением скрытой теплоты льдообразования, а таяние намерзших ледяных корок вызывает заметное охлаждение приземного слоя воздуха. Подобный процесс приводит к выравниванию суточного хода температур и общему смягчению контрастности микроклиматических условий в переходные периоды года — весной и осенью. Однако количественная оценка эффективности этого процесса еще не сделана.

Значение наледей речных, озерных и морских вод в трансформации микроклиматических условий невелико, поскольку массивы льда этого типа имеют сравнительно небольшие мощности, а сам лед быстро разрушается в результате механического воздействия водных потоков при ледоходах и накатах волн. Исключение представляют лишь мощные береговые наледы на морских и озерных пляжах, вызывающие в теплый период года охлаждение прибрежной зоны.

Крупные ледяные поля, образующиеся при намерзании подземных вод, обеспечивают более существенный микроклиматический эффект. Зимой периодический выход наледобразующих вод и их

растекание по долине вызывают некоторое понижение температуры воздуха за счет затрат тепла на испарение. Но эти затраты с избытком покрываются выделением тепла при охлаждении воды до температуры ее замерзания и освобождением скрытой теплоты кристаллизации. Кроме того, пониженное альbedo воды и образующегося льда по сравнению с альbedo снега обеспечивает увеличение приходной части радиационного баланса.

Таким образом, в зимний период на наледных участках долины средняя температура воздуха должна быть выше, чем за их пределами. Летом происходит обратный процесс. Высокая отражательная способность наледи, исключительно большой расход тепла на таяние льда, в том числе на плавление снега, включенного в наледный массив, наконец, испарение талых наледных вод приводят к понижению температуры приземного слоя воздуха. Вместе с тем на наледных полях отмечаются более высокие амплитуды колебания температур, поскольку наличие жидкой воды зимой и льда летом является «возмущающим» фактором для нормального распределения микроклиматических характеристик. Крупные ледяные поля, видимо, способны вызывать адвекцию воздушных масс: в зимний период приток более холодного воздуха к формирующейся наледи, а летом его отток за пределы ледяного массива.

О. Н. Толстихин [1975] показал, что крупные наледы являются своеобразными криоэнергетическими полями. Оценку энергетического потенциала наледей он предложил определять с учетом тепла, освободившегося при: а) охлаждении воды до температуры кристаллизации (Q_1); б) переходе воды в лед (Q_2); в) охлаждении ледяного массива до температуры окружающей среды (Q_3); г) криогенной метаморфизации наледобразующих вод, т. е. выделении нерастворимых наледных солей (Q_4). В итоге

$$\Sigma Q = Q_1 + Q_2 + Q_3 + Q_4 = c_v W(t_n - t_0) + \\ + \sigma W_v + c_n W_n(t_0 - t_n) + q_{\text{обр}} W_n(k_m - k_n),$$

где c_v и c_n — теплоемкость наледобразующей воды и наледного льда соответственно; W_v и W_n — объем наледной воды и льда; σ — скрытая теплота льдообразования; t_n , t_0 , t_n — температура воды наледобразующего источника, температура перехода воды в лед и температура наледного льда после его охлаждения соответственно; $q_{\text{обр}}$ — теплота образования выделяющегося из воды нерастворимого осадка; k_m , k_n — минерализация наледобразующего источника и наледного льда соответственно.

Расчеты показали, что при формировании лишь одной наледи Улахан-Тарын в Центральной Якутии, имеющей объем $1,5 \text{ млн м}^3$, выделяется $116,45 \cdot 10^9$ ккал, что эквивалентно теплотворной способности 23 тыс. т каменного угля (около 25 полновесных железно-дорожных составов).

Суммарное количество тепла, освобождающееся в результате намораживания только подземных вод, в ряде районов составля-

Таблица 16

Количество тепловой энергии, выделяющейся при формировании наледей под-
земных вод на юге Восточной Сибири

Район	Площадь рай- она, км²	Количество на- ледей	Суммарный объем наледей, тыс. м³	Годовой тепло- энергетический потенциал, 10⁸ ккал		Источник сведений
				всего	на 1 км²	
Юго-Восточное Прибайкалье (бас- сейн р. Иркут)	14 800	1400	84 400	6 540	0,442	В. Р. Алексеев [1978]
Южная Якутия (Алдан-Тимптонское междуречье)	22 249	827	209 935	16 290	0,732	Н. И. Чижова [1980]
Олекмо-Витимская горная страна	34 980	537	322 982	25 100	0,717	К. А. Чернявская [1973]
Всего . . .	72 029	2764	617 317	47 930	—	—

ет десятки триллионов килокалорий. В пересчете на 1 км² это соот-
ветствует сотням миллионов килокалорий (табл. 16), т. е. тепло-
содержанию примерно 2—3 вагонов каменного угля.

Понятно, что выделение такого количества тепла зимой и его
поглощение в весенне-летний период существенно сказываются на
климатическом режиме наледных долин. Наблюдения, поставлен-
ные в Центральной Якутии М. К. Гавриловой [1969, 1970], показа-
ли, что зимой в наледных долинах примерно на 0,5—1,0°С теплее,
а летом на столько же холоднее, чем на смежных участках терри-
тории. Вывод М. К. Гавриловой подтверждают материалы наших
исследований в Чарской котловине. Так, разница в средних суточных
температурах воздуха в долине руч. Болотного, где максимальная
мощность наледного льда колеблется в пределах 2—3,5 м, составляет
1—2,5°С по сравнению с окружающим ландшафтом. Различия в
минимальных температурах могут достигать еще больших значе-
ний — 12°С на высоте 2,0 м, 8°С на поверхности почвы. Отмечаются
расхождения и в ходе других метеорологических элементов.

Анализ имеющихся материалов показывает, что влияние на-
ледей на микроклимат зависит, во-первых, от размеров ледяных по-
лей и, во-вторых, от рельефа местности и ее ландшафтных харак-
теристик. В общем микроклиматическое значение наледных явле-
ний убывает по мере движения с севера на юг.

Влияние наледей на температурный режим подстилающих грунтов

Как известно, наличие вечной и сезонной мерзлоты является
одним из ведущих факторов развития наледных процессов. Наледи,
в свою очередь, влияют на температурный режим вечномерзлых,

Таблица 17

Зависимость температуры почвы на глубине узла кущения от
толщины притертой ледяной корки, по Н. Н. Яковлеву,
[1966], °С

Дата наблюдения	Мини- мальная темпера- тура воз- духа, °С	Мощность корки льда, см			Без ледя- ной корки
		1,0—1,5	5—7	8—10	
2.I 1948 г.	—15,2	—10,6	—9,3	—8,8	—10,8
3.I 1948 г.	—17,5	—12,8	—12,0	—11,8	—12,9
4.I 1948 г.	—22,6	—17,0	—16,5	—16,0	—17,3
12.III 1949 г.	—12,0	—4,3	—3,6	—3,4	—3,8
13.III 1949 г.	—6,0	—2,1	—2,2	—2,3	—2,0
14.III 1949 г.	—5,0	—2,0	—2,0	—2,5	—2,3

сезонно-талых и сезоннопромерзающих горных пород, выступая в
роли своеобразного теплового экрана. Зимой, благодаря отепляюще-
му влиянию наледеобразующих вод, температура подстилающих
грунтов на несколько градусов выше, чем на смежных участках до-
лин. Летом, наоборот, наледный лед и холодные талые наледные во-
ды препятствуют быстрому оттаиванию льдонасыщенных пород,
в результате чего наиболее интенсивный теплообмен в почве начи-
нается позже на 1,5—2 мес и более [Толстихин О. Н., 1974; Алек-
сеев, Савко, 1975; Гаврилова, 1978]. В итоге наледные процессы
сокращают годовую амплитуду колебания температур в толще грун-
тов, уменьшают их абсолютные значения летом и увеличивают зимой.

Различия в температурном режиме почв весьма существенны
и после полного разрушения наледного льда, о чем свидетельствуют
наши наблюдения на севере Забайкалья. Примечательно, что в пе-
риод стаивания ледяных массивов в наледных долинах отмечается
ярко выраженная дифференциация глубин сезонного протаивания
(рис. 39). При больших мощностях наледей верхняя граница вечной
мерзлоты приподнимается, а при малых — опускается, обеспечивая
возникновение несквозных таликов. В совокупности эти процессы

Таблица 18

Зависимость температуры почвы на глубине узла кущения от
типа снежно-ледяных покрытий, по Н. Н. Яковлеву
[1966], °С

Дата наблюдения	Пункт наблюдения	Тип покрытия			
		Отсут- ствует	Притер- тая ледя- ная корка	Висячая ледяная корка	Снежный покров без корки
19.II 1937 г.	Кострома	—6,3	—5,9	—5,2	—3,1
23.II 1940 г.	Опдэно	—6,3	—5,8	—5,2	—3,3
27.II 1946 г.	Пушкин	—6,1	—5,9	—5,7	—3,4
14.III 1947 г.	»	—5,0	—4,1	—3,9	—3,1
18.III 1948 г.	»	—6,0	—4,9	—5,0	—3,0

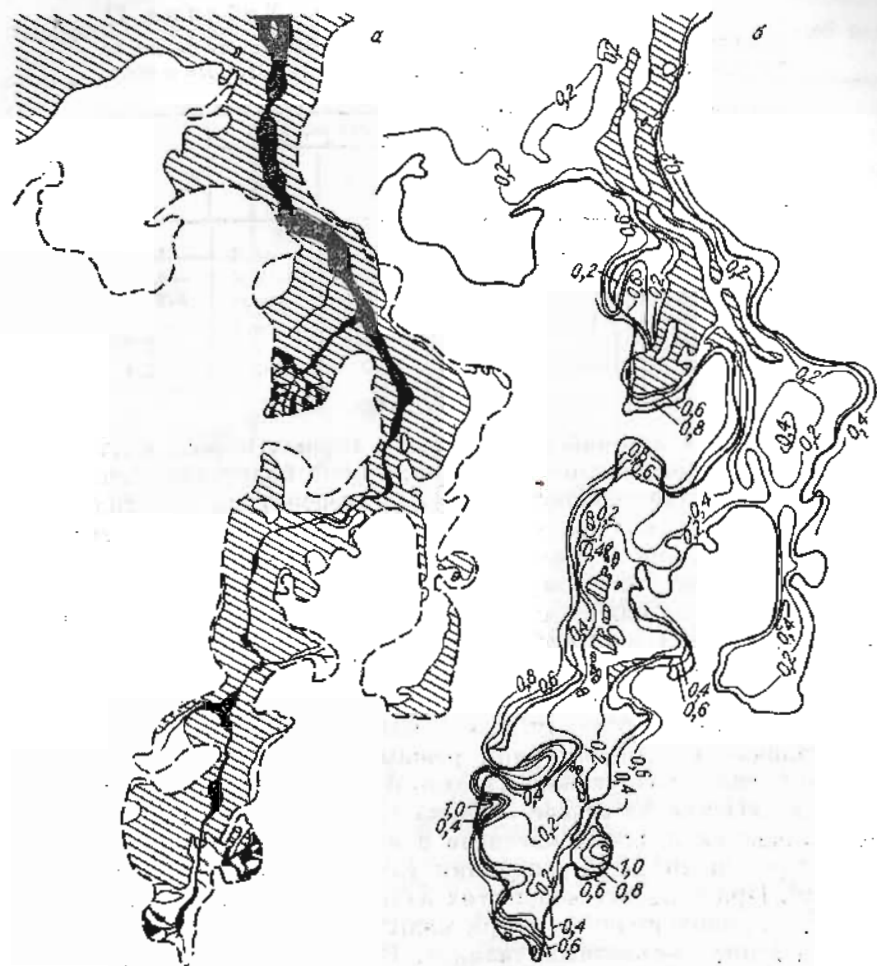


Рис. 39. Изменение глубины сезонного протаивания в наледной долине руч. Холодного в 1978 г. (север Забайкалья).

а — 10 мая; б — 16 июня; в — 6 августа. 1 — ручей; 2 — наледь; 3 — основание склонов наледной долины; 4 — изолинии глубины сезонного протаивания, м.

почву, а иногда обуславливают более низкие их температуры (табл. 17, 18). В районах с умеренными климатическими условиями интенсивность теплового воздействия определяют время аккумуляции льда, его толщина, мощность снежного покрова на льду, активность солнечного сияния, температура воздуха и пр. Характерно, что с формированием маломощных наледей, хорошо пропускающих коротковолновую солнечную радиацию, связан так называемый парниковый эффект, в результате которого почва под наледью может оттаивать даже при температуре $-5 \div -8^\circ\text{C}$.

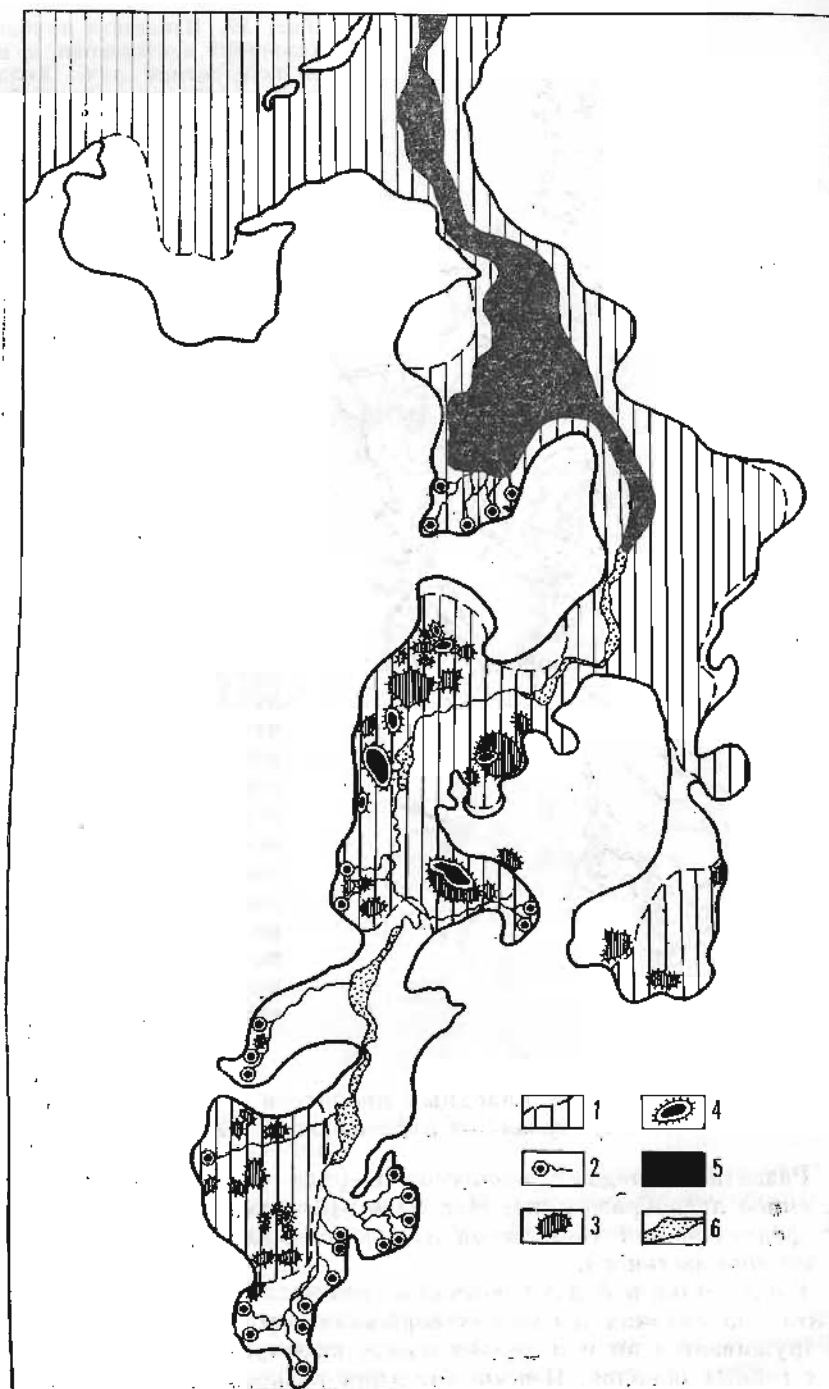
Роль наледных процессов в формировании подземных льдов

Развитие наледных процессов в ряде случаев активизирует подземное льдообразование. Наиболее эффективно оно проявляется при формировании трех типов льда — гольцового, инъекционного и повторно-жильного.

Гольцовый лед обычно встречается в крупнообломочных грунтах на склонах и плоских вершинах гор выше границы леса. Обнаруживается он и в лесном поясе, преимущественно в отложениях горных обвалов. Первые описания гольцового льда составили

приводят к изменению путей миграции подземных вод, смещению наледообразующих источников и наледных полей. Подобное «саморазвитие» наледей и связанных с ними водовыводящих каналов отмечено во многих районах сплошного и прерывистого распространения многолетнемерзлых горных пород [Алексеев, 1968, 1973; Романовский, 1980].

В более южных областях, где широкое развитие получили маломощные ледяные покровы «от таяния снега», а также гололедные корки, зависимость температуры грунтов от процессов намерзания воды проявляется в основном в приповерхностных горизонтах и носит сложный характер. Иногда ледяные образования отепляют



геологи при разведке полезных ископаемых на юге Якутии и Северо-Востоке СССР в 20-х гг. текущего столетия [Билибин, 1956]. Затем его исследовали Н. А. Вельмина [Вельмина, Узембло, 1959] и Г. Ф. Гравис [1966]. Согласно данным указанных исследователей, а также нашим наблюдениям [Алексеев, Фурман, 1976], механизм формирования гольцового льда представляется в следующем виде.

Зимой крупнообломочные отложения благодаря повышенному конвективному теплообмену с атмосферой глубоко и сильно охлаждаются. Выпадающий на них снег ссыпается в промежутки между камнями лишь частично, поэтому весной, когда начинается радиационное и адвективное таяние, талые снеговые воды свободно проникают в имеющиеся полости и замерзают в виде сталактитов, сталагмитов, корок и массивов льда. Этот процесс приводит к тому, что весенний паводок в горах часто отсутствует, так как весь запас воды в снеге расходуется на подземное льдообразование. После схода устойчивого снежного покрова начинается прогревание грунтов, гольцовый лед тает, а образующаяся при этом вода проникает в нижележащие толщи и вновь замерзает, теперь уже в виде массивного льда, цементирующего обломки горных пород. Повторяясь многократно, наледные циклы перераспределяют поверхностные и подземные воды, обеспечивая функционирование нисходящих источников даже в засушливые периоды года. Во многих районах Сибири описанные явления играют исключительно важную роль в подповерхностном смыве и дифференциации коллювиальных и курумных отложений. Объем воды, расходуемый на формирование гольцового льда, обычно близок к максимальным снегозапасам.

Уже давно замечено, что у наледобразующих источников подземных вод встречаются инъекционные льды [Аболин, 1913; Львов, 1916; Сумгин, 1937; Толстухин Н. И., 1941]. Обычно они залегают в виде гидролакколитов, слагающих ядра крупных бугров пучения среди или около наледных полей (рис. 40). Формирование этих криогенных структур, как правило, предшествует намораживанию воды на поверхности горных пород или происходит одновременно с ним. Генезис гидролакколитов связывают с отжиманием свободной воды при промерзании замкнутых водоносных систем или с давлением восходящих водяных струй. Детально механизм их развития еще не изучен.

Очень часто в отложениях наледных долин можно встретить пластовые инъекционные льды. Мощность их колеблется от 0,5 до 1,5 м, а площадь измеряется десятками и даже сотнями тысяч квадратных метров. Местами ледяные пласты занимают около половины наледных полей, составляя 10—15% от сум-

Рис. 40. Схема расположения участков формирования инъекционных льдов в долине ручья Холодного (Чарская котловина).

1 — площадь максимального развития наледи в 1980 г.; 2 — наледобразующие источники подземных вод; 3 — бугры пучения с остатками гидролакколитов, сформировавшиеся до 1980 г.; 4 — гидролакколиты и соответствующие им бугры пучения, сформировавшиеся зимой 1979/80 г.; 5 — участки русла ручья, где предположительно вытаяли пластовые залежи льда; 6 — то же, на месте вытаявших гидролакколитов.

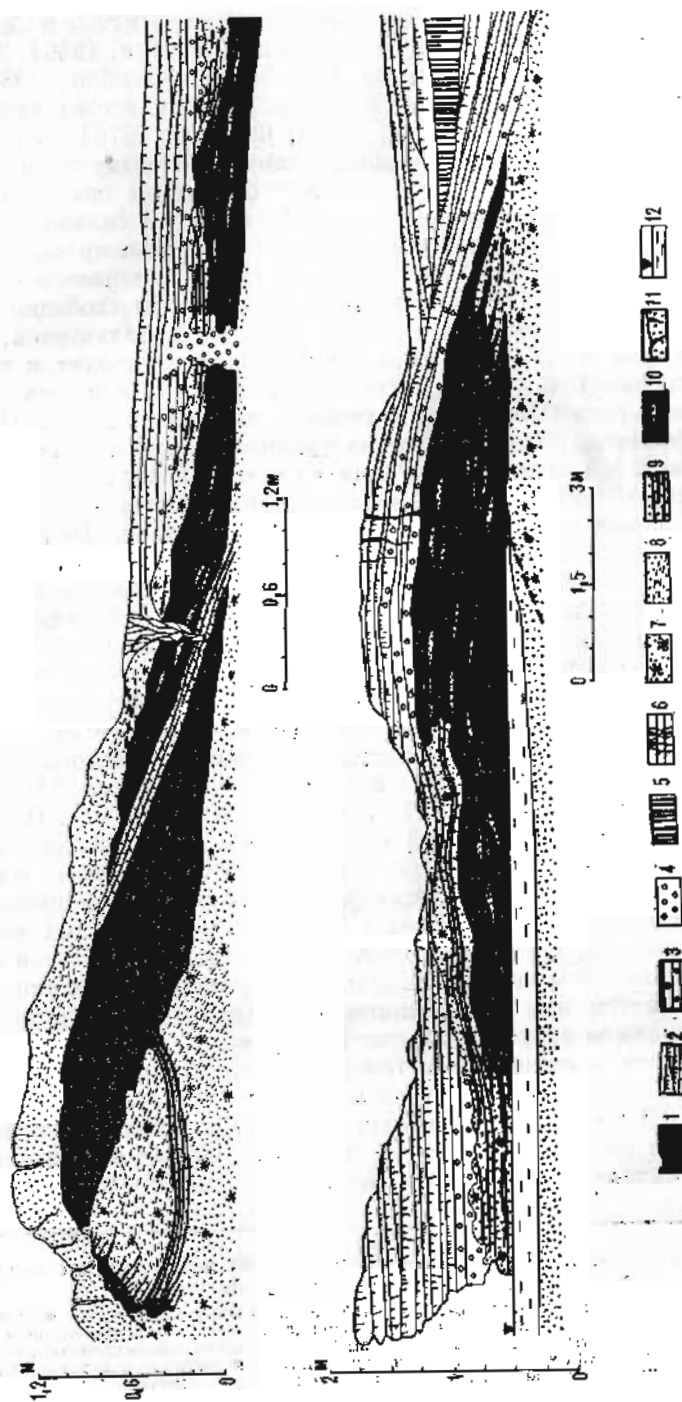


Рис. 41. Разрезы инъекционных льдов в наледной долине руч. Аленушка (Чарская котловина).
 1 — инъекционный; 2 — снежно-наледный; 3 — снежно-наледный со следами слоистости осадконакопления; 4 — снежный; 5 — снежно-наледный; 6 — трещинно-жиль-
 льды; 7 — песок мерзлый; 8 — песок талый со следами слоистости осадконакопления; 9 — ширины сегрегационного льда в песчаных отло-
 жениях; 10 — «защелканные» слои песка в толще инъекционного льда; 11 — трещины в грунте; 12 — уровень воды в ручье.

марного объема наледного льда [Дейкин, 1985]. Инъекционный лед обычно залегает на глубине 0,1—0,5 м, но иногда контактирует с поверхностными ледяными массивами (рис. 41). В разрезе его очень часто встречаются «взвешенные» валуны и скопления гальки или выдержанные прослойки с ненарушенной структурой и тонкошпировой горизонтально-слоистой или пологонаклонной криогенной текстурой. Периферийные части ледяных инъекций, как правило, расщепляются и постепенно выклиниваются. В строении льда прослеживаются неясно выраженные прослойки, фиксируемые скоплениями пузырьков воздуха или тонкими прослоями песка и мути.

Формирование пластов инъекционного льда тесно связано с термическим режимом и механическим воздействием (давлением) наледи. Подземное льдообразование начинается в тот период, когда грунт на смежных участках долины промерзает на значительную глубину. В это время под наледью благодаря выделению большого количества скрытой теплоты кристаллизации сохраняется надмерзлотный талик. Промерзание его кровли в перерывах между наледообразованием, а также криогенное отжимание воды с боков приводят к развитию большого давления, которое резко падает при прорыве подземной воды на поверхность или в результате ее внедрения в виде обособленной линзы между талым и мерзлым грунтом. В последнем случае кровля талика приподнимается, а гидростатическое давление падает. Дальнейшее промерзание водяной инъекции может быть частичным или полным. Если линза воды промерзала не полностью, то последующий резкий спад нарастающего давления вследствие очередного излияния обеспечивает бурное выделение пузырьков растворенного воздуха и «всплеск» активного прорастания ледяных кристаллов.

В случае полной кристаллизации водяной инъекции снизу к ней примерзают слои грунта с характерными криотекстурами, валуны, галька и пр., которые при следующем цикле приподнимаются вместе с ледяной кровлей и в дальнейшем зацемяются в толще подземного льда. Таким образом, формирование пластовых инъекционных льдов и перекрывающих их наледей представляет собой взаимосвязанный (парагенетический) процесс, приводящий к развитию особого гляциального комплекса.

Весьма своеобразна роль наледных явлений в морозобойном растрескивании грунтов и в развитии повторно-жильных льдов. Известно, что криогенное растрескивание рыхлых горных пород происходит при высоких температурах и влажностных градиентах: чем ниже температура поверхности грунтов и выше их влажность (льдистость), тем более мелкие полигоны образуются в результате возникающих напряжений. Формирование льда в трещинах обычно начинается в период таяния снега или во время весенних паводков. Наледные процессы вносят существенные коррективы в рассматриваемую схему криогенеза. Во-первых, выход наледообразующих вод на пойму рек или полностью исключает морозобойное растрескивание (в случае, когда наледный процесс начинается осенью и продолжается до весны), или сокращает темпе-

ратурные напряжения, а значит, увеличивает размер полигонов (в случае развития наледных явлений с середины зимы). Во-вторых, повторно-жильные льды на наледных участках речных долин формируются в результате замерзания не поверхностных (речных, талых снеговых), а подземных вод, изливающихся в холодный период года. При этом время образования ледяных клиньев сдвигается на 2—3 мес. Наконец, в-третьих, масса наледного льда, перекрывающая полигоны, видоизменяет их развитие в теплый период года, в частности определяет меньшие глубины протаивания, избирательный характер термоэрозии и термокарста, уменьшает силы пучения и пр.

Наледные участки с повторно-жильными льдами наиболее часто встречаются по периферии плоских наледных полей, сложенных мелкодисперсными отложениями, или на речных террасах, выходящих из-под уровня пойменного режима. Примером местности такого типа является долина р. Ср. Сакукан в Чарской котловине. Вскрывающиеся здесь повторно-жильные льды относятся к классу полигенетических. Нижняя часть их сформировалась эпигенетически до начала наледообразования, а верхняя — сингенетически в процессе многолетнего развития наледных явлений. Развитие «чистых» сингенетических ледяных жил наиболее вероятно в нижних частях наледных участков речных долин, где аккумуляция твердого материала преобладает над сносом.

Взаимоотношение наледей и ледников

Вопрос о взаимоотношениях наледей и ледников привлек внимание ученых в связи с открытием новых ледниковых районов на Северо-Востоке СССР [Корейша, 1963; Некрасов и др., 1973] и в Северном Забайкалье [Преображенский, 1960, 1963]. В процессе исследований выяснилось, что в ряде регионов, подверженных оледенению, площадь наледей превосходит площадь ледников. Так, площадь всех ледников Северо-Востока СССР, по данным В. Ф. Суслова [1977], составляет 1035 км², а общая площадь наледей, по оценке А. С. Симакова [1959], — 10 тыс. км². Соответственно объемы льда равны 43,5 и 25 км³. Дополнительные расчеты показали, что объем наледей может быть увеличен по крайней мере еще на 5 км³. А. С. Симаков [Там же] писал: «...тарынообразование можно уверенно сопоставить с современным оледенением, но не концентрированным, а рассредоточенным на значительной площади, носящим до некоторой степени сезонный характер» (с. 212). Исследования М. М. Корейши показали, что в бассейне верхней Индигирки площадь многолетних наледей достигает 257 км², а это больше площади современного оледенения хр. Сунтар-Хаята на 50 км². Таким образом, наледная форма оледенения носит не только сезонный характер, как утверждают А. С. Симаков [Там же] и Б. М. Кривоносов [1978], но и многолетний, а в ряде случаев и вековой.

Многолетние наледи встречаются и за пределами Северо-Востока СССР — в Южной Якутии, Забайкалье, Восточном Саяне, в го-

рах Средней Азии. Площади многолетнего наледного оледенения пока неизвестны, однако сейчас уже очевидно, что во многих районах Северной Азии и, видимо, в Канаде и на Аляске масштабы наледных явлений сопоставимы с оледенением, вызванным избытком твердых атмосферных осадков.

Наледи имеют много общего с ледниками: и те и другие представляют собой монолитную толщу льда со слоистой структурой, обусловленной скачкообразностью процессов аккумуляции; они предохраняют горные породы от воздействия колебаний температуры, в ряде случаев обеспечивая развитие сквозных таликов; являются мощными регуляторами теплового и водного баланса; определяют режим поверхностного и подземного стока; местами выполняют сходную работу по трансформации рельефа местности; видоизменяют растительность, почвы и микроклимат. Отличаются наледи от ледников тем, что питаются в основном жидкими водами, имеют более скромные размеры и неподвижны в своем развитии. В сравнении с сублимационно-конжеляционным оледенением наледи играют несравненно меньшую роль в жизни отдельных стран и планеты в целом.

Наледи и ледники часто сопутствуют друг другу. Это установлено в хребтах Сунтар-Хаята, Черского, и др., в Северном Забайкалье, на Алтае, в горах Средней Азии. М. М. Корейша [1963] высказал мысль о возможном влиянии микроклиматических процессов вблизи наледей на приrost мощности ледников. Повышенное количество осадков на ледниках хр. Сунтар-Хаята он объяснил переносом влаги северо-восточными ветрами, с направлением которых совпадает общая ориентация долин с наледями. Испарение на наледных полях, по мнению исследователя, пополняет запасы влаги в атмосфере. Конденсируясь, эта влага выпадает в твердом виде на вышележащих ледниках. Схема М. М. Корейши вполне правдоподобна и, видимо, «работает» не только для хр. Сунтар-Хаята, но и для других ледниковых районов мира.

Ледники влияют на ход наледообразующих процессов. Мощные толщи флювиогляциальных отложений, слагающих переуглубленные долины, представляют собой прекрасные резервуары наледообразующих подземных вод, разгрузка которых происходит вблизи ригелей или непосредственно у края ледников. Эта особенность перигляциальных условий часто обеспечивает развитие цепочки приледниковых наледей. Следы деятельности таких ледяных массивов хорошо фиксируются древними наледными полянами, следующими друг за другом в днищах троговых долин [Преображенский, 1963; Катасонов, 1964; Бондарев, Горбунов, 1969; Некрасов и др., 1976; Шейнман, 1979].

Ледники не только поставляют наледообразующие воды в троговые долины. Они обеспечивают формирование наледей в процессе своего саморазвития: потоки талых ледниковых и снеговых вод часто намерзают на поверхности ледников, увеличивая их мощность, или кристаллизуются на стенках трещин и в открытых полостях, увеличивая общий льдозапас. Наледи такого типа входят в состав

ледникового льда, определяя характерные черты его строения. Кон-
желяционное льдообразование на некоторых ледниках приводит к
тому, что нижние части ледников наполовину или даже полностью
состоят из наложенного льда, т. е. в данном случае мы встречаемся
с фактом, когда одна форма оледенения постепенно переходит в
другую.

Изучение взаимоотношений ледников и наледей особенно важ-
но с палеогеографической точки зрения. Коррелятивная связь меж-
ду этими двумя формами оледенения земной поверхности, несомнен-
но, существует, и исследование ее может помочь в восстановлении
многих характерных черт природы прошлого. Этот аспект гляциоло-
гии находится еще в начальной стадии изучения, однако уже сей-
час просматривается широкая перспектива в использовании налед-
ных явлений как своеобразного индикатора гляциоклиматических
условий.

Наледное регулирование поверхностного и подземного стока

Роль наледей в перераспределении поверхностного и подземно-
го стока в полной мере выяснилась лишь в последние 15—20 лет.
Этому вопросу посвящена обширная литература [Калабин, 1957,
1960; Левин, Савченко, 1959; Лыло, 1959, 1964; Догановский, 1968,
1969; Беркин, 1964; Зонов, Шульгин, 1966; Фурман, 1968, 1974;
Беркин, Малий, 1969; Соколов, 1970, 1972, 1974; Толстихин О. Н.,
1974; Алексеев, Фурман, 1976; Чижова, 1980].

Основные выводы о стокорегулирующем значении наледных
процессов сводятся к следующему. Зимой наледы являются аккумуля-
торами поверхностных и подземных вод. Благодаря этому объем
речного стока в холодный период года существенно сокращается
(рис. 42). Особенно большую роль наледы играют в областях сплош-
ного распространения вечной мерзлоты с повышенной неотектони-

Т а б л и ц а 19

Доля наледной составляющей в стоке некоторых рек Северо-Востока СССР, по
А. М. Догановскому [1968], %

Река — пункт	Площадь бассей- на, км ²	Объем, млн м ³		Период		
		наледей	речного стока за зиму (X—IV)	V—VI	VII—VIII	Год
Нера — Ала-Чубук	22 300	110,5	53,2	3,75	2,06	2,64
Яна — Верхоянск	45 300	189,0	94,1	5,81	2,91	3,60
Индигирка — Усть- Нера	83 500	802,5	473,3	8,65	4,34	5,26
Батынтай — Асар	40 000	449,0	69,3	12,05	7,10	8,20
Индигирка — Юрты	51 100	670,0	353,8	17,70	6,45	8,36
Агаякан — Агаякан	7 630	287,7	86,4	37,90	13,90	16,10

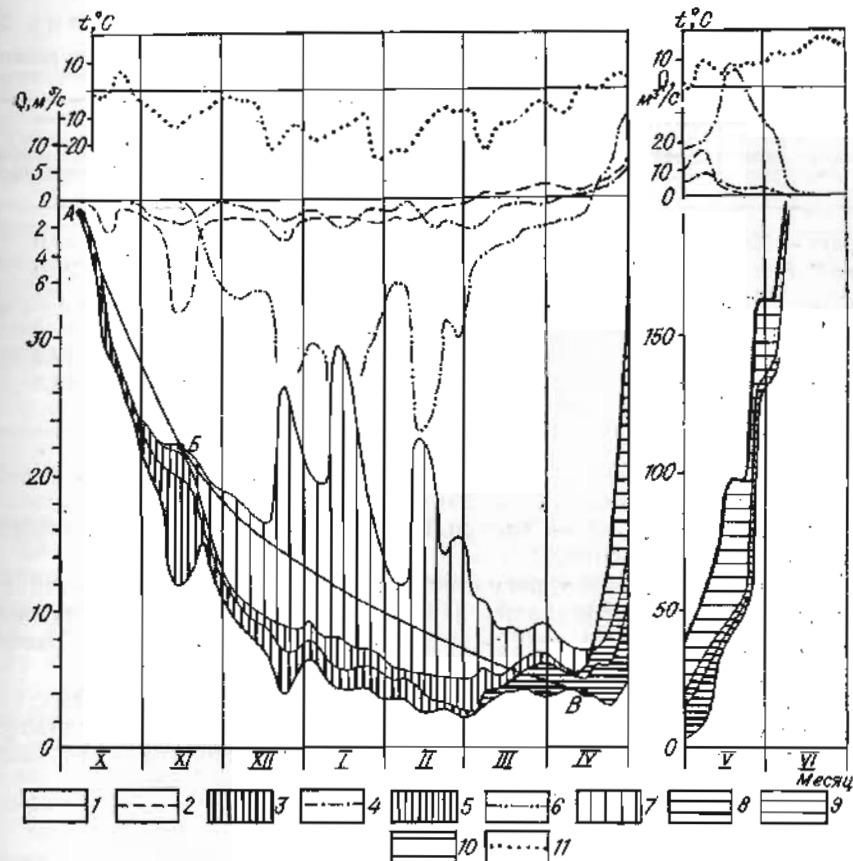


Рис. 42. Влияние наледей на речной сток р. Уды, по В. В. Кравченко [19836].
1 — гидрограф измеренного стока (фактический речной сток). Расход воды на формирование:
2, 3 — речного льда; 4, 5 — наледей речных вод; 6, 7 — наледей подземных вод. Водоприток
от разрушения: 8 — речного льда; 9 — наледей речных вод; 10 — наледей подземных вод.
11 — температура воздуха; А — Б — В — гипотетическая кривая истощения речного сто-
ка при отсутствии наледных явлений.

ческой активностью. Здесь на их питание расходуется значитель-
ная часть запасов воды зоны активного водообмена. Летом талые
наледные воды вновь поступают в речную сеть, при этом доля налед-
ной составляющей в речном стоке в отдельные периоды может до-
стигать 35—40% (табл. 19). В верховьях некоторых горных рек рус-
ловые запасы воды весной формируются только вследствие таяния
наледного льда.

В областях прерывистой и островной вечной мерзлоты роль
наледных процессов в перераспределении водных ресурсов в целом
уменьшается, однако в гольцовом поясе гор Южной Сибири она
остается такой же высокой, как, например, на Северо-Востоке
СССР (табл. 20). В областях сезонного и кратковременного промер-

Таблица 20

Перераспределение подземного стока в бассейне р. Иркут в результате развития наледных процессов зимой 1972/73 г.

Река — пункт	Площадь водосбора, км²	Подземный сток, млн м³		Недоучет подземного стока, %
		фиксируемый в створе	расходуемый на питание наледей	
Иркут — Монды	1 200	14	6,8	32,0
Ихе-Ухгунь — Хойтогол	443	20	5,8	24,0
Иркут — Тунка	6 560	296	18,9	6,9
Зун-Мурин — Зун-Мурин	4 060	402	57,2	13,5
Иркут — Тибельти	11 600	552	75,7	13,2
Иркут — Смоленщина	14 800	596	106,0	15,3

зания горных пород наледи трансформируют в основном сток талых снеговых вод. Периодическое намораживание воды в этих районах обычно сдерживает время наступления весеннего паводка и снижает его высоту [Кара, 1966].

Вопросы наледного регулирования водных ресурсов детально разработаны Б. Л. Соколовым [1974—1976, 1984] и В. В. Кравченко [1983б, 1984]. Ими же предложены оригинальные методы расчетов наледной составляющей подземного и речного стока.

Развитие наледей на поверхности земли и в толще горных пород существенно сказывается также на формировании теплового, химического и твердого стока. Эти стороны воздействия наледных процессов на состояние окружающей среды еще не изучены.

Геохимическое значение наледных процессов

Как показано в гл. 1, послонное намораживание изменяет общую минерализацию и химический состав воды, т. е. обеспечивает ее криогенную метаморфизацию. Процессы выпадения солей в осадок в результате наледообразования приводят к весьма заметным геохимическим эффектам, проявляющимся, во-первых, в опреснении и, во-вторых, в формировании на земной поверхности своеобразных геохимических полей [Швецов, 1961].

Опреснение воды в результате фазовых переходов происходит во всех трех сферах Земли и является наряду с испарением одним из важнейших процессов самоочищения жидкости. В областях с холодным и умеренно холодным климатом наледообразование на некоторое время выводит из круговорота огромное количество минеральных веществ, что сказывается, в частности, на сокращении ионного стока рек и снижении общей минерализации поверхностных вод. В крупных наледях скопление вымороженных солей достигает 30—40 г/м², или 2—5% от суммы взвешенных наносов [Некрасов, Индолева, 1973]. В районах с высокой наледностью при намо-

Таблица 21

Геохимические эффекты наледообразования на Северо-Востоке СССР, по В. Р. Алексееву, А. В. Иванову [1976]

Гидрогеологическая область	Площадь области, тыс. км²	Наледи *			Количество вымороженных солей	
		Количество	Площадь, км²	Объем воды, млн м³	тыс. т	г/км²
Верхояно-Колымская	587,4	2277	5762	16 130	403	0,7
Охотско-Чукотская	114,1	1960	3045	9 230	231	2,0
Алдо-Чукотская	24,3	85	110	306	8	0,3
Камчатско-Корякская	69,7	340	224	882	44	0,6
Пенжинско-Анадырская	14,0	74	100	291	7	0,5
Всего . . .	809,5	4736	9269	26 839	693	0,85

* По О. Н. Толстихину [1970].

раживании только подземных вод ежегодно выпадает в осадок от 0,3 до 2 т солей на 1 км² (табл. 21). Это, естественно, влияет не только на общую минерализацию воды, но и на химический состав почв, поскольку выпадающие в осадок соли кальция, магния, натрия, калия, а также многие микроэлементы (бор, фтор, стронций и пр.) поступают в верхнюю часть грунтов [Писарский, Шпейзер, 1973; Иванов, 1976, 1979, 1983; и др.]. Следовательно, есть основания говорить о том, что наледные поля представляют собой очаги повышенного скопления многих химических веществ, которые, весьма вероятно, определяют физиологические отправления и жизнедеятельность многих микроорганизмов и высших растений.

Более детально геохимическое значение наледных процессов показано в работе А. В. Иванова [1983].

Наледи как фактор морфолитогеоза

В обширной литературе, посвященной мерзлотно-геоморфологическим процессам и явлениям, можно выделить лишь несколько работ, в которых сделана попытка оценить рельефообразующую роль наледей. На специфические особенности морфологии и строения наледных участков речных долин одним из первых обратил внимание С. А. Подъяконов [1903]. Изучая наледи олеимо-алданской тайги, он указал, что крупные ледяные поля в долинах рек Восточной Сибири из года в год образуются в одних и тех же местах, при этом русла рек под влиянием наледного льда разбиваются на ряд мелких проток, а ложе наледи представляет собой безлесный «необычайно широкий камешник». С. А. Подъяконов следующим образом объяснил эти особенности: «Талая вода весной идет поверх наледи, выбирая себе русло в сторону случайно образовавшегося уклона. А так как последний часто не соответствует руслу реки, то весенний поток, промыв в толще льда рытвину до почвы, попадает не в русло, а на покрытые растительностью бока долины: здесь он

быстро смывает весь растительный слой и, образуя новое русло, увеличивает этим величину камешника. Когда наледь стает, то вместо одного русла уже будет два, и долина таким образом постепенно лишается большей части растительного слоя, принимая характерный для наледи вид «аяна» [Там же, с. 319—320].

Большое значение наледного льда в преобразовании речных долин отмечал также Д. М. Колосов [1938]. На основе своих наблюдений в Западном Верхоянье он пришел к выводу, что днища долин, занятые наледным льдом, постепенно расширяются в результате интенсивного физического выветривания горных пород по краям наледи. Сущность этого процесса, по его мнению, не отличается от «выедания ниш» на задних стенках ложа ледников и снежников.

Другие исследователи, в противоположность Д. М. Колосову, основную роль в процессе расширения наледных участков речных долин отвели эрозионной деятельности водных потоков в период весеннего половодья [Калабин, 1957; Фотиев, 1964, 1965]. П. Ф. Швецов и В. П. Седов [1941], например, по этому поводу писали: «...наледный лед тает весьма медленно, так что ко времени прохождения весенних речных вод он остается, по сути дела, еще не тронутым. Устремляющаяся из верховьев вода встречает на своем пути препятствие в виде монолитной толщи льда и стремится обойти обходными путями по краю наледи, где лед тоньше. Поэтому в месте образования наледного льда явно преобладает боковая эрозия над донной, что дает в итоге чрезвычайно широкую, но слабо врезанную плоскую долину, коренные берега которой... имеют высоту всего 2—3 м и отсутствие отчетливых террас, кроме низкой пойменной» (с. 42).

До недавнего времени изложенными соображениями и ограничивались выводы о рельефообразующем значении наледей. Как видим, они сводились в основном к вопросу о механизме расширения наледных участков речных долин и не касались многих частных, но весьма важных процессов рельефообразования, таких, как перераспределение осадков, криогенное пучение, термокаст, солифлюкция и др., хотя широкое развитие их отмечалось многими учеными в последние 15—20 лет.

Анализ опубликованных материалов показывает, что специфический процесс послойного намерзания воды в речных долинах сопровождается резко выраженной локальной и общей деформацией земной поверхности, «перетряхиванием» покровных отложений, формированием особых форм микро- и мезорельефа, динамика которых изучена еще недостаточно.

Наиболее активно рельефообразующие процессы протекают вблизи постоянно действующих наледообразующих источников. Здесь разгрузка подземных вод с большим гидродинамическим напором и промерзание покровных отложений обуславливают формирование крупных бугров пучения (фото 12) и залежей инъекционных льдов. Разрушение подземного льда очень часто является причиной оседания земной поверхности. Весной и летом потоки паводковых и талых наледных вод захватывают вытаявающий грунт и переносят его в нижнюю часть наледного участка долины. Одновременно они

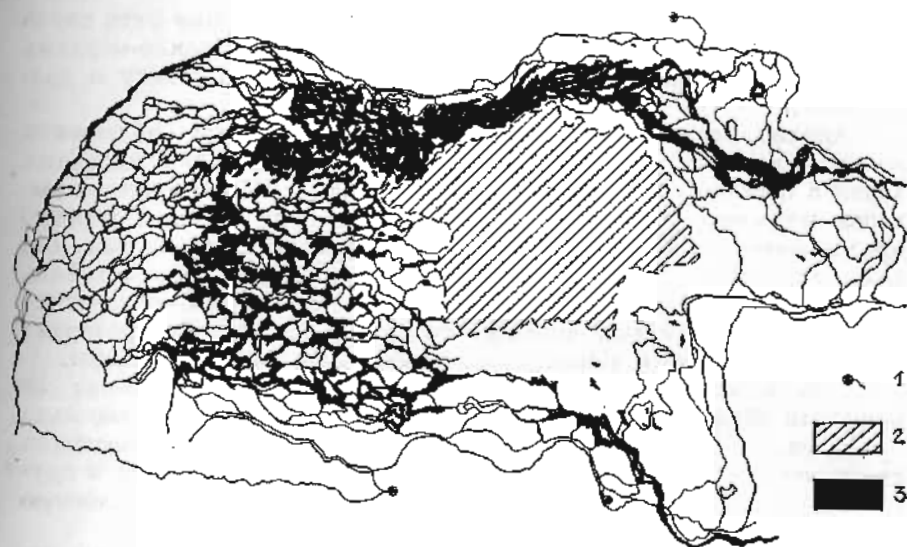


Рис. 43. Дробление русла р. Мурурин на наледном участке долины.
1 — наледообразующий источник; 2 — наледь; 3 — вода.

эродируют борта наледного ложа, вызывая подрезание склонов террас и скалистых уступов. Этому благоприятствует более интенсивное выветривание горных пород по краю наледи вследствие их повышенного увлажнения и частого перехода температуры поверхности через 0°C.

Перераспределение осадков идет по своеобразной схеме. Прежде чем вовлечься в процесс транспортировки, они испытывают резкие вертикальные и горизонтальные смещения. Часто движение грунта происходит по поверхности льда, растительного покрова или даже по воздуху (при взрывах бугров), что обеспечивает меньшую степень обработки обломков горных пород. В связи с тем что русло речного потока разбивается на ряд мелких рукавов (рис. 43), энергии его не хватает для транспортировки крупных глыб, поэтому они или остаются на месте, или медленно передвигаются в различных направлениях в зависимости от того, какие силы на них воздействуют. В частности, при вовлечении подстилающих грунтов в процессы термокаста и пучения движение отдельных обломков может осуществляться даже вверх по длине, что в других условиях бывает крайне редко.

Вытаивание льдов сопровождается формированием суффозионных и термоэрозионных элементов рельефа — воронок, ниш, канав, промоин и оврагов (фото 13). Наиболее активно эти процессы протекают весной — в период бурного таяния снега и льда. Так, например, в долине р. Тибельти за две недели мая 1973 г. образовался овраг длиной более 100 м и глубиной 1,5 м. Он возник из-за того, что наледь полностью закупорила 2,5-метровое отверстие мостового

перехода. Талые воды вынуждены были искать обходные пути вдоль ледяного массива, при этом они проникли под слой сезонно-мерзлых песчаных отложений, вызвали его термоэрозивную осадку и разрушение.

Анализ картографических материалов и полевые наблюдения позволяют выявить ряд характерных черт морфологии наледных долин с постоянно действующими источниками. Обычно вблизи выходов подземных вод отмечается довольно существенный перегиб продольного профиля русла реки, фиксируемый перекатами или даже порогами. В центральных частях наледного ложа профиль обычно выполаживается, но в 0,5—1 км вниз от средней многолетней границы наледного льда вновь круто падает. На участках развития многолетних наледей днище долины имеет минимальные уклоны.

Поперечный профиль наледных участков долин зависит от мощности образующихся в них наледей. При средней толщине льда 1—3 м он обычно вогнутый, при больших значениях, обеспечивающих существование перелетков, — вогнуто-выпуклый. И в том и в другом случае днище долины расширено и, как правило, имеет плоскую субгоризонтальную поверхность.

В свое время Д. М. Колосов [1938] отмечал, что количество наносов, поступающих на наледные участки речных долин, превышает количество твердого материала, выносимого за их пределы. Это обусловлено ступенчатостью продольного профиля русла наледных рек, так как усиленная аккумуляция на наледном участке неизбежно приводит к повышению днища долины. Однако развитие долины по такой схеме не может быть бесконечным, так как на определенном этапе мощность «наледного аллювия» станет настолько большой, что вызовет подпруживание речного потока и полное затухание глубинной эрозии. В природе подобного явления не наблюдается.

Анализ имеющихся материалов показывает, что развитие наледных участков идет по другой схеме. Действительно, если учесть особенности геоморфологических процессов, протекающих вблизи постоянно действующих источников подземных вод, станет очевидным большое значение пучения, термокарста, суффозии и других явлений в углублении верхних участков наледных полей. В зоне выхода подземных вод происходит резкое ослабление структурных связей покровных отложений, их промывание и последующее перемещение вниз по течению реки. Отрицательные формы рельефа, которые при этом образуются, лишь частично нивелируются поступающими с верховьев наносами, поскольку последние чаще всего отлагаются на поверхности наледи и затем переносятся вниз по долине тальми наледными водами. Перепаду высот у верхней кромки наледного поля способствует также и расширение наледного ложа в результате интенсивного выветривания и повышенной эрозии, так как количество приносимого твердого материала на единицу площади здесь в среднем меньше, чем в суженных участках долины за пределами зоны наледообразования.

Уменьшение мощности аллювия и особенно вскрытие коренных пород неизбежно приводят к смещению наледообразующего источни-

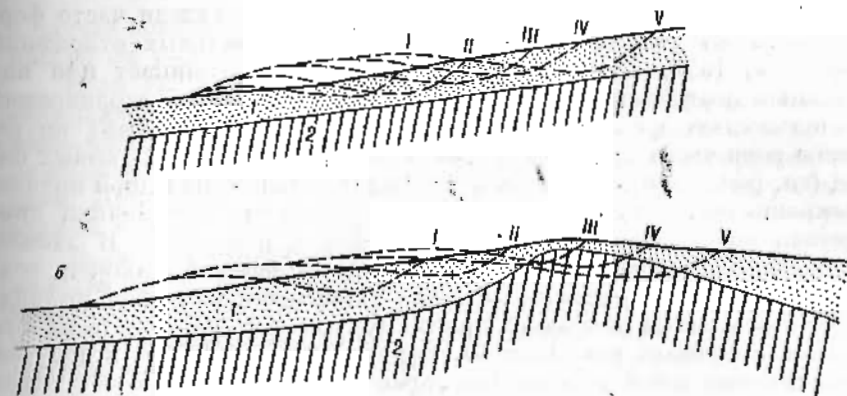


Рис. 44. Схема развития наледного участка долины.
а — при однородной глубине залегания скальных горных пород; б — при наличии порога в русле реки. I—V — стадии развития продольного профиля наледной поляны, 1 — рыхлые водоносные отложения; 2 — коренные горные породы.

ка, а следовательно, и к резкому расширению зоны активизированных процессов термокарста, пучения, криогенного снолзания, суффозии, эрозии и др. В конечном итоге они вызывают переработку днища долины на новом участке. При этом направление развития наледного ложа находится в тесной зависимости от того, что представляет собой относительный водоупор — скальные горные породы или рыхлые до промерзания толщи вечной мерзлоты.

При наличии водоупора в виде скальных горных пород перемещение наледообразующего источника происходит в основном вверх по течению реки, так как сечение подруслового потока сужается в том же направлении (рис. 44, а). При этом источник движется не по прямой, а по системе ломаных линий, «блуждающих» от одного борта долины к другому, что приводит к «выеданию» покровных отложений по всему днищу и к его расширению. Подобный процесс продолжается до тех пор, пока не изменятся условия разгрузки подземных вод.

Возможно несколько вариантов перемещения наледного поля. Если долина с выдержанным по мощности однородным аллювием заложена по линейной зоне тектонического разлома, то движение наледи прекращается тогда, когда пьезометрический уровень подземных вод понизится до глубины залегания коренных горных пород под руслом реки. При пересечении долины разломом, выводящим глубинные воды, миграция источника затухает вблизи его верхнего бокового контакта. В данном случае в связи с увеличением толщи рыхлых отложений в нижних частях наледной поляны возможны смещение зоны разгрузки подземных вод и возникновение наледи у ее нижней окраины. Дальнейшее развитие долины здесь пойдет по описанной схеме, т. е. второй цикл морфолитогенеза наложится на первый, третий — на второй и т. д.

Исследованиями установлено, что ключевые наледы часто формируются на участках сужения толщи аллювиальных отложений [Орбанов, 1957; Катасонов, 1964]. Последнее возникает или под влиянием неотектонических движений, или в связи с экзарационной деятельностью древних ледников. Смещение наледей вверх по течению реки часто приводит к срезанию порога коренных горных пород (см. рис. 44, б). При этом восходящее развитие наледной поляны прекращается, если толщина «наледного аллювия» в состоянии пропустить подрусловой поток, движущийся с верховьев. В данном случае наледь постепенно уменьшается в размерах и, наконец, совсем исчезает. На месте ее остается реликтовая наледная поляна. Подобные участки нам неоднократно приходилось наблюдать на юге Якутии в долинах рек Олонго, Верх. Бернактит, Керак и др. Они представляют собой плоские расширенные днища долин с остатками речных террас, заросших редкостойным лиственничником или низкорослыми кустарниками. В пределах их можно встретить сортированные грунты, залежи клиновидно-жилых льдов и массивы погребенных наледей. Местами реликтовые наледные поляны чередуются с современными участками наледообразования.

При наличии водоупора в виде толщи многолетнемерзлых горных пород направление смещения наледных полян подчиняется случайным явлениям. Все зависит от того, в каком направлении будет осуществляться перемещение водовыводящего талика. Если деградация вечной мерзлоты начинается с нижнего блока многолетнемерзлых толщ, то развитие наледной долины будет нисходящим. Если же протекает верхний блок — наледообразующий источник переместится вверх по долине. Таким образом, на участках постоянной разгрузки подмерзлотных вод возможно смещение наледного поля как вверх, так и вниз по долине.

Размеры и период существования наледей грунтовых вод намного меньше ледяных полей, сформировавшихся у постоянно действующих источников, поэтому общее их воздействие на рельеф земной поверхности проявляется с меньшим эффектом. Однако схемы развития наледных участков в сущности остаются теми же. На горных склонах образование наледей происходит в основном в небольших водосборных ложбинах. Толчком для выхода подземных вод могут быть случайные явления — пожар, вывал леса, снежные надувы, солифлюкционно-селевые потоки, горные обвалы, подрезание склонов при проведении шоссейных и железных дорог и др. Независимо от того, подстилаются наледные участки коренными горными породами или толщей вечной мерзлоты, ежегодное формирование наледного льда приводит к постепенному отмиранию растительного покрова, образованию мелкобугристого микрорельефа и общему оседанию поверхности. Ниже наледы появляется гидрофильная растительность, преимущественно мхи, в связи с чем здесь начинают накапливаться отложения торфа, включающие в себя прослойки и линзы мелкодисперсного материала, выносимого с наледного ложа. В отличие от крупных наледных полян здесь сравнительно редко встречаются массивы погребенного наледного льда, поскольку даже

в случае повторного его перекрытия минеральной или органической массой он успевает разрушиться к началу зимнего периода.

Если выход грунтовых вод осуществляется в лотках крупных солифлюкционно-селевых сплывов, депрессия рельефа под воздействием наледных процессов углубляется, превращаясь иногда в типичные овраги, днища которых сложены коренными горными породами. Примером подобного явления может служить овраг, обследованный нами на левом склоне долины р. Иенгры в 30 км от ее устья.

В днищах относительно небольших рек и ручьев формирование наледей часто связано с промерзанием подруслового надмерзлотного потока. В этом случае развитие наледы уже в первое лето приводит к существенному нарушению гидротермического режима подстилающих горных пород, что обеспечивает постепенное «саморазвитие» наледных процессов. Иллюстрацией этого явления могут служить материалы, полученные нами в ходе систематического обследования наледного участка в логе руч. Северного, прорезающего вторую надпойменную террасу р. Чульмана у одноименного поселка (Южная Якутия). Лог ручья протягивается с юга на север, имеет длину около 350 м и перепад высот около 15 м. В 1948 г. он был покрыт ненарушенным редкостойным лиственничным лесом с кустарниковым ярусом из березки Миддендорфа. С поверхности залегал слой торфяно-мохового покрова мощностью 0,5—0,8 м, который подстилался песчано-галечниковыми многолетнемерзлыми отложениями с температурой у подошвы слоя с годовыми колебаниями около 2,5°C. Активизация наледных процессов здесь началась после того, как вблизи устья лога проложили проселочную дорогу, преградившую путь движению надмерзлотных вод. Формирование наледы ежегодно сопровождалось образованием бугров пучения и общей деформацией земной поверхности. В результате этого растительный покров постепенно разрушился, а зона разгрузки наледообразующих вод сместилась вверх по течению ручья. В 1959 г. нами была проведена инструментальная съемка наледного участка. Оказалось, что за 10 лет зона активного наледообразования сдвинулась почти на 150 м, при этом ниже наледы поверхность лога почти полностью оголилась. Здесь остались только отдельные изолированные останцы торфяно-галечниковых грунтов высотой 1,0—1,2 м и диаметром 4—5 м.

Наблюдения показали, что за последующие семь лет участок наледообразования передвинулся вверх по течению ручья еще на 200 м, причем центральная часть лога в результате термокарстовых и эрозионных процессов местами опустилась на 1,5—2,0 м (рис. 45).

Сходные явления были зафиксированы в 1960 г. при обследовании наледей Амуро-Якутской магистрали — 30 лет спустя после исследований В. Г. Петрова [1930]. В ряде речных долин, пересекаемых автомобильной дорогой, было отмечено полное исчезновение древесной растительности, обнажение поверхности грунтов и увеличение зоны наледообразования на 200—300 м. Местами в эту зону попали хозяйственные постройки и дома, ранее стоявшие на значительном удалении от участка формирования наледы. Они резко деформировались.

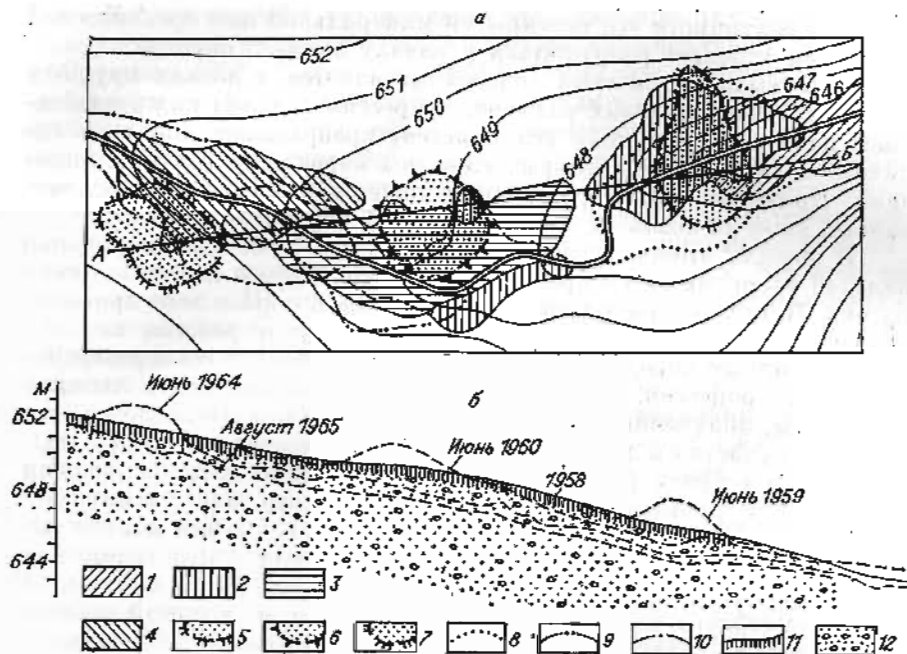


Рис. 45. Развитие наледей и мерзлотно-геоморфологических процессов в логе руч. Северного (Южная Якутия).

а — план; б — разрез лога по линии А — В. Максимальная площадь развития наледей: 1 — 1958 г.; 2 — 1959 г.; 3 — 1960 г.; 4 — 1964 г. Бугры течения, сформировавшиеся зимой: 5 — 1958/59 г.; 6 — 1959/60 г.; 7 — 1963/64 г. Границы термокарстовых просадок: 8 — 1959 г.; 9 — 1960 г.; 10 — 1965 г. 11 — ледяной торф; 12 — песчано-галечниковые многолетнемерзлые отложения второй террасы долины р. Чульман. Исходный рельеф и положение русла ручья показаны по состоянию на 1958 г. Штриховыми линиями обозначено положение поверхности земли в период обследования.

Характерными чертами ледяного покрова в пределах развития речных наледей являются смерзание льда с толщей аллювиальных отложений и наличие в нем грунтовых прослоев, повышающих его прочность. Эти особенности — главные факторы преобразования морфологии наледных долин. Сущность процессов на реках с весенним ледоходом сводится к следующему. С наступлением весеннего периода талые снеговые воды разливаются по поверхности наледного льда и выходят на пойму. Высота их стояния выше мощности наледного льда, которая местами, например на реках Олекма, Нюкжа и Хани, достигает 6 м. Всплывающие ледяные глыбы, включающие в себя большое количество валунов и гальки, при движении сдирают аллювиальные отложения, обеспечивая перемещение перекатов и деформацию береговых склонов. При движении льда по поверхности залесенных или задернованных участков поймы и низких речных террас уничтожается растительный покров, тем самым создаются условия для протаивания многолетнемерзлых грунтов. Вытаивание подземного льда в дальнейшем приводит к

понижению дневной поверхности, широкому развитию оврагообразования, сплывам грунта и общему расширению наледного участка долины. Все это обеспечивает интенсивное меандрирование русла и активизацию переотложения осадков.

На реках, где весеннего ледохода не бывает, обработка берегов реки происходит несколько иначе. Здесь мощная толща наледного льда выступает в роли бронирующего покрова, предохраняющего русловые отложения от воздействия паводковых вод. В связи с тем что малые реки к весне полностью перемерзают, в русле их на протяжении длительного времени (до июня, июля, а иногда и до августа) аллювиальные отложения не транспортируются, тем самым роль половодья в разработке русла исключается. На подобных участках деятельность снеговых и талых наледных вод концентрируется только на пойме. Водные потоки, прорезая относительно небольшой слой наледного льда на берегах, интенсивно эродировывают пойменные отложения и подрезают речные террасы. Влекомые осадки часто отлагаются на поверхности льда (фото 14), причем далеко за пределами формирования наледи. Весьма характерным является и тот факт, что уровни летних наводков не достигают высоты подъема весенних вод, в результате чего формируются четко выраженные ступени, отделяющие наледную пойму от руслового потока. Наледная пойма подобного типа представляет собой слабонаклонную плоскую поверхность, покрытую разнотравьем или низкорослыми кустарниками, ограниченную резким уступом как с верхней, так и с нижней стороны. Иногда они располагаются по обоим берегам реки, простираясь на многие десятки километров. Часто можно видеть, как во время паводков с шумом обрушиваются примерзшие к берегам ледяные глыбы. При падении они сдирают дерновый слой с частью мерзлого грунта. В таких местах резко активизируется боковая эрозия, возникают промоины и овраги.

Таким образом, наледные участки речных долин находятся под активным воздействием криогенных и нивально-гляциальных процессов, совокупность которых приводит к образованию специфических форм рельефа и соответствующих им толщ рыхлых отложений. Эта парагенетическая связь дает основание сделать вывод о том, что в пределах наледных долин формируется особая наледная фация рыхлых отложений, отличающаяся от смежных геологических разрезов своим происхождением, составом, строением и фациальной изменчивостью. Изучение этих отложений — важная задача криолитологии.

Влияние наледей на развитие растительности

Специфические черты растительности наледных участков речных долин были отмечены еще на ранних этапах изучения наледных явлений. А. Ф. Миддендорф, Г. Г. Майдель, С. А. Подъяконов, А. В. Львов, М. И. Сумгин, В. Г. Петров указывали, что в зоне активного наледообразования происходит угнетение деревьев и кустарников. При большом периоде залегания льда растительный

покров изреживается и постепенно замещается так называемыми «каменишками». В 1937 г. Т. А. Работнов опубликовал материалы своих наблюдений за растительностью наледей на юге Якутии. Анализируя флористический состав растительности наледных полей, он впервые поставил вопрос о том, что является первичным в зоне современного наледообразования — лес или кустарник? При этом предполагалось, что обширные по площади заросли кустарников и кустарничков в долинах наледных рек могут быть реликтами позднеледниковой эпохи, сохранившимися благодаря продолжительному охлаждающему воздействию наледных массивов. Другая точка зрения: на месте наледей в недавнем прошлом существовал лес современного облика, который уничтожен в результате резкой активизации наледных процессов.

Дискуссионность рассматриваемой проблемы требовала специальных исследований, однако за прошедший почти полувековой период такие работы поставлены не были, хотя интерес к растительности наледных участков речных долин проявился со стороны многих ученых [Шелудякова, 1961; Алексеев, 1974; Рыжкова, 1978; Днепровская, 1980].

Как известно, с наступлением холодов растения вступают в анабиотическую фазу развития. В этот период года фотосинтез прекращается, а внутриклеточные и межклеточные растворы под действием низких отрицательных температур переходят в лед. Хотя видимые признаки жизни организмов отсутствуют, их взаимодействие с окружающей средой продолжается. По особенностям этого взаимодействия среда обитания растений на наледных участках речных долин может быть разделена на три горизонта (яруса): 1) приземные слои атмосферного воздуха; 2) ледяной или снежно-ледяной покров; 3) слои почвы и подстилающей материнской горной породы. Состояние растительных организмов, их внутреннее строение и морфологические особенности во многом зависят от интенсивности и продолжительности механического, термического и радиационного воздействия в каждом ярусе, а также от совокупности процессов, протекающих при взаимодействии самих экологических горизонтов.

Сущность воздействия наледных явлений на растительность и среду их обитания сводится к следующему. Во время сильных морозов изливание наледообразующих вод и их соприкосновение с растениями вызывает эффект теплового удара, сопровождающийся деформациями эндодермальных слоев. Тепловое воздействие на живые организмы, попавшие в воду, обеспечивает частичное или полное оттаивание льда в сосудах, внутри клеток и между ними. Этот процесс сопровождается замачиванием растительных волокон и активной диффузией физиологических растворов. «Растепление» части стволов или стеблей растений вызывает термические напряжения вертикального и горизонтального направлений, которые разрешаются деформациями тканей. Последующее промерзание увлажненной биомассы, видимо, способно привести к серии необратимых явлений: разрыву клеток, пучению и расклиниванию волокон, расширению эндогенных трещин, отслаиванию луба, коры и т. д.

Характерно, что описанные явления в процессе нарастания льда перемещаются снизу вверх, при этом толщина зоны их развития превышает мощность облегающего слоя воды на высоту капиллярного поднятия. Нередко изливание наледообразующих вод происходит по контакту льда с вмержшими в него деревьями или кустарниками. В этом случае нижняя часть растений может полностью оттаивать и замачиваться на продолжительное время. Подобные водовыводящие каналы часто расширяются, но в дальнейшем частично или полностью промерзают, причем при кристаллизации воды в замкнутом объеме возникает гигантское давление на ледяные стенки и древесину. Фазовые переходы воды в таких полостях сопровождаются вымораживанием большого количества минеральных солей, которые вдавливаются в поры и трещины на поверхности растений. Аналогичный процесс наблюдается в том случае, если живой организм попадает в промерзающую водяную линзу, зажатую в толще наледного льда.

Наледи воздействуют на вмержшие растения и прямо, и косвенно:

- ограничивают или исключают механическое влияние ветра;
- предохраняют живые организмы от абразивной шлифовки и поломок во время снежных обвалов и метелей, а также при прохождении транспортных средств, селевых потоков и весенних паводков;

- уменьшают облучение солнечной радиацией;
- сокращают амплитуды температурных колебаний в биомассе и увеличивают средние значения зимних температур среды обитания в нижних экологических ярусах;

- частично или полностью предотвращают иссушение надземных частей растений и вымерзание корневой системы;

- предохраняют семена от выдувания (в аридных и малоснежных районах);

- увеличивают продолжительность периода анабиоза;
- уплотняют дернину, почвенный покров и подстилающие горные породы;

- вызывают механические повреждения и гибель растительных организмов в результате гравитационного давления, термического расширения и сжатия льда, а также приложения сил пучения и сдвига.

Особое значение в жизни отдельных растений имеет механическое воздействие льда. На первый взгляд кажется, что ледяные массивы, обладая большой массой, давят на растительный покров и вызывают его деформацию. В действительности это не совсем так: формирование слоев наледного льда происходит последовательно снизу вверх в результате относительно медленного разлива воды по поверхности почвы, при этом растения, включаясь в ледяную толщу, переходят как бы во взвешенное (плавающее) состояние. Большие давления на них воздействуют лишь в стадию кристаллизации жидкости, однако они быстро уравниваются упругими свойствами биомассы. Таким образом, вмержшие в лед живые организмы

не только не деформируются, но и предохраняются от механических повреждений. Однако это положение сохраняется лишь до тех пор, пока не начинают проявляться субвертикальные и горизонтальные движения льда, вызванные разными причинами.

Наледная толща в отличие от снежного покрова не обладает способностью уплотняться под действием собственной массы, а лишь локально проседает на участках воздушных полостей, возникающих после истечения внутриналедных вод или в результате конструктивного метаморфизма погребенных слоев снега. Осадка льда, как правило, сопровождается разрывами стволов, ветвей и стеблей вмерзших растений. Если оседающий ледяной покров плотно обволакивает стволы деревьев, происходит их частичное или полное оплывание. В дальнейшем на месте таких повреждений могут возникнуть глубокие шрамы.

Очень часто растения деформируются в результате пучения льда и подстилающего грунта. Эти процессы возникают в основном при промерзании замкнутых водоносных систем и отдельных линз воды. Наблюдается несколько типичных случаев криогенного разрыва растительного покрова. Промерзание линз воды и каналов стока, приподнятых над ложем наледи, сопровождается расщеплением ледяных слоев, при этом повреждаются надземные части растений. Летом на наледных полях часто можно видеть фрагменты зарослей кустарников или молодой поросли деревьев площадью в десятки квадратных метров, как бы подстриженных на одном высотном уровне. Такие растения в дальнейшем отрастают, но в связи с кущением кроны приобретают характерную уродливую форму.

В случае возникновения линз воды на границе наледи с подстилающим грунтом разрыв растений происходит у корневой шейки. Подобное явление почти всегда приводит к гибели надземной части растительного покрова. Летом такие участки легко обнаруживаются благодаря наличию на поверхности почвы стерни и усыхающей ветоши.

Третий, наиболее распространенный случай связан с развитием водных инъекций в приповерхностных слоях почв и грунтов под действием высоких гидродинамических и гидростатических давлений. Криогенный напор, обуславливающий миграцию подземных вод, расщепление минеральной массы, пучение грунта и разрыв корневых систем растений, часто сопровождается взрывом всей промерзающей системы. При этом нарушается целостность не только отдельных живых организмов, но и всего растительного покрова.

Описанные явления осложняются горизонтальными подвижками наледного льда, вызванными колебанием температуры воздуха. Известно, что любое твердое тело изменяет свой объем в зависимости от теплового состояния. Напряжение в ледяном слое σ , возникающее вследствие изменения температуры, зависит от коэффициента линейного расширения льда $\alpha = 5,5 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$, скорости повышения температуры v_t , продолжительности ее изменения τ и начальной температуры наледного льда $t_{н.л.}$. Расчеты показывают, что при $t_{н.л.} = -10^\circ\text{C}$, $\tau = 24 \text{ ч}$ и $v_t = 1^\circ\text{C/ч}$ напряжения в толще ледяного покро-

ва практически равны 0 [Дмитриев, Смышляев, 1975]. При $t_{н.л.} = -20^\circ\text{C}$ они составляют около 15 т/м^2 , а при $t_{н.л.} = -30^\circ\text{C}$ и тех же значениях τ и v_t , $\sigma = 120 \text{ т/м}^2$. Подобные силовые воздействия в природной обстановке вполне реальны: большие амплитуды колебания температур на участках наледообразования обеспечиваются не только суточными их изменениями, но и периодическим излиянием относительно теплых речных или подземных вод. Внешние эффекты температурных напряжений в ледяных массивах проявляются в формировании морозобойных трещин, которые разрывают вмерзшие в лед растительные организмы. В дальнейшем трещины обычно заполняются наледными водами, при этом происходит дополнительная нагрузка на ткани растений, вызванная процессами кристаллизации жидкости. На стволах отдельно стоящих деревьев термические напряжения во льду иногда вызывают образование концентрических вмятин.

Наибольшая нагрузка приходится на деревья и кустарники, растущие по периферии наледных полей. Здесь периодическое расширение и сжатие ледяной плиты приводит к колебательным движениям стволов, их смятию, разрушению коры и луба, а в отдельных случаях — к излому. Высокие напряжения в краевых частях наледей, видимо, являются основной причиной образования многочисленных шрамов на стволах деревьев, обрамляющих участки наледных долин.

Не менее ярко экологическая роль наледей проявляется и в весенне-летний период. Известно, что таяние наледей начинается задолго до перехода средних суточных температур воздуха через 0°C . Раньше всего разрушается лед вокруг стволов деревьев, кустарников и стеблей вмерзших растений, при этом формируются заполненные водой криоконические углубления (лунки). Форма и размеры лунок могут быть самыми разнообразными. Ранней весной они, как правило, асимметричны и неглубокие. По мере стаяния льда лунки расширяются и углубляются, постепенно опускаясь вниз до тех пор, пока не достигнут ложа наледи. В это время вода стекает под лед и растения обсыхают. При возвратах холодов, а также в ночные часы лунки периодически промерзают, при этом внутри них развивается гигантское давление, деформирующее растения. В процессе промерзания лунок возникающие напряжения периодически снимаются посредством пучения ледяной корки, которая при движениях вверх может увлекать за собой примерзшую кору или часть размокшей древесины (фото 15). Травянистые растения в таких случаях обычно обрываются.

Характерно, что в период замачивания древесины происходит канилярное поднятие воды, уровень которого в дальнейшем хорошо фиксируется пилообразными концентрическими полосами на стволах деревьев. Этот признак используется для определения мощности наледи, сформировавшейся в год наблюдения.

Важное значение для растений, вмерзших в лед, имеет также периодическое промерзание коры таяния мощностью до 0,8 м, состоящей из ледяной каши. Кора таяния образуется в результате теп-

лового и радиационного расслабления и частичного обтаивания кристаллов льда. Промерзая, она способна пучиться и производить большую механическую работу.

С момента перехода средних суточных температур воздуха через 0°C криогенные подвижки наледного льда прекращаются, однако начинают активизироваться гравитационные движения, вызванные подтаиванием и обрушением ледяных массивов. Особенно часто смещение льда происходит в период бурных весенних паводков. В это время наледи интенсивно разрушаются вследствие термомеханического воздействия водных потоков. Промерзшие к заросшим береговым склонам ледяные глыбы часто опрокидываются, увлекая включенные в них стволы деревьев, кустарников и стебли травянистых растений с корневой системой и почвенным покровом. Иногда давление паводковых вод достигает такой силы, что происходит горизонтальное смещение ледяных глыб, при этом надземные части растений отрываются и расщепляются. В ряде случаев интенсивное разрушение льда приводит к формированию поздневесенних или даже летних ледоходов, которые производят нехарактерную для этого времени абразионную обработку наледных участков долин.

В теплое время года ледяные массивы разрушаются не только с верхних и боковых поверхностей, но и снизу, чему способствуют многочисленные подледные потоки воды. Обрушающиеся своды ледяных туннелей и нависающие отдельные глыбы льда придавливают стебли травянистых растений и моховой покров, ломают стволы деревьев и кустарников, уплотняют дернину и подстилающие почвогрунты. Иногда опрокидывание неустойчиво лежащих ледяных массивов сопровождается задирами дернового слоя и разрывом корневищ. Нередко происходит обрушение не всей толщи льда, а только верхней ее части, залегающей над освободившейся от воды воздушной полостью. В этом случае вмерзшие растения подвергаются необратимым деформациям на определенном уровне от земной поверхности.

Наледи оказывают существенное влияние на вегетационное развитие отдельных видов растений и растительного покрова в целом. Если толщина наледного льда измеряется десятками сантиметров, ярко проявляется его положительная роль. Сущность этого заключается в следующем.

Весной при активной солнечной радиации под ледяным покровом мощностью 20—30 см наблюдается парниковый эффект, в результате которого значительно раньше, чем на соседних участках территории, оттаивает почва, повышаются ее температура и влажность. Это способствует продлению вегетационного периода и формированию более разнообразного спектра видового состава растений. Такие участки приурочены к перифериям мощных наледей в областях с суровыми климатическими условиями, а также в арктических и высокогорных районах, где отмечаются недостаток влаги весной и избыток солнечной радиации в теплое время года.

Фенологическое развитие растений зависит от толщины перекрывающего их ледяного покрова. Чем больше мощность наледного

льда, тем меньше времени остается живым организмам на осуществление своих жизненных функций, тем ярче проявляется тенденция борьбы за существование. Характерно, что в условиях Забайкалья и Прибайкалья при мощности льда 2,5—3,0 м вегетационный период сокращается на 1—1,5 мес. Тем не менее многие виды растений успевают адаптироваться к создавшимся условиям и успешно заканчивают свой цикл развития нормальным плодоношением. И все-таки большинство живых организмов выпадает из состава растительных ассоциаций наледных полей, а формирование многолетних наледей, как правило, приводит к полному исчезновению растительного покрова (фото 16).

Суровые условия произрастания растений в зоне активного наледообразования ярко сказываются на их приросте. Нами изучены годовые кольца лиственниц, попавших в зону наледообразования на севере Забайкалья и в центральной части Восточного Саяна. Оказалось, что прирост деревьев в наледные годы в 5—8 раз меньше, чем в безналедные. Данные по 250 спилам дают основание надеяться, что метод дендрохронологического анализа может быть успешно применен для изучения динамики наледных явлений в прошлом. Однако приемы использования этого метода еще нуждаются в совершенствовании и дополнительной разработке.

До сих пор мы говорили о влиянии на растительный покров наледей подземных и речных вод. Что касается наледей других генетических типов, то их воздействие несравненно меньше и проявляется оно не столь ярко. Исключения представляют лишь гололед и град, развитие которых часто приводит к массовой гибели растений, выпреванию семян и пр. Эта отрицательная роль продуктов последного намораживания воды известна хорошо [Заморский, 1955; Бучинский, 1960; Желев, 1966; Яковлев, 1966; Сулаквелидзе, 1967; Драневич, 1971] и не требует дополнительных пояснений.

Особенности почвенного покрова зоны активного наледообразования

Почвенный покров — зеркало ландшафта. Эта известная фраза свидетельствует о том, что все процессы, протекающие на границе атмосферы и литосферы, так или иначе отражаются на строении почв, их механическом и химическом составе, биологической активности, плодородии и пр. Почвоведы-полевики обычно достаточно тонко улавливают специфику условий почвообразования и учитывают ее при разработке схем классификации, бонитировке, оценке урожайности и общей продуктивности. Тем не менее особенности почвенного покрова зоны активного развития наледных процессов оказались практически не изученными. Во всяком случае, автору не удалось обнаружить ни одной специальной работы по данному вопросу. Не отражены они также и на разномасштабных почвенных картах.

Основываясь на материалах предыдущих разделов, можно уверенно говорить о том, что наледные явления и прямо, и косвенно

воздействуют на процессы формирования почв. Судя по разрезам, пройденным нами в различных районах юга Восточной Сибири, активность почвообразования так же, как и жизнедеятельность растений, находится в тесной зависимости от мощности и периода залегания наледного льда.

При прочих равных условиях, чем толще ледяной массив, тем короче период активных биохимических реакций и функционирования микробоценозов, тем примитивнее морфологическая структура и ниже биологическая продуктивность почв. Эта общая закономерность отражает постепенное усиление суровости условий почвообразования по мере повышения мощности льда и вместе с тем представляется формой проявления азональности почв и почвообразующих процессов.

В целом для почвенного покрова наледных участков речных долин характерны следующие черты:

- фрагментарность почвенных разностей, невыдержанность их по простиранию и по глубине;

- неоднородность механического состава, ярко выраженная изменчивость плотности, сложения и криотекстур;

- пространственно-временная неоднородность степени увлажнения и температурного режима;

- наличие погребенных горизонтов гумуса, дернины и перетолженной материнской породы;

- своеобразный геохимический режим, обусловленный выпадением наледных солей в процессе кристаллизации наледообразующих вод и разрушения льда;

- сравнительно низкая продуктивность.

Перечисленные особенности наиболее ярко проявляются на зрелых наледных полянах значительной протяженности, где мощность наледи превышает 0,8—1,0 м.

Ландшафтообразующая роль наледных явлений

Как следует из вышеизложенного, наледные процессы существенно влияют практически на все компоненты географической среды. В областях с суровыми климатическими условиями они изменяют структуру и общую схему развития природных комплексов. Хорошо выраженные наледные поляны представляют собой своеобразный тип перигляциальных ландшафтов, состоящих из серии фаций, находящихся в соответствии со средней многолетней мощностью наледного льда. Динамика наледных процессов может приводить к деструктивному (нисходящему) их развитию, т. е. угнетению, постепенному замещению более низкоорганизованными геосистемами, или, наоборот, к прогрессивному (восходящему) эволюционному преобразованию. Последнее происходит в том случае, если по каким-либо причинам сокращается толщина ледяного массива. В зависимости от широты и абсолютной высоты местности серии однотипных ландшафтных фаций могут существенно отли-

чаться друг от друга, однако они всегда отражают соответствующий этап восходящего или нисходящего развития наледной поляны. Не исключено, что в процессе эволюции геосистемы многократно приближаются к своему коренному состоянию, но не повторяют его в изначальном виде.

Изучение динамики наледных ландшафтов, их структуры, свойств и распространения — большая самостоятельная задача. К сожалению, несмотря на обилие литературы о природе Сибири и Дальнего Востока, на сегодняшний день мы имеем лишь две небольшие работы [Афанасенко и др., 1975; Климовский, Шап, 1976], в которых в первом приближении раскрывается существо рассматриваемого вопроса. Между тем значение наледей в трансформации ландшафтных комплексов становится все более очевидным, и это подтверждается специальными аэрофотосъемочными и наземными работами. Так, по данным «Каталога наледей зоны БАМ» [1980—1982], на севере Забайкалья наледные ландшафты занимают до 2% площади, причем располагаются они в пределах наиболее вероятных участков хозяйственного освоения территории. Это обстоятельство определяет необходимость постановки долгосрочных режимных наблюдений, направленных на изучение закономерностей формирования рассматриваемых типов местности, разработку методики их учета и прогноза развития.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И ПРОГНОЗ НАЛЕДНОЙ ОПАСНОСТИ

Опыт показывает, что всякое целенаправленное воздействие на природу эффективно в том случае, если имеет под собой научное обоснование. При этом важно учесть закономерности развития генетически однородных и взаимосвязанных процессов и явлений с тем, чтобы, воздействуя на один объект, предвидеть (или предотвратить) реакцию другого. Поскольку «природные воды Земли — едины» (выражение В. И. Вернадского), физическая сущность гидро-термических процессов, происходящих в разных ее сферах, одинакова. Это значит, что в познании рассматриваемых объектов действительности могут быть применены одни и те же методы исследований, а также приемы прогнозирования, предупреждения и направленного регулирования. Подобное заключение имеет непосредственное отношение к поставленным вопросам, так как позволяет рассмотреть их с единых физико-географических позиций.

НАЛЕДИ КАК ОПАСНОЕ ЯВЛЕНИЕ ПРИРОДЫ

Наледи и наледные процессы представляют собой опасные явления природы, существенно осложняющие, а иногда и полностью исключаящие эксплуатацию инженерных сооружений, транспортных систем и хозяйственную деятельность человека в целом. Отрицательное воздействие наледей определяется: а) неожиданным затоплением территории или осаждением переохлажденной влаги в холодный период года; б) кристаллизацией наледообразующих вод и возникающим при этом статическим и термодинамическим давлением льда; в) формированием ледяных преград, повышением скользкости дорог, тротуаров, наземных покрытий; г) развитием сопутствующих опасных процессов — криогенного пучения, морозобойного растрескивания, десквамации (шелушения строительных материалов), диспергации, термокарста, солифлюкции и др. Вредное влияние наледных процессов проявляется в обледенении подземных сооружений и коммуникаций (шахт, штолен, туннелей, водопропускных и капализационных колодцев), автомобильных и железных дорог, улиц, площадей, элементов промышленных и бытовых зданий, проводов, мачт, речных, морских и воздушных судов, береговых

гидротехнических сооружений, движущихся наземных агрегатов и машин (автомобилей, скреперов, экскаваторов, вездеходов).

Отрицательные эффекты при развитии наледных процессов разнообразны. Внедрение воды в охлажденные полости горных пород и выемки приводит к намерзанию льда на их полу и стенах. Это затрудняет или исключает движение подземного транспорта, сдерживает разработку полезных ископаемых, приводит к смерзанию руды, закупорке рудоспусков, приемных колодцев, водоотводных и вентиляционных каналов.

Формирование наледей на полотне автомобильных и железных дорог вызывает простои транспорта. Проезд по обледеневшим дорогам часто сопровождается авариями и резким ухудшением технического состояния движущихся агрегатов. Наледные процессы способствуют быстрому разрушению дорожных покрытий, оползанию и просадкам земляного полотна, пучению мостовых опор, дроблению бутового материала в ряжевых конструкциях, интенсивному выветриванию бетона и облицовочных материалов. Закупорка наледным льдом мостовых отверстий и водопропускных труб вызывает резкий подъем воды в период весеннего половодья, приводящий к размыву дорожного полотна и уничтожению мостов. На некоторых наледных реках в результате интенсивного механического разрушения льда формируется летний ледоход, который представляет серьезную угрозу малым дорожным сооружениям. Зимой термическое расширение наледного льда при повышении температур воздуха сдвигает в низовую сторону или выдергивает опоры мостовых переходов. Наледные бугры пучения часто искривляют полотно дорог, мосты, разрушают трубы и придорожные постройки. Прохождение автомобильного транспорта по наледным участкам дорог представляет большую сложность.

Известны случаи, когда взрывы наледных бугров пучения, сопровождавшиеся выбросом многотонных глыб льда, грунта и мощных потоков воды, в несколько секунд срезали автодорожные постройки, приводили к гибели людей и животных. Так, В. Г. Петров [1930] в марте 1928 г. наблюдал на р. Олон в Амурской области взрыв наледного бугра пучения, во время которого были выброшены глыбы льда с грунтом длиной до 19 м, шириной 5 м, толщиной 2 м и массой до 200 т. Вырвавшаяся вода разлилась широкой полосой на расстоянии 5 км. В 1936 г. И. И. Пузанов [Карпов, Пузанов, 1970] на р. Джилинде видел взрыв, после которого выброшенные глыбы льда массой до 50 т были унесены мощным потоком воды на несколько километров. В. Ф. Дерпгольд [1971] описал взрыв речной наледи на р. Зее, во время которого погиб караван лошадей вместе с сопровождающими его людьми.

Образование наледей на постоянных аэродромах и временных взлетно-посадочных полосах затрудняет использование авиационной техники, так как взлет и посадка летательных аппаратов при бугристом рельефе аэродромных покрытий сопряжены с большой опасностью. Обледенение улиц и площадей при намерзании талых снеговых вод приводит к авариям, травмированию пешеходов, а иногда и к трагическим последствиям.

Наледи на элементах промышленных и бытовых сооружений (на крышах и стенах домов, у водосточных труб, у вентиляционных отверстий) выступают в основном в качестве фактора, ускоряющего разрушение перекрытий, облицовки, фундаментов и водотермических отмоетков, красочных покрытий, шпаклевки, лепных украшений и пр. Сущность вредного воздействия наледных процессов в данном случае сводится к периодическому намерзанию льда в трещинах и швах сооружений, которое сопровождается расклиниванием материала и нарушением гидроизоляции. Формирование наледей на окнах ухудшает освещение внутренних частей зданий, увеличивает сырость в помещениях, сокращает срок службы оконных переплетов и подоконников. Наледи, образующиеся у фронтонов зданий (ледяные сталактиты), угрожают жизни и здоровью людей.

Намерзание поверхностных вод на корпусе судов осложняет ходовые их качества, устойчивость и функционирование корабельных механизмов. Большие массы льда, возникающие при брызговом и волновом наледообразовании, часто приводят к опрокидыванию судов и гибели экипажей. Лед на пилонных надстройках создает для команды угрозу быть смытыми за борт. Береговые гидротехнические сооружения (причалы, эстакады, пирсы и пр.) часто разрушаются под статическим давлением наледного льда. Кроме того, отрицательно сказывается расклинивающее воздействие намерзающей воды.

Кристаллизация переохлажденных капель воды на поверхности летательных аппаратов (самолетов, дирижаблей, аэростатов, метеорологических приборов) резко осложняет их аэродинамические свойства, затрудняет полеты, приводит к вынужденным посадкам или даже к авариям.

Обледенение движущихся автомобилей, тракторов, скреперов, машин-амфибий, гидротехнических снарядов, драг и т. п. зависит от режима и времени их эксплуатации. Намерзание льда на деталях механизмов происходит в основном в начале зимы или весной в результате их периодического погружения в воду или при разбрызгивании замерзающих луж, мелководных водотоков и водоемов. Воздействие льда и замерзающей воды усложняет работу механизмов, в отдельных случаях приводит к их остановке.

Намораживание воды на проводах линий связи и электропередачи обуславливает их провисание, пласку, обрыв, или значительную потерю энергии. Иногда мощный гололед — причина массовых разрушений несущих опор и подстанций.

Наледи на оросительных системах закупоривают водопроводящие каналы, затрудняют зимне-весеннюю работу плузов, приводят к деформациям и разрушению гидротехнических узлов.

Притертая ледяная корка на полях вызывает выпревание семян растений, а гололедно-изморозевые явления — массовую поломку деревьев и кустарников. В ряде мест намораживание талых снеговых и атмосферных вод сокращает на 30—50% урожайность сельскохозяйственных культур или даже приводит к массовой гибели. В горах эти процессы вызывают зимнюю бескормицу и падеж домаш-

них и диких животных и птиц. Исключительно большой урон приносят градобития.

Анализ вредного воздействия наледных явлений позволяет уверенно говорить об особом типе опасности, вызываемой послойным намораживанием природных и бытовых вод. Предлагается следующая формулировка понятия. **Наледная опасность** — это угроза здоровью и жизни человека, его хозяйственной деятельности, функционированию инженерных сооружений, растительному и животному миру, возникающая в холодный период года в условиях отрицательных температур воздуха при излиянии (осаждении) и последующей кристаллизации жидкой или капельно-жидкой воды на твердом основании.

Изучение наледной опасности — важнейшая научно-практическая задача. Как показывает опыт, она может быть решена лишь с учетом общих законов развития географической среды и отдельных нивально-гляциальных комплексов. Основу исследований должны составлять три руководящих начала (принципа): 1) учет всех форм наледообразования, закономерностей их пространственно-временного развития и причинно-следственной связи с окружающей средой; 2) получение количественных характеристик наледных явлений на базе специальных полевых наблюдений; 3) прогноз возможной активизации наледных процессов в результате перераспределения тепла и влаги под влиянием антропогенного воздействия на природу.

Следует различать реальную и потенциальную наледную опасность. Реальная наледная опасность проявляется в текущий момент времени в связи с активизацией наледных процессов и расширением сферы их отрицательного воздействия. Потенциальная наледная опасность определяется возможностью намерзания жидкой или капельно-жидкой воды на какой-либо твердой поверхности. Границы распространения наледной опасности подвижны во времени и пространстве. Они зависят от гидротермических условий местности и могут быть установлены методом комплексного физико-географического анализа или посредством специальных инженерно-исследовательских работ. Основными критериями оценки наледной опасности являются: вероятность развития наледей; время, продолжительность и скорость намерзания воды и разрушения льда; местоположение, объем, площадь, мощность наледных образований и особенности их вредного влияния на функционирование инженерных сооружений, жизнедеятельность человека, растительный и животный мир.

Комплексная экономическая оценка вредного воздействия наледных явлений еще не проводилась, однако ориентировочные расчеты показывают, что на их предупреждение и ликвидацию отрицательных последствий ежегодно расходуются сотни миллионов рублей. В этой связи наледи сопоставимы с такими грозными явлениями природы, как селевые потоки и снежные лавины. Изложенное ставит рассматриваемый аспект гляциологии в один ряд с важнейшими народнохозяйственными проблемами.

ПРИНЦИПЫ ОРГАНИЗАЦИИ И ПРИЕМЫ БОРЬБЫ С НАЛЕДЯМИ

Защита от наледей и наледных процессов может быть оперативной, т. е. осуществляться быстро, по ходу хозяйственной деятельности и базироваться на принятии временных инженерных решений, или заблаговременной, основанной на материалах, полученных в процессе специальных изысканий и учтенных при составлении проектов освоения территории. И в том и в другом случае назначение противоналедных мероприятий должно проводиться квалифицированными специалистами с учетом генетического типа наледей, условий их развития и взаимодействия с инженерными сооружениями и окружающей природной средой.

При организации оперативной борьбы с наледями и наледными процессами в первую очередь необходимо: 1) определить тип наледных явлений и степень их опасности в текущий момент времени; 2) оценить возможности дальнейшего развития процессов и их отрицательное воздействие; 3) принять необходимое решение по предотвращению, ограждению или устранению наледной опасности; 4) мобилизовать имеющиеся технические средства и людей для реализации принятого решения.

Заблаговременная борьба с наледными явлениями должна предусматривать: 1) региональную и локальную (местную) оценку наледной опасности; 2) инженерно-геологические, гидрологические и мерзлотно-геологические полевые изыскания и исследования; 3) прогноз развития наледных процессов во времени и пространстве с учетом воздействия на природную среду антропогенных систем; 4) выбор и назначение противоналедных мероприятий с последующей корректировкой проектов хозяйственного освоения; 5) соблюдение технологии строительства и режима эксплуатации противоналедных устройств и ограждаемых сооружений.

Каждый из перечисленных этапов (видов) работ важен по своему содержанию и назначению. Выпадение одного из них разрушает всю систему заблаговременной борьбы с наледями и может привести к большим материальным издержкам.

Проектирование противоналедных мероприятий должно осуществляться на физико-географической основе по принципу ответственности предлагаемых средств защиты условиям и типам наледообразования. Каждой природной зоне соответствует определенный комплекс методов и способов борьбы с наледями, правильность назначения и эффективность использования которого контролируются практикой и специальной экспертизой. Необходимость постановки работ по защите хозяйственных объектов от вредного влияния наледей в том или ином районе может быть определена с помощью рис. 30 и 31.

Современные методы борьбы с наледными явлениями делятся на две группы: пассивные, направленные на ликвидацию вредного воздействия наледей и наледных процессов без устранения причин

их развития, и активные, обеспечивающие предотвращение или направленное регулирование намораживания воды и разрушения наледного льда.

К п а с с и в н ы м м е т о д а м противоналедной борьбы относятся:

1) устройство ограждений из земляных, ледяных и снежных валов и дамб, временных (сезонных) и постоянных заборов из досок, горбылей, шпал, шлакобетонных или бетонных плит, металлических щитов, сеток и других материалов;

2) сооружение резервных бассейнов и выемок для заполнения их льдом или наледной водой;

3) таяние наледного льда с использованием тепла солнечной радиации (зачернение поверхности наледи), газовых и нефтяных горелок, пара, горячего воздуха, подогретой воды речных потоков и водоемов, горячих и теплых сбросов вод промышленных предприятий;

4) разработка и уборка льда скалывающими орудиями, машинами и устройствами, гидромониторами, буровзрывным способом, вибрацией;

5) внесение химических веществ (солей натрия, кальция и других реагентов), вызывающих таяние льда при отрицательных температурах;

6) регулирование стока наледообразующих и талых наледных вод искусственными водопропускными и водоотводящими сооружениями;

7) усовершенствование конструкций инженерных сооружений с целью безвредного пропуска талых наледных вод и предотвращения отрицательного воздействия наледного льда (устройство свайных, эстакадных или ряжевых опор, фильтрующих оснований, увеличение отверстий мостовых переходов и труб, подъем насыпей и пр.);

8) перенос инженерных сооружений в безопасное место; объезд (обход) наледоопасных участков;

9) внесение на поверхность льда абразивных материалов — песка, гравия, шлака и др. (Метод применяется для борьбы со скользкостью на автомобильных дорогах, аэродромах, городских улицах.)

Группу а к т и в н ы х м е т о д о в борьбы с наледью составляют:

1) промораживание водоносных грунтов и водных потоков посредством временных и постоянных мерзлотных поясов, навесов, опускающихся ледовых затворов, автоматически действующих охлаждающих систем конструкции С. И. Гапеева и свай Лонга, вентиляционно-морозильных установок и парожидкостных холодильных машин, введением металлических теплопроводящих стержней и льдообразующих поверхностно-активных веществ; целевое назначение метода — полная консервация воды в зоне наледообразования или «перевод» наледи в безопасное для инженерных сооружений место;

Генетические типы наледей и методы борьбы с ними

Категория наледей	Причина наледообразования		Активные методы	Пассивные методы	
	Класс	Тип			
I. Наледи под- земных вод	II. Наледи по- верхностных вод	1	Естественная (гравитационная) разгрузка бассейнов подземных вод	Промораживание водоносных пород естественным или искусственным холодом, тепловая мелиорация грунтов, дренаж-каптаж, механическое переторжживание водных потоков, химическое воздействие	Устройство заграждений, зернистых выемок, таяние, работа и уборка наледного льда, регулирование стока наледных вод, усовершенствование конструкций или перенос инженерных сооружений, обход (обход) опасных участков
		2	Излияние воды в результате промерзания водоносных систем	Утепление грунтов, дренаж-каптаж, засоление горных пород	То же
		3	Принудительное антропогенное излияние воды (откачка из шурфов, шахт, буровых скважин, колодцев и пр.)	Каптаж источников, устройство утепленных водопроводов и сброс воды в безопасном месте, прекращение откачек и водозаборов	То же
		4	Излияние воды в результате увеличения водопритока из недр Земли и попусков из водохранилищ	Прекращение или регулирование водопритока, устройство заграждений реконструкция наледоопасной зоны	Устройство заграждений, регулирование стока наледообразующих вод, усовершенствование конструкций инженерных сооружений или их перенос, обход (объезд) опасных участков
		5	Излияние воды в результате промерзания водотоков и водоемов, внешние нагрузки на ледяной покров, закупорка русла внутриводным льдом и шугой	Углубление и спрямление русла, предупреждение промерзания путем утепления и аэрации массы воды, уборка снега, перемещение грузов и др.	То же
		6	Возвратно-поступательное движение воды при лунных приливах, ветровых нагонах и набегании волн	Устройство волнорезов, защитных дамб, пирсов и других ограждающих конструкций	Механическая уборка, таяние льда, перенос гидротехнических сооружений, объезд опасных участков
III. Наледи ат- мосферных вод		7	Оседание диспергированных водных масс	Регулирование разбрызгивающих устройств, возведение ветрозащитных стенок, нанесение гидрофобных покрытий, обогрев оснований	То же
		8	Периодическое погружение охлажденных твердых тел в жидкость	Обогрев оснований, нанесение гидрофобных покрытий, установка вибрационно-сбрасывающих устройств	Околка, таяние и растворение льда
		9	Таяние снега и льда при температурах, близких к 0°C, в условиях их сложной стратификации	Уборка снега и льда	Устройство заграждений, таяние и механическая уборка льда, внесение химических реагентов, посыпка абразивным материалом
		10	Сброс промышленных и бытовых вод	Устройство утепленных водопроводов, сброс воды в безопасном месте, прекращение сброса	Устройство льдосборных выемок и заграждений, таяние и механическая уборка льда
		11	Осаждение воды на поверхности земли или наземных предметов	Ограждение (укрытие) обледеневших поверхностей, покрытие гидрофобными материалами и антифризами, электрообогрев, утепление	Механическая уборка, термическое, вибрационное, термохимическое воздействие, изменение конструкций сооружений, обход (облет) наледоопасных зон, покрытие абразивными материалами
		12	Осаждение воды на поверхности твердых предметов в условиях свободной атмосферы	Покрывать гидрофобными материалами и антифризами, электрообогрев, введение льдосбрасывающих реагентов, вибрация	То же

2) тепловая мелиорация наледоопасного участка путем укладки теплоизоляционных материалов (торфа, опилок, пенопласта, естественного снега, гранулированного и аэрированного льда и др.), снятием почвенно-растительного покрова, орошением подогретой поверхностной водой или напуском относительно теплых подземных вод (из буровых скважин и шахтовых колодцев), обогревом горных пород и проточных вод электрическими кабелями, паровыми иглами, термическими веществами, подтоплением и затоплением наледоопасных зон, аэрированием водных потоков и источников; целевое назначение метода — исключить выход наледообразующих вод на дневную поверхность;

3) дренаж-каптаж, обеспечивающий безналедный пропуск (отвод) наледообразующих подземных и поверхностных вод в безопасное место; осуществляется посредством строительства каналов, колодцев, проходкой водопоглощающих буровых скважин, укладкой перфорированных труб и других водозаборных устройств, заменой глинистых грунтов хорошо фильтрующими породами и пр.;

4) перегораживание или стеснение водных потоков путем устройства водонепроницаемых экранов (укладка глинистых грунтов, пленок, металлических щитов и пр.) или введение сеток, подвижных щитов и пр.; назначение метода — «перевод» наледи в безопасное место;

5) внесение химических веществ, понижающих температуру замерзания воды на участках возможного наледообразования, с целью предотвращения процессов формирования льда при температурах, близких к 0°C ;

6) уборка снега и льда механическим способом (при борьбе с наледями талых вод);

7) устройство гидрофобных (несмачивающихся) покрытий на поверхности сооружений, подвергающихся брызговому оледенению.

Описание перечисленных методов и способов борьбы с наледями подробно изложено в специальных работах [Методические указания..., 1955, 1972; Чекотилло и др., 1960; Рекомендации..., 1962, 1974; Методические рекомендации..., 1973, 1975, 1978; Алексеев, Савко, 1975; Панов, 1976, Дементьев, 1983].

Выбор и назначение эффективных противоналедных мероприятий представляют собой сложную инженерную задачу, решение которой зависит от вида, размеров и режима эксплуатации ограждаемых объектов, генетических типов наледей, их местоположения, размеров, продолжительности формирования и динамических особенностей. Решающее значение в организации борьбы с наледными явлениями и в расчетах противоналедных сооружений имеет знание происхождения, режима, функционирования и свойств (температуры, химического состава и пр.) наледообразующих источников, а также особенностей их взаимодействия с имеющимися и будущими антропогенными системами. Все эти сведения могут быть получены в процессе специальной наледной съемки.

При назначении противоналедных мероприятий следует учитывать возможность появления наледей в тех местах, где они раньше

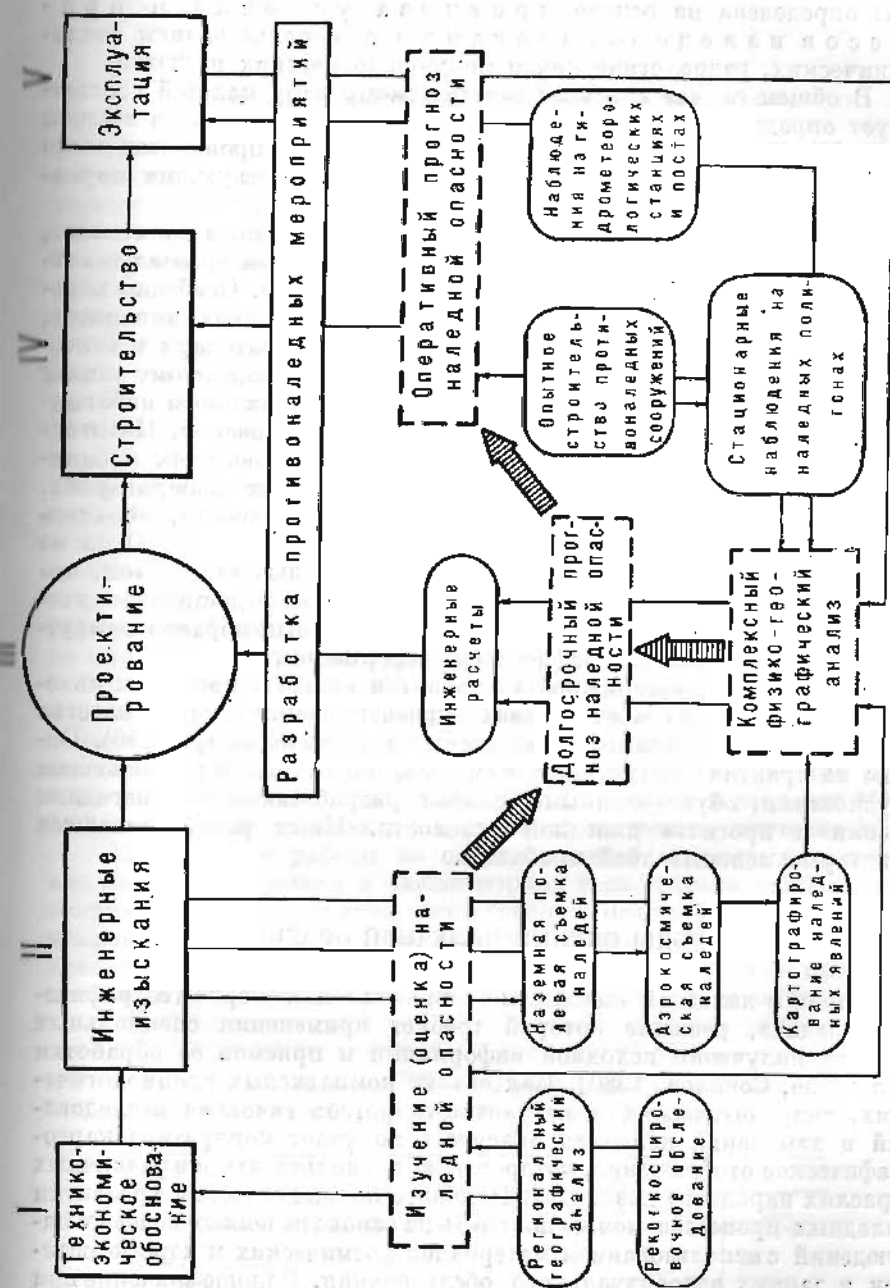


Рис. 46. Схема географического обеспечения противоналедной защиты народнохозяйственных объектов.
I—V — стадии освоения территории.

не появлялись или появлялись 1 раз в 15—30 лет и реже. Вероятность образования наледей в той или иной точке на местности может быть определена на основе прогноза условий и процессов в наледообразованиях с использованием теплотехнических, гидрологических и метеорологических расчетов.

В общем случае каждому генетическому типу наледей соответствует определенный набор активных и пассивных методов защиты (табл. 22). Назначение того или иного мероприятия проводится после технико-экономического обоснования на базе действующих нормативных технических документов.

Анализ современного состояния борьбы с наледями показывает, что на сегодняшний день имеется достаточно мощный арсенал технических средств и методов противоналедной защиты. Особенно хорошо организована борьба с обледенением летательных аппаратов, линий связи и электропередачи. Это достигнуто благодаря техническому совершенству антиобледенительных систем, надежному запасу прочности инженерных сооружений, а также специальным наблюдениям на опорных гололедных станциях (Дебальцевской, Пятигорской и др.), метеорологических и телевизионных вышках (Обнинской, Останкинской) и в летающих аэрологических лабораториях. Что касается других сфер хозяйственной деятельности, то здесь проблема борьбы с наледями еще далека от разрешения. Одна из основных причин подобного обстоятельства заключается в том, что в проектах хозяйственного освоения территории недостаточно учитывается наледная опасность. Это связано главным образом с отсутствием необходимой географической информации.

Сведения о закономерностях развития опасных наледных явлений необходимы на всех стадиях проектирования, строительства и эксплуатации объектов хозяйственного назначения (рис. 46). Однако на практике получение таких сведений сопряжено с большими трудностями, обусловленными слабой разработанностью методики оценки и прогноза наледной опасности. Ниже рассматриваются некоторые аспекты этой проблемы.

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ НАЛЕДНОЙ ОПАСНОСТИ

Оценка наледной опасности — сложная инженерно-географическая задача, решение которой требует применения специальных методов получения исходной информации и приемов ее обработки [Алексеев, Соколов, 1980]. Как объект комплексных гляциологических, гидрологических и мерзлотно-гидрогеологических исследований и изысканий наледная опасность получает конкретное картографическое отображение, которое может использоваться в различных отраслях народного хозяйства. Наиболее полные сведения о развитии наледных процессов можно получить на основе наземных полевых наблюдений с использованием материалов космических и аэрофотосъемок и данных аэровизуального обследования. Важное значение при этом приобретает физико-географический анализ территории. Целе-

ное назначение и содержание работ по географическому обеспечению противоналедной защиты удобно рассмотреть в соответствии со схемой (см. рис. 46).

Способы приближенной оценки наледной опасности

Приближенная оценка наледной опасности необходима на предварительных этапах обсуждения и проектирования народнохозяйственных мероприятий, когда требуется знание общих условий освоения и, в частности, особенностей развития наледных процессов. Эти сведения можно получить камерально посредством регионально-географического анализа или полевым методом — при аэровизуальном и авиадесантном обследовании территории.

Региональный географический анализ основан на использовании имеющейся географической информации о природе осваиваемого района из литературных источников, гидрометеорологических справочников, мелкомасштабных тематических, топографических карт и атласов. Знание общих закономерностей распространения наледей и их зависимости от комплекса природных факторов позволяет довольно уверенно предсказывать масштабы и формы развития наледных процессов как во времени, так и в пространстве и таким образом вносить соответствующие коррективы в проекты освоения территории. Применение этого метода требует определенной эрудиции и способности синтезировать сведения общего характера в выводы конкретного содержания.

Аэровизуальное и авиадесантное обследование проводится на участках большой протяженности. Как рекогносцировка оно может предшествовать наземной наледной съемке или дополнять ее. Аэровизуальные наблюдения обычно ведут с легкомоторных самолетов типа Як-12, Ан-2 и вертолетов Ми-2, Ми-8. Наиболее удобная и маневренная машина — вертолет Ми-2.

Авиационные работы по оценке наледей подземных и речных вод могут проводиться в любой период года, однако наиболее благоприятна вторая половина весны (после схода устойчивого снежного покрова), когда наледные явления фиксируются более четко. Обследование наледей на поверхности водоемов желательно проводить осенью, в начале ледостава (для фиксирования участков формирова-

Таблица 23

Среднеквадратические погрешности визуальных измерений площади наледей с различной высоты относительно наземных, %

Фаза	Высота полета, м				
	50	100	150	200	300
Максимального развития	9,1	3,2	8,5	14,0	22,5
Разрушения	16,7	7,1	13,3	19,9	27,3

Таблица 24

Погрешности визуального определения площади наледей заданного размера в различные время года, %

Площадь наледей, тыс. м ²	Месяц									
	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII
<10	-35	-13	-4	-3	-3	-3	±5	±36	—	—
10—100	-36	-15	-6	-4	-3	-3	±5	±26	±48	—
100—1000	-36	-20	-8	-4	-3	-3	±4	±11	±37	—
1000—10 000	-36	-22	-11	-4	-3	-3	±3	±5	±18	±49
>10 000	-35	-22	-12	-5	-3	-3	±2	±4	±18	±36

ния сокуев и набрызгов на берегах, а также наледей на береговом припае), и весной, когда талые воды промачивают снег и обеспечивают формирование снежно-наледного льда. При изучении динамики наледей этого типа аэронаблюдения проводятся периодически в течение всего зимнего сезона. При этом авиационные маршруты должны пересекать акваторию в определенных направлениях, а при необходимости прокладываться вдоль береговых линий.

Для фиксирования наледных явлений с летательных аппаратов необходимо знать признаки, по которым можно отличить наледи от сходных гляциологических объектов. Перед полетом следует разработать систему символов и условных обозначений для регистрации явлений, заготовить рабочие планшеты нужного масштаба или фотопланы. Для регистрации большого потока информации целесообразно использовать магнитофон с ларингофоном. Недостаток аэровизуального обследования территории — сравнительно невысокая точность наблюдений. Для оценки ошибок измерений и внесения соответствующих поправок рекомендуется использовать табл. 23 и 24, составленные В. В. Кравченко на основе опыта специальных авиационно-съемочных работ в Восточном Саяне.

При авиадесантных обследованиях наледей помимо съемки ледяного поля, бурения льда или других операций, направленных на определение морфометрических показателей наледей, необходимо проводить: опробование наледного и речного (озерного, морского) льда; измерение расхода, температуры наледобразующих вод; гидрохимическое исследование; фотографирование; определение средних многолетних и максимальных параметров ледяных массивов.

Совместные аэровизуальные и авиадесантные наблюдения позволяют получить большой объем данных за сравнительно короткий срок, поэтому они рекомендуются как **экспресс-метод** при оценке наледной опасности.

Наземная полевая съемка наледей

Наземная полевая съемка наледей представляет собой комплекс научно обоснованных мероприятий, направленных на изучение географического распространения, строения, свойств, режима наледных явлений и оценку их влияния на жизнедеятельность человека,

животного и растительного мира и устойчивость инженерных сооружений. Полевая съемка наледей осуществляется на соответствующей топографической основе с использованием современных средств транспорта, связи, техники безопасности и приборов для получения оперативной информации. Она может быть **линейной** (проводиться по какому-либо одному направлению, например вдоль трассы проектируемого нефтепровода) или **площадной** — охватывать значительные участки земной поверхности или акватории и представлять систему линейных наледных съемок.

Содержание и объем работ при наледной съемке зависят от масштаба исследований: чем крупнее масштаб, тем выше требования к исходной географической информации, тем точнее должны быть данные натурных измерений и расчетные характеристики. Комплексный подход к оценке наледной опасности требует участия в работах географов, гляциологов, гидрологов, мерзлотоведов, гидрогеологов, геоботаников. Наледная съемка может планироваться в виде самостоятельного исследования или сопутствовать проектно-исследовательским работам — мерзлотным, инженерно-геологическим, гидрометрическим и др. Она выполняется одновременно или через определенные интервалы — неделю, декаду, месяц. В последнем случае вскрываются динамические особенности наледных явлений и их взаимодействие с природной средой. Система ежегодных съемок позволяет оценить многолетнюю изменчивость наледных процессов.

При изучении наледной опасности следует учитывать генетические особенности наледообразования, поэтому дальнейшее описание работ выполним в соответствии с принадлежностью наледей к тем или иным классам.

Изучение наледей подземных вод проводится как зимой, так и летом. При этом решаются следующие задачи: 1) выявляются участки развития наледей, осуществляется их картографирование; 2) определяются размеры наледных тел; 3) исследуются структура и строение льда; 4) выясняются условия формирования и разрушения наледей.

Выявление участков наледообразования осуществляется вначале камеральным путем на основе тематических карт и аэрокосмических материалов. В определении местоположения наледей важное значение имеют индикационные признаки — комплекс характерных внешних черт ландшафта, указывающих на процессы наледообразования. Они могут быть прямыми и косвенными. Косвенно местоположение наледоопасных зон определяется их приуроченностью к характерным участкам местности. Наледи подземных вод, как правило, образуются:

— в долинах рек и межгорных впадинах у подножия речных террас, на контактах горных пород различного состава, по линиям тектонических разломов и сейсмических швов, ниже ригелей и морен, вблизи тектонических и ледниковых озер, у самоизливающихся скважин;

— в руслах горных ручьев, в мелководных озерах и лагунах, вблизи субаквальных источников подземных вод, поднимающихся

по узким таликовым каналам или выходящих в результате перемерзания водоносных систем;

— по берегам рек, озер, морей и на их ледяном припае при высачивании надмерзлотных (грунтовых) вод;

— на склонах гор и холмов в местах выклинивания вечной мерзлоты или толщи рыхлых водоносных отложений, у основания солифлюкционных и структурно-денудационных террас и сейсмогенных обвалов, в оползневых цирках;

— вблизи линейных инженерных сооружений, перегораживающих водоносные горизонты или обеспечивающих их глубокое промерзание.

Внешними признаками благоприятных мест намораживания подземных вод являются выраженные в рельефе тектонические разломы, каньоны, овраги, молодые слабо разработанные и висятые долины, бровки и основания структурных и аккумулятивных террас, ригели, сейсмотектонические структуры, цепочки бугров пучения (гидролакколитов), морфологически выраженные контакты горных пород различного состава.

Наиболее надежным косвенным признаком обнаружения наледей подземных вод является **наледная поляна**. Обычно это безлесная, относительно ровная поверхность, сложенная хорошо отмытыми гравийно-галечным материалом и сложенная системой ветвящихся протоков и специфических форм микро- и мезорельефа. Здесь можно встретить гряды и высыпки переотложенного материала, залегающие на свежей дернине; обрывки и останцы речных террас и «развалы» коренных горных пород; котлы выбивания падающими водными потоками; рвы проседания и ложбины удара обваливающихся масс льда; термокарстовые трещины и просадки; ниши и террасы в береговых обнажениях на уровне, превышающем высоту стояния высоких вод; бугры пучения и кратеры гидроэффузивов; земляные пирамиды; каменные мостовые; уплотненные льдом, ровные площадки, расположенные на разных уровнях и пр.

К числу **фитоиндикационных признаков** развития наледей подземных вод относятся:

1) наличие характерной растительности среди леса, представленной зарослями низкорослых кустарников и разнотравьем; в высокогорных условиях местоположения наледей часто фиксируется лужайками среди мохово-лишайниковой тундры; в засушливых районах в зоне наледеобразования развивается пушиная луговая растительность;

2) наличие на месте уничтоженного наледями леса остатков сухих отбеленных стволов лиственницы или других деревьев с чередующимися кольцами наипных лишайников рыжевато-коричневого цвета;

3) присутствие расщепленных или расплюснутых пней деревьев или стволов кустарников;

4) опшкренные частично или полностью стволы деревьев, характерные повреждения древесины;

5) порубки и спилы деревьев на высоте более 1 м, сделанные зимой со льда;

6) усохшие и усыхающие стволы лиственниц, елей, тополей и др., общая угнетенность, искривленность и массовая фаутиность взрослых деревьев;

7) массовые свежие и старые надломы и обломы веток и стволов деревьев или кустарников;

8) многоствольность и кушение верхней части подроста деревьев до высоты 1—2 м, обусловленные неоднократным обламыванием верхушек обрушивающимися глыбами льда;

9) отсутствие ветвей на стволах деревьев до уровня, определенного наледью (на высоте 1,5—3,0 м);

10) песок и ил на стволах деревьев и кустарников, в том числе между корой и под ней;

11) обрыв корневой системы и стеблей кустарников, кустарничков и трав в результате движения ледяных глыб при их подтаивании или в процессе формирования пластов инъекционного льда;

12) ярко выраженная задержка фенологического развития растений, обусловленная неравномерностью разрушения ледяного покрова в различных частях наледной поляны.

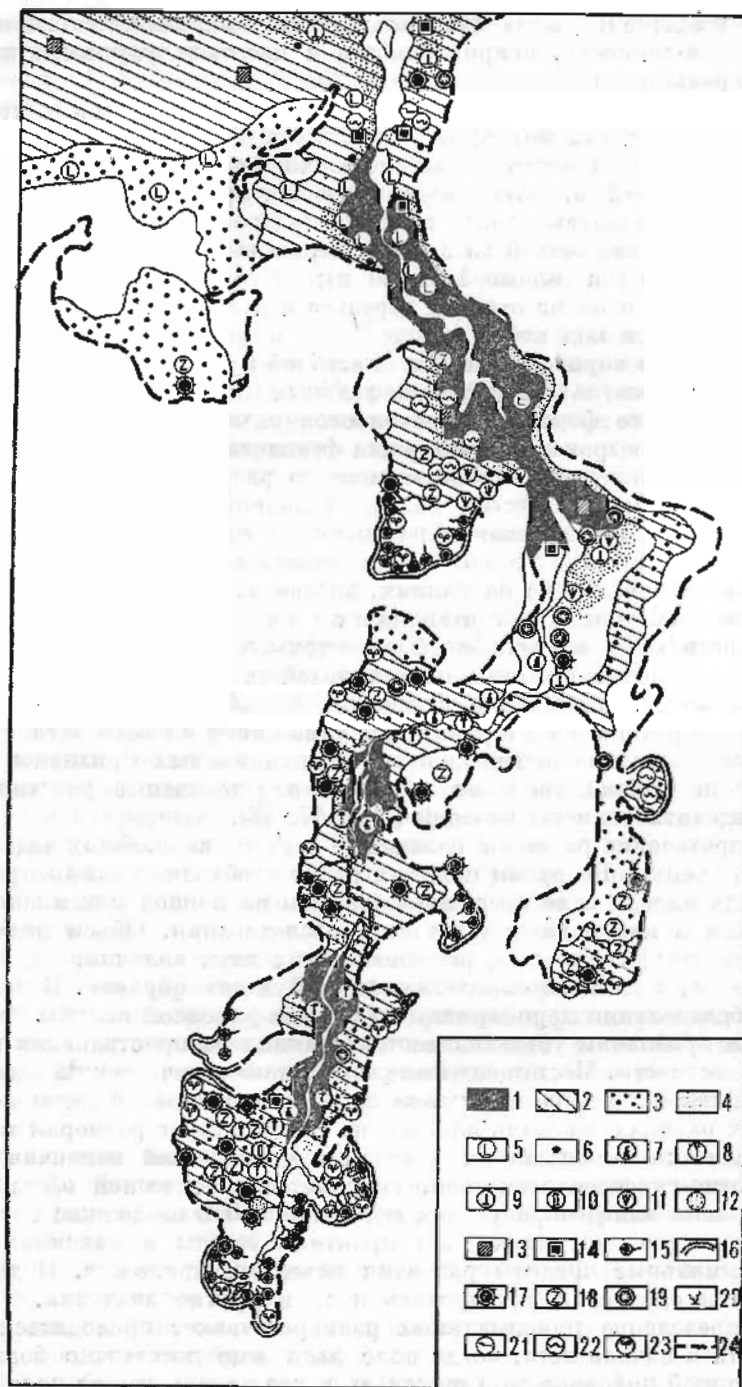
Характерным признаком развития наледей подземных вод являются **наледные колеи**, образующиеся при промерзании наледой воды и оседающие на камнях, деревьях, кустарниках, а также сезонные и постоянно действующие **стоки** и **ки**. Последние обычно маркируются влаголюбивой растительностью — зарослями лвы, чозении, тополя. Местами постоянно действующие источники подземных вод располагаются в хорошо разработанных **родниках** **высоких воронках** (цирках) или у массивов елового леса.

Использование перечисленных индикационных признаков позволяет не только уверенно находить наледеопасные участки, но и определять размеры наледей (рис. 47, 48).

Определение размеров наледей — одна из важнейших задач наледной съемки. Во время полевых работ необходимо зафиксировать площадь наледи и ее среднюю мощность на период максимального развития в конце зимы и на дату обследования. Объем ледяного массива представляет произведение этих двух величин.

Размеры наледей определяются следующим образом. В результате обследования периферийных участков наледной поляны по косвенным признакам устанавливается граница распространения наледи на местности. Местоположение ее «следов» отмечается на схематическом плане, а характеристика заносится в полевой дневник. Во многих районах площадь наледей не соответствует размерам наледных полян: она меньше их в связи с многолетней изменчивостью мерзлотно-гидрогеологической, гидрометеорологической обстановки и миграции наледеобразующих источников. Это не должно смущать исследователя, поскольку для практики важны и максимальные, и минимальные пределы развития наледных процессов. В данной ситуации следует зафиксировать и те и другие значения.

Определение максимальных размеров может проводиться весной или в начале лета, когда поле льда еще достаточно большое, и во второй половине лета и осенью, когда наледь стояла полностью или от нее остались лишь небольшие куски.



В первом случае для определения площади целесообразна теодолитная съемка с замкнутым (при большой ширине наледи) или линейным (при узком и вытянутом ледяном массиве) теодолитным ходом. При этом мощность наледи рассчитывается по данным бурения и замерам в трещинах с учетом стаявшей части льда.

Во втором случае в пределах наледного участка целесообразно разбить поперечники, число которых должно обеспечить надежное определение площади и средней мощности наледей. В случае простой плановой конфигурации наледи число поперечников назначается в зависимости от ее длины, но не более 5—7. При сложных очертаниях границ льда число поперечников увеличивается. При назначении их местоположения необходимо стремиться к тому, чтобы они проходили как через узкие, так и через широкие места наледной поляны, а также через ее ответвление. Нивелирование поверхности наледного ложа на поперечниках до высоты верхнего положения льда в конце зимы по косвенным признакам дает возможность найти поперечное сечение наледи, а следовательно, и среднюю толщину льда на каждом поперечнике.

Зимние маршруты съемки наледей желательно проводить раз в декаду, месяц или одновременно и ближе к весне, для того чтобы зафиксировать размеры, близкие к максимальным в конце холодного периода года. Спецификой зимних условий обусловлены некоторые особенности проведения работ. Так, для определения мощности наледей необходимо применять массовое бурение и шурфование, практично использовать зарубки на стволах вмороженных в лед деревьев, по которым толщина льда устанавливается летом при повторном обследовании. Есть и другие особенности, связанные с передвижением съемочной группы и работой в условиях низких температур воздуха [Алексеев, Соколов, 1980].

Изучение структуры и строения льда наледей важно для выяснения происхождения наледообразующих вод и динамики развития ледяного тела. Решение этого вопроса возможно на основе данных, полученных и в теплое, и в холодное время года. Задачи полевого изучения морфоструктуры и строения наледей сводятся к следую-

Рис. 47. Индикационные признаки наледных процессов в долине руч. Холодного (Чарская котловина).

1 — массивы наледного льда по состоянию на 20.VII 1978 г.; 2 — участки территории с отбеленными стволами деревьев; 3 — усохшие и усыхающие стволы деревьев, массовое отмирание ветвей в нижней части стволов (до уровня развития наледи), общая угнетенность и фаустность (поселение эпифитных лишайников); 4 — ярко выраженная задержка фенологического развития растений; 5 — порубки, спилы и другие механические повреждения деревьев и кустарников на высоте более 1 м; 6 — «наледные» лишайники на сухих стволах деревьев; 7 — свежие облом и надлом стволов деревьев и кустарников льдом; 8 — кущение и расщепление стволов деревьев и кустарников; 9 — обрыв корневой системы кустарников и стеллей травянистых растений; 10 — ошкуренные стволы деревьев; 11 — расщепленные и расщепляющиеся старые пни крупных деревьев; 12 — песок и ил на стволах деревьев и кустарников, в том числе между корой и под корой; 13 — «высыпки» наледных солей на поверхности наледной поляны; 14 — «высыпки» песка на поверхности льда и наледной поляны; 15 — постоянно действующие источники подземных вод (ропки); 16 — родниковые (суффозионные) воронки; 17 — бугры пучения с ледяным ядром; 18 — трещины пучения; 19 — термокарстовые воронки и провалы на месте бугров пучения и залежей инъекционных льдов; 20 — «спящий» лес; 21 — наледные микротеррасы на склонах долин и в русле ручья; 22 — западино-бугристый рельеф; 23 — заросли из по подножиям террас, склонов и вокруг постоянно действующих источников подземных вод; 24 — контур наледной долины.

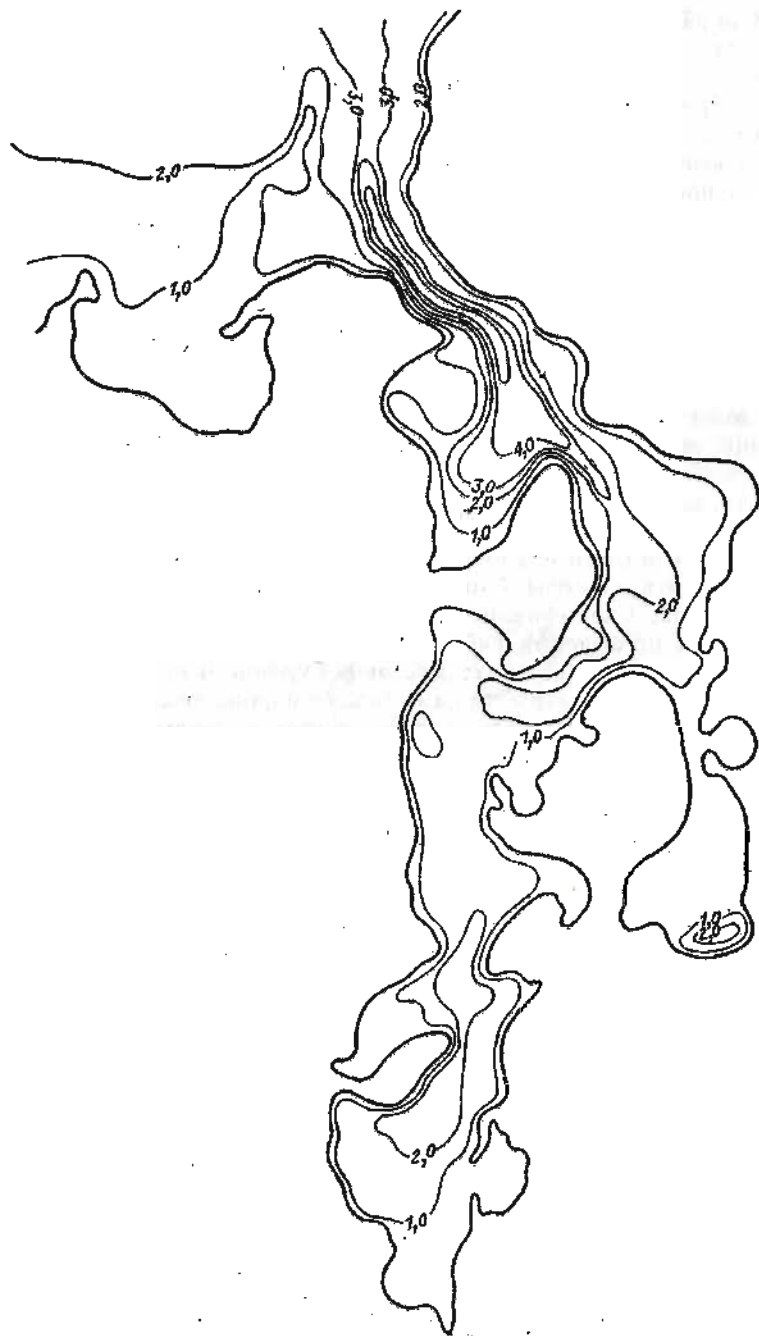


Рис. 48. Средняя многолетняя мощность наледи (в м) в долине руч. Холодного, восстановленная по индикационным признакам (см. рис. 47).

щему: 1) определению формы наледного массива — сбору материала для построения блок-диаграммы, морфологических карт в изолиниях мощности, совмещенных поперечных профилей и др.; 2) количественной оценке соотношения компонентов наледи (твердой воды, солей, газовых, органо-минеральных включений, снега, изморози и пр.); 3) выяснению взаимоотношения слоев льда различного генезиса, толщины, цвета, плотности, текстуры, структуры, химического состава.

Оценка условий формирования и разрушения наледей проводится на основе специальных гидрологических, микроклиматических, мерзлотно-гидрогеологических, геоморфологических и геоботанических наблюдений, описанных в соответствующих наставлениях, методических руководствах, а также в нашей работе [Там же]. Здесь следует отметить лишь особую важность мерзлотно-гидрогеологических исследований, направленных на выяснение происхождения, режима и свойств наледобразующих источников и специфики развития сезоннопротаивающих и многолетнемерзлых горных пород.

Изучение наледей поверхностных вод проводится по той же схеме, что и исследование наледей подземных вод. При планировании работ по оценке наледной опасности необходимо иметь в виду, что намерзание поверхностных вод происходит практически на всех малых и больших реках и водоемах, начиная с периода ледостава до первых подвижек льда, при этом очаги наледобразования часто смещаются в течение зимы и от года к году, а время выхода наледобразующих вод не подчиняется строгой закономерности. Исключения составляют лишь небольшие реки и ручьи, которые полностью промерзают к середине зимы, и накопление льда в пределах их русла в дальнейшем идет в результате намерзания подземных и талых снеговых вод.

Наиболее вероятными участками развития наледей поверхностных вод являются: перемерзающие перекаты; пороги и водопады; устья боковых притоков; ветвящиеся и мелководные русла рек; русла водотоков ниже полыней; зарегулированные участки рек (ниже плотин, шлюзов и пр.); русла рек, пересекаемые линейными инженерными сооружениями — мостами, трубопроводами и др.; берега долго незамерзающих водоемов — пресных и соленых; участки постоянных (становых) термических трещин в ледяном покрове крупных озер и морей; места складирования на льду грузов, штабелей леса и пр.; участки ледяного покрова со снежными надувами, лавинными отложениями и навалами льда.

Если изучение наледной опасности проводится во время активизации наледных процессов, обнаружить наледи на реке или в водоеме не представляет большой трудности: они хорошо выделяются благодаря темному цвету обнаженного льда и парению наледобразующей воды. Если же наледные процессы давно прекратились, найти наледный участок сложнее, так как он покрывается снегом. В этом случае могут использоваться косвенные индикационные признаки. К их числу относятся: 1) следы механического и термического воздействия льда на растительный покров; 2) каменные мостовые,

тянущиеся вдоль русел рек на уровне низкой и средней поймы; 3) микротерраски и ниши в береговых отложениях, сформировавшиеся в результате бронирования льдом аллювиальных отложений; 4) остатки льда слоистой или зернистой структуры, нависающие над водотоками и водоемами или лежащие на их берегах; 5) отсутствие или небольшая мощность снега на поверхности речного, озерного и морского льда по сравнению со смежными участками акватории; 6) бугры пучения и трещины в ледяном покрове.

Определение размеров наледей поверхностных вод возможно зимой и ранней весной. В теплое время года наледи быстро разрушаются, а признаки их существования уничтожаются. Наледная съемка на реках и водоемах имеет некоторые специфические особенности, связанные с условиями намерзания речной, озерной или морской воды на поверхности льда. Во-первых, при определении площади отдельной наледи следует иметь в виду, что выход наледообразующих вод может осуществляться одновременно по всей длине реки или площади акватории, в результате чего одиночные наледные поля сливаются друг с другом, образуя ленты длиной в десятки километров. В связи с этим выявление постоянных участков наледообразования возможно только при систематических съемках через определенный интервал времени.

Во-вторых, в прибрежных участках одновременно с поверхностными водами на льду могут намерзать и грунтовые воды, выходящие из береговых обнажений, а также шуга, сало, снежура, битый лед и пр. Этот процесс наиболее активно проявляется в начале зимы. Наледи грунтовых вод довольно легко отличить от прочего льда по своеобразному коричневатому или даже бурому оттенку, указывающему на большое количество железистых соединений и органических веществ в наледообразующих водах. Включения инородного льда хорошо видны в разрезе ледяных массивов (см. рис. 27). Во второй половине зимы наледи речных вод легко спутать с наледями, образующимися при намораживании воды подрусловых таликов или вод более глубоких горизонтов. Чтобы разобраться в происхождении того или иного ледяного массива, нужно убедиться, существует ли сток на отдельных перекатах и по всей длине реки, на какую глубину промерзли водоносные склоновые отложения, т. е. вскрыть хотя бы общую картину условий формирования минимального поверхностного и речного стока. С этой целью на реке целесообразно провести регулярные гидрометрические съемки, а в долине определить динамику сезонного протаивания грунтов и ее зависимость от характеристик снежного покрова.

В-третьих, при определении объема наледей следует исключить из расчетов запасы подстилающего кристаллического льда. Для этого необходимо иметь набор соответствующих данных, полученных при проходке шурфов и скважин. Определение средней мощности наледей на реках и водоемах представляет значительные трудности. Ввиду большой изменчивости процессов наледообразования сеть наблюдательных реек должна быть сгущена или расположена таким образом, чтобы погрешности измерений толщины наледного льда

были наименьшими. Этот вопрос решается на основе экспериментальных исследований в соответствии с типом наледных рек и водоемов [Алексеев, Соколов, 1980].

Исследование условий формирования наледей поверхностных вод важно для выяснения генезиса наледных явлений и закономерностей их развития во времени и в пространстве. При анализе условий наледообразования обычно опираются на данные наблюдений сети станций и постов гидрометеорологической службы. Однако даже система таких точек наблюдений далеко не всегда позволяет вскрыть причины развития наледей на реках и в водоемах, не говоря уже о поверхности почв и горных пород. Для успешного решения задачи необходимы специальные тематические полевые исследования, направленные на изучение и картографическое отображение элементов географической среды. Только система картограмм, составленных через определенные промежутки времени и на единой методической основе, может дать исходный материал для познания закономерностей развития наледной опасности.

Полевое изучение условий наледообразования необходимо начинать летом с детальных гидрометеорологической и топографической съемок. В дальнейшем следует провести режимные наблюдения в целях получения картограмм, отражающих на определенный момент времени: 1) глубину воды в реке или водоеме, скорости ее движения и температуру; 2) морфологические особенности русла, состав донных наносов и объем твердого стока (взвешенных частиц); 3) ледовые явления на замерзающих и незамерзающих участках (шуга, сало, донный и внутриводный лед, забереги и пр.); 4) мощность речного (озерного, морского) и наледного льда и воды на льду; 5) мощность, плотность и структуру снежного покрова на льду и прибрежных участках в пределах дна долины; 6) очаги питания водных потоков и зоны выхода воды на поверхность льда; 7) прочие явления, влияющие на процессы наледообразования (устройство дорог, прорубей, бурение скважин, попуски из водохранилищ, сброс промышленных и бытовых вод и пр.).

При изучении наледей талых снеговых вод необходимо дополнительно исследовать процессы промерзания грунтов, синоптическую обстановку и ход основных метеорологических элементов.

Изучение наледей атмосферных вод имеет ряд специфических особенностей, определяемых условиями осадения капельно-жидкой воды на поверхности твердых тел. Исследование наледных процессов в свободной атмосфере проводится специальными метеорологическими приборами, запускаемыми с Земли через определенные интервалы времени, или летающими лабораториями, оборудованными на самолетах и вертолетах. Наледная опасность в пределах морей и крупных озер изучается на больших и малых кораблях, а на суше — передвижными метеорологическими лабораториями, установленными на автомобильные шасси. Полевые наблюдения обычно ведутся оперативно по ходу развивающихся процессов, при этом фиксируются интенсивность обледенения, его связь с параметрами природной среды и отрицательное воздействие. Окончательная

оценка явления осуществляется, как правило, камерально на базе синоптических карт с использованием данных метеорологических станций. Методика наблюдений за процессами обледенения разработана достаточно хорошо и изложена в серии специальных наставлений и руководств.

Аэрокосмическая съемка наледей

Аэрокосмическая съемка наледей — надежный источник получения данных о закономерностях распространения, условиях формирования и динамике наледных явлений на обширных площадях. Достоинства аэрокосмических съемок (в том числе визуальных наблюдений) следующие: 1) практически одновременное фиксирование наледей, расположенных в различных природных районах и высотных зонах; 2) возможность получения многократного изображения одних и тех же объектов (ледяных массивов, сопутствующих образований) с целью выяснения особенностей их развития во времени и пространстве; 3) большой объем информации об условиях и факторах наледообразования, который можно получить с помощью ландшафтно-индикационных признаков.

Крупномасштабная фотосъемка позволяет определить местоположение и пути миграции наледообразующих источников или поверхностных вод, форму и размеры наледей, структуру поверхности льда и наледной поляны, интенсивность формирования или термоэрозийного разрушения массы льда, бугры течения, участки термоэрозийного воздействия наледей на берега и подстилающие горные породы, зоны активного наледообразования в прошлом, проходимость наледного участка долины, степень опасности для ближайших инженерных сооружений и пр. На снимках более мелкого масштаба объем информации существенно сокращается, поэтому этот вид материалов рекомендуется использовать в основном при изучении крупных наледей подземных вод. Большой опыт использования аэрофотосъемки наледей в целях их картографирования и составления кадастров накоплен сотрудниками аэрокосмической лаборатории Государственного гидрологического института (ГГИ) под руководством В. Ф. Усачева [Королев, Усачев, 1978; Алексеев, Соколов, 1980].

Космическая съемка наледей выполняется с искусственных спутников Земли и орбитальных кораблей типа «Союз», «Аполлон» и др. Фотографирование из космоса позволяет получить ценные сведения о положении границ наледоопасных зон, данные о размещении, размерах и стадиях развития ледяных полей, выходах наледообразующих вод, полыньях, некоторых характерных особенностях мерзлотно-гидрогеологической и ландшафтной ситуации. Хотя опыт применения космической съемки в изучении наледей пока еще невелик, перспективы использования метода весьма заманчивы, тем более что есть реальные возможности автоматизации процесса дешифрирования снимков и повышения их информативности на базе аналоговой и цифровой техники [Топчиев, 1980]. Трудности при

этом заключаются в том, чтобы найти надежные (устойчивые) признаки опознавания наледных явлений применительно к различным природным зонам и временам года, а также в повышении точности измерения количественных характеристик и определения генетической принадлежности наледей. В настоящее время выявлен ряд более или менее устойчивых признаков, с помощью которых можно получить информацию о наледной опасности по аэрокосмическим материалам.

Наледные поляны сравнительно легко дешифрируются на черно-белых аэрофотоснимках крупного и среднего масштаба. На снимках зимних залетов они выделяются в виде однородных белых или светло-серых пятен, «наизванных» на изгибающийся контур реки или ручья. При свежих выходах воды на лед наледные поляны выглядят в виде темно-серых полос с разводами, иногда с бликами от водной поверхности и гладкого льда. Полыньи и группы источников маркируются цепочками более темных пятен.

На снимках весенних залетов, сделанных сразу после схода устойчивого снежного покрова, наледи резко выделяются благодаря своему ослепительно белому цвету, на фоне которого просматриваются извилистые темные полосы ручейковой сети и серые пятна сложной формы, соответствующие микропонижениям с талой наледной водой.

При дешифрировании снимков более поздних залетов обычно фиксируются лишь разобщенные массивы льда. Окружающие их участки наледной поляны выделяются на фоне лесистой местности благодаря более светлому тону изображения и наличию ветвящихся русел, слепых протоков, озерков, обнаженных песчано-галечниковых грунтов, кольцевых криогенных структур и др.

Дешифрирование наледей подземных вод на цветных и спектральных аэрофотоснимках дает еще больший эффект, однако опыт в этом направлении пока небольшой, поэтому дать конкретные рекомендации не представляется возможным. Использование дешифрировочных признаков наледей подземных вод позволяет очертить площади их развития, а в случае применения фотограмметрической техники — определять мощность и приближенный объем.

Наледи речных вод хорошо выделяются на аэроснимках зимне-весенних залетов по более темному фототону изображения в сравнении со смежными участками русла. Однако этот признак «работает» лишь в том случае, если наледь не покрыта снегом. Фотосъемку наледей поверхностных вод эффективнее всего проводить весной сразу после схода устойчивого снежного покрова, когда ледяные массивы по берегам рек, озер и морей хорошо выделяются на фоне более темной поверхности обнаженной воды и земли. Хорошие результаты дает сравнительный анализ снимков осеннего и весеннего залетов.

К числу эффективных дистанционных методов изучения наледей относится радиолокационное зондирование, выполняемое с самолетов и вертолетов. Этот метод, основанный на отражении электро-

магнитных волн высокой частоты при прохождении многослойных сред, используется для определения мощности и площади крупных ледяных массивов. Применительно к наледям он доведен до практического использования сотрудниками ГГИ [Чижов и др., 1978; Чижов, Бородулин, 1980]. Опробование метода на юге Восточной Сибири принесло хорошие результаты. Он рекомендуется для изучения наледей подземных и речных вод.

Картографическое отображение наледных явлений

Первые попытки картографирования наледей были предприняты еще в середине XIX в. Г. Г. Майделем [1896]. В начале XX столетия планы отдельных наледей составлялись в процессе изыскания трассы Транссибирской железной дороги [Львов, 1916]. В 20-е и 30-е гг. полуйнструментальные картографические работы на наледных участках речных долин провели В. Г. Петров [1930], Н. И. Толстихин, Н. И. Обидин [1936], П. Ф. Швецов, В. П. Седов [1941]. В послевоенное время разнообразные схемы и карты наледей опубликовали П. А. Иванов [1960], М. М. Корейша [1963], Ф. Н. Лещиков и Н. Е. Зарубин [1967], В. Р. Алексеев [1969, 1974—1976], Н. А. Букаев [1969], В. И. Казимиров, В. Г. Симов [1969], И. А. Некрасов [1969], О. Н. Толстихин [1974], Б. Л. Соколов [1975], Н. И. Чижова [1980] и др.

Несмотря на большое количество публикаций, вопросы картографирования наледей изучены еще крайне слабо. Дело в том, что до сих пор картографирование наледных явлений в большинстве случаев осуществлялось попутно, при выполнении топографических, инженерно-геологических и мерзлотно-гидрогеологических работ, при этом фиксировались только местоположение наледей и, в лучшем случае, их размеры. В настоящее время простое отображение участка наледообразования на той или иной мелкомасштабной схеме уже не удовлетворяет ни ученых, ни практиков. Сейчас возникает необходимость даже на общегеографических картах отражать не только параметры ледяного тела (объем, площадь), но и его генетические особенности, время развития и др. Условные обозначения, используемые исследователями и рекомендуемые некоторыми методическими пособиями, нуждаются в унификации. Сами же карты наледей любого масштаба должны отражать, кроме пространственного размещения ледяных полей, еще и морфологические особенности наледей, а также комплекс данных, вскрывающих условия развития наледных процессов и их связь с окружающей средой. К сожалению, методика построения таких карт еще не разработана.

Нами предпринята попытка определить назначение и содержание специальных карт наледной опасности. Представляется, что эти научно-технические произведения, отражающие важнейшие черты наледных явлений, послужат важным источником информации при разработке и реализации проектов хозяйственного освоения новых районов.

Возможны четыре уровня картографирования наледной опасности — обзорное; мелкое, среднее- и крупномасштабное.

Обзорное картографирование (масштаб карт мельче 1 : 2 500 000) направлено на выявление самых общих закономерностей размещения и развития наледных комплексов в пределах всего земного шара или отдельных стран. На обзорные карты наносятся: границы распространения основных типов наледей в пределах материков и океанов; контуры наледных зон, областей и районов; продолжительность и даты наледоопасного периода; максимально возможные и зарегистрированные мощности наледей; некоторые характеристики элементов географической среды; особые формы наледообразования. В легендах приводится общая характеристика наледности территории, отмечается ее связь с морфоструктурными, геокриологическими и физико-географическими условиями, указывается степень наледной опасности. Основой для составления обзорных карт наледоопасных районов служат материалы специальных исследований в «опорных» районах, тематические атласы и карты, а также литературные источники.

Мелкомасштабное картографирование (масштаб карт 1 : 500 000 — 1 : 2 500 000) включает изучение региональных особенностей наледообразования и наледной опасности применительно к запросам практики на стадии предварительной оценки условий проектирования крупных линейных сооружений — железных и автомобильных дорог, трубопроводов, линий связи и электропередачи и пр. На картах отображаются: границы наледных областей и районов; относительная наледность по преобладающему генетическому типу наледей; даты начала, конца и продолжительность опасного периода; наиболее крупные наледи с указанием их площади, объема, мощности льда; зоны возможной активизации наледных процессов при антропогенном воздействии; некоторые характеристики потенциальной наледности, а также элементы геотектонических и мерзлотно-гидрогеологических структур.

Среднемасштабное картографирование (масштаб карт 1 : 25 000 — 1 : 500 000) необходимо для выбора строительных площадок и рационального размещения промышленных и сельскохозяйственных комплексов, при трассировании транспортно-энергетических систем, определении дополнительных нагрузок на инженерные сооружения, планировании конкретных противоналедных мероприятий. На картах наледной опасности среднего масштаба отражаются: элементы районирования, распространение наледей различных генетических типов, их мощность и объем; положение наледообразующих источников, их дебит, температура и химический состав воды; вероятные даты начала и конца наледоопасного периода; сроки активизации наледных процессов и полного разрушения наледного льда; сопутствующие криогенные и посткриогенные явления; сведения о мерзлотно-гидрогеологической и гидрологической обстановке, зоны потенциальной наледности.

Крупномасштабное картографирование (масштаб карт крупнее 1 : 25 000) предназначено для оценки наледной опасности на стро-

ительных площадках и трассах линейных сооружений на стадиях инженерно-геологических, гидрогеологических и гидрологических изысканий или подготовки технических проектов. Эти материалы служат основой разработки мероприятий по предотвращению развития наледных процессов или учета при строительстве и эксплуатации инженерных сооружений. На карты и планы наносят: границы наледоопасных зон; показатели мощности; даты возникновения и исчезновения льда; типы наледообразующих источников; возможные пути их миграции; характеристики вечной мерзлоты, сезонного промерзания; состав грунтов; некоторые данные о растительном покрове; элементы рельефа земной поверхности; участки потенциального наледообразования; сопутствующие мерзлотно-геологические явления — пучение, термокарст, подзаемные льды, солифлюкцию и пр.

Анализ материалов показывает, что методы картографического отображения наледных явлений могут быть исключительно разнообразными. Их унификация — большая и сложная задача, которую предстоит решить в ближайшем будущем.

СТАЦИОНАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НАЛЕДЕЙ

Для решения научных и практических задач исследователи часто организуют стационарные наблюдения с целью вскрыть причинно-следственные связи в развитии наледных процессов и тем самым обеспечить надежность своих выводов и рекомендаций. К сожалению, получаемые данные в ряде случаев оказываются непредставительными, так как наблюдения не выдерживаются во времени, проводятся по разным методикам и не охватывают полный комплекс взаимосвязанных явлений. С их помощью невозможно решить весь спектр проблем наледной тематики. Сложности в интерпретации и использовании материалов режимных наблюдений заключаются еще и в слабой изученности пространственно-временной изменчивости наледных процессов. По существу, мы имеем лишь самые общие представления о происхождении, условиях формирования и развития наледей, которых явно недостаточно для решения многих важных вопросов производства. В связи с изложенным возникает необходимость постановки долгосрочных комплексных режимных исследований на специальных наледных полигонах. Содержание работ такого рода изложено в книге В. Р. Алексеева, Б. Л. Соколова [1980]. Здесь мы остановимся лишь на целевом назначении стационарных исследований.

Наледный полигон — это репрезентативный для данного природного района (области, зоны) участок территории, в пределах которого имеется определенный набор наледей различных генетических типов, представляющий интерес для решения научных, методических и практических проблем. Целевое назначение наледных полигонов определяет ряд взаимосвязанных задач: 1) изучение условий, причин и факторов развития наледных процессов как основы построения общей теории наледообразования; 2) исследование

динамики наледей в годовом и многолетнем циклах для разработки и проверки методики прогноза наледных явлений; 3) учет и оценка влияния наледей на окружающую природную среду и хозяйственную деятельность человека; 4) разработка методов учета, оценки и картографирования наледной опасности; 5) изучение процессов взаимодействия наледей и инженерных сооружений, разработка и проверка типовых схем и технических проектов противоналедных мероприятий и устройств; 6) разработка и опробование различных методов и способов использования наледной воды и льда в практике народного хозяйства; 7) разработка методических рекомендаций и указаний по освоению наледных районов земного шара.

Решение указанных вопросов возможно лишь при тесном сотрудничестве специалистов различного профиля, разных учреждений и ведомств. При постановке исследований должны выполняться следующие руководящие принципы:

- организация комплексных полевых работ, так как надежные результаты могут быть получены лишь при сочетании разнообразных видов наблюдений, выполняемых на современном научном уровне;

- выявление как общих, так и частных закономерностей наледных процессов; необходимо изучать все возможные вариации развития наледей в пределах избранной территории;

- максимальное извлечение количественных равнозначных характеристик наледей, сопровождающих их процессов и условий наледообразования; формализация полученных данных, оформление их в виде карт, схем, физических, математических и других моделей;

- обеспечение непрерывности наблюдений в течение года за главнейшими элементами окружающей среды и гляциальными объектами.

Важное значение при организации работ имеют выбор местоположения, определение границ и репрезентативности наледных полигонов. Эти вопросы должны решаться с учетом общих задач гляциогидрологии, а также некоторых смежных научных дисциплин. Желательно, чтобы постановка исследований увязывалась с международными программами типа МГД, МГГ и др.

Многолетние стационарные исследования наледей — надежная информационная и методическая база, с помощью которой могут быть решены вопросы долгосрочного и оперативного прогноза наледных явлений. Большое значение в этом важном деле приобретают режимные наблюдения на сети гидрометеорологических станций и постов, выполняемые по программе, разработанной в ГГИ Б. Л. Соколовым.

ПРОГНОЗ НАЛЕДНОЙ ОПАСНОСТИ *

Прогноз наледной опасности — это заключение о предстоящем развитии наледных явлений во времени и пространстве. Он может быть долгосрочным, т. е. охватывать большой промежуток

* Раздел подготовлен совместно с В. В. Кравченко.

времени (месяц, сезон, год, ряд лет), или оперативным — составляться на ближайший момент времени. Прогноз на большую территорию называется **фоновым**, а применительно к избранным участкам, трассам и инженерным сооружениям — **местным** (локальным).

Предсказание наледных процессов — сложная и практически не разработанная проблема. Как самостоятельная инженерно-географическая задача она решена лишь применительно к гололедно-изморозевым и частично к градовым процессам [Бургсдорф, Муретов, 1960; Руднева, 1964; Глушкова, 1966; Сулаквелидзе и др., 1970; Заварина, 1976; и др.]. Что касается прогнозирования остальных типов наледообразования, то этот вопрос находится еще в стадии постановки и поисков его возможного решения [Борисенков, 1972; Большаков, Перетрухин, 1973; Савко, 1973; Беккер и др., 1977; Румянцев, Гончарук, 1977; Рябов, 1977]. В рамках данного раздела представляется возможным осветить лишь общий методический подход к решению проблемы.

Выше было показано, что наледи и наледные процессы есть сложные и многофакторные гляциальные явления, отличающиеся высокой степенью пространственно-временной дифференциации. Определение границ и времени их развития, расчет и оценка вероятного воздействия на хозяйственные и природные объекты представляет исключительно большую трудность. Задача осложняется еще и тем, что в настоящее время мы не располагаем необходимым запасом эмпирических данных, с помощью которых можно было бы реализовать методы математической статистики, системный анализ или физическое моделирование. Это еще раз подтверждает актуальность постановки долгосрочных режимных наблюдений по изложенной выше программе.

Теоретические посылки и учет закономерностей развития наледных явлений позволяют сформулировать следующие положения методического характера: 1) основу прогноза должен составлять комплексный физико-географический анализ территории, базирующийся на материалах, получаемых в процессе специальных съемок, стационарных наблюдений на наледных полигонах, гидрометеорологической сети, а также на опытно-экспериментальных площадках; 2) прогноз наледной опасности должен разрабатываться многоступенчато от общего к частному (рис. 49), отражаться в приемлемой системе географических координат (на картах, схемах, блок-диаграммах) и удовлетворять запросам практических организаций в соответствии со стадиями освоения местности; 3) расчеты морфологических характеристик наледей и их учет в проектировании противо-наледных мероприятий и устройств должны основываться на строгих физических моделях, проверенных опытом и экспериментами и рекомендованных для использования в конкретных природно-климатических условиях.

Физико-географический анализ как один из главных методов оценки наледной опасности может использоваться на всех этапах изучения проблемы, начиная от постановки инженерных изысканий

Рис. 49. Соотношение различных типов прогноза наледной опасности (составил В. В. Кравченко).



до разработки технических проектов и их реализации. В ряде случаев он является основным способом получения необходимой информации. Физико-географический анализ предполагает детальное изучение природных особенностей той или иной территории по литературным, фоновым и другим материалам с последующими выводами о вероятности развития наледных процессов на основе их функциональных зависимостей, полученных на опорных наледных полигонах или бассейнах. Использование метода требует привлечения большого количества данных и соответствующих навыков, заключающихся в способности исследователя мыслить аналитически, в умении выделить среди многих вариантов взаимодействия природных факторов именно тот, который приводит к развитию послыжного намораживания воды.

Составление прогнозных карт наледной опасности представляет собой процесс сопряженного графического отображения времени и места предполагаемого развития наледей различных генетических типов, их площади, объема, интенсивности формирования и разрушения и ряда других характеристик. Методика подготовки таких карт еще не разработана. Отсутствует и опыт исследований в данном направлении, если не считать картографические модели синоптической обстановки, указывающие на возможность обледенения судов, образования гололеда, тяжелой изморози и града [Смирнов, 1975; и др.].

Расчет параметров ледяных массивов по состоянию на тот или иной момент времени может быть выполнен только применительно к конкретным физико-географическим и инженерно-геологическим условиям. В общем виде задача сводится к определению продолжительности периода и темпов намерзания воды и разрушения льда. Решение ее освещено в гл. 1, а подробно в работах М. М. Корунова [1939, 1940], Н. Т. Кудряшова [1959], В. Т. Балобаева [1963], В. Р. Алексеева и Н. Ф. Савко [1975], В. А. Бобкова [1977]. Практика, однако, показывает, что полученные прогнозные характеристики наледей с использованием аналитических формул далеко не всегда соответствуют данным натурных наблюдений. Это объясняется тем, что математическое описание наледных процессов в значительной степени идеализировано и не учитывает полный комплекс природных факторов и явлений, тем более что прогноз многих

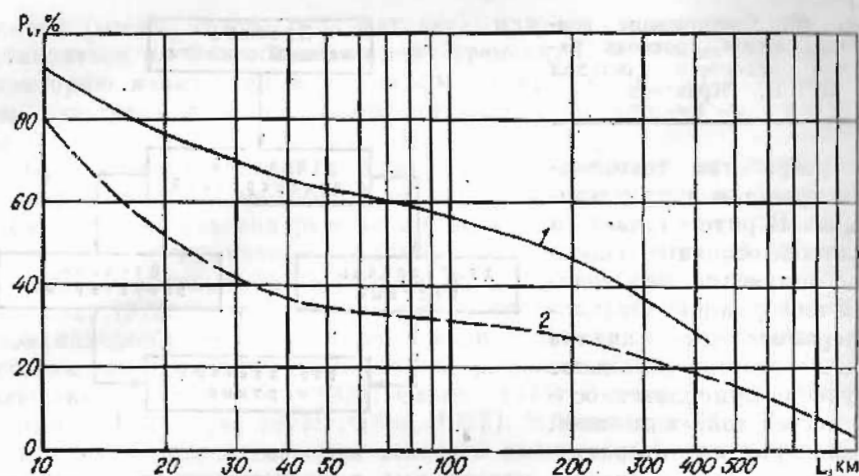


Рис. 50. Изменение вероятности образования наледи по длине горных (1) и равнинных (2) рек.

параметров географической среды, входящих в расчетные формулы, сам по себе представляет сложную проблему.

Тем не менее нами предпринята попытка разработать элементы прогноза наледных явлений применительно к запросам строительства линейных инженерных сооружений. Задачи прогноза сводятся к следующему: 1) определение вероятности развития наледных процессов во времени и в пространстве; 2) расчет основных характеристик наледей, формирующихся в естественных ненарушенных условиях; 3) расчет параметров ледяных массивов у проектируемых сооружений (в нарушенных условиях).

Вероятность развития наледей во времени и в пространстве

При решении задач, связанных с проектированием линейных инженерных сооружений, важно знать вероятность образования наледей в данной точке пространства P_i ; развития наледных процессов в заданный момент времени P_t ; формирования наледи в любой точке пространства в любой момент времени P_n .

Пространственная вероятность образования наледей может быть получена из выражения

$$P_i = \frac{l_n}{l_o},$$

где l_n — суммарная длина наледей на каком-либо участке реки; l_o — общая длина этого участка.

Величина P_i зависит от длины реки и возрастает по мере продвижения к ее истоку [Кравченко, 1985а]. Для юга Восточной Сибири построены зависимости $P_i = f(L)$, описывающие закономерность вероятности наледообразования по длине горных и равнинных

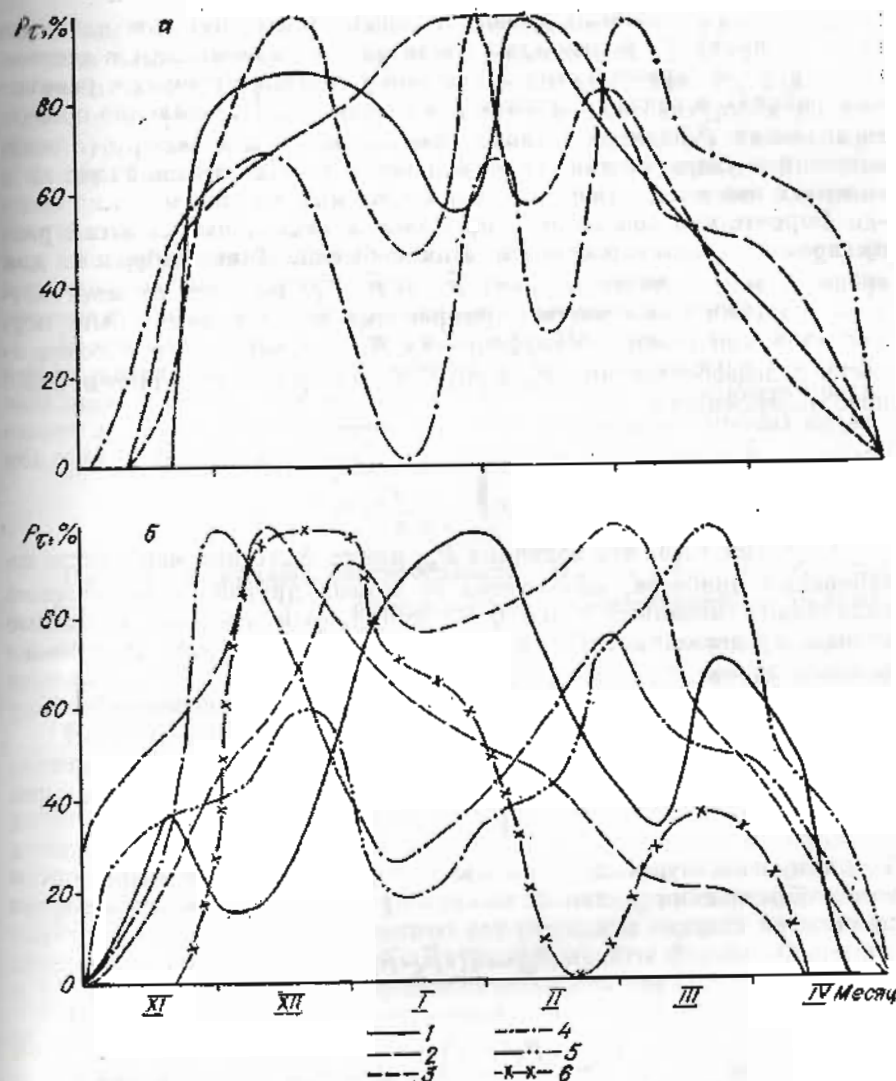


Рис. 51. Изменение вероятности образования наледей на горных (а) и равнинных (б) реках во времени и в зависимости от удаленности от истока (составил В. В. Кравченко).

Расстояние от истока, км: 1 — 0—25; 2 — 25—50; 3 — 50—75; 4 — 75—100; 5 — 100—125; 6 — 125—150.

рек. Среднее многолетнее значение P_i определяется при помощи соответствующего графика на рис. 50 по известной удаленности от истока участка, для которого составляется прогноз.

Вероятность образования наледей в заданный момент времени представляет отношение числа случаев зарегистрированного наледо-

деобразования в данный момент к общему числу пунктов наблюдений. Величина P_{τ} подвержена значительным изменениям в течение зимы, причем характер этих изменений различен в горных и равнинных районах и связан с длиной реки (рис. 51). Определение среднего значения \bar{P}_{τ} для расчетного участка сводится к выбору (в соответствии с удаленностью от истока этого участка) нужной кривой и снятию с нее в заданный момент времени искомого значения.

Вероятность совместного проявления нескольких событий равна произведению вероятности этих событий. Таким образом, для среднего многолетнего периода $\bar{P}_{\pi} = \bar{P}_i \cdot \bar{P}_{\tau}$. Переход от многолетнего значения вероятности формирования наледей может быть осуществлен при помощи коэффициента R_i , учитывающего обеспеченность наледообразования P'_{π} в году, на который составляется прогноз. Коэффициент

$$R_i = \sqrt{\frac{1 - P'_{\pi i}}{P'_{\pi i}}}$$

С учетом того, что величина $P'_{\pi i}$ может быть получена лишь на основании прогноза, необходима ее замена другой статистической величиной, связанной с ней функционально и имеющей надежные методы предсказания. Ею может служить обеспеченность зимнего речного стока $P'_{zi} = 1 - P'_{zi}$.

Отсюда следует, что $P_{zi} = P_{\pi i} = 0,5$, значит

$$R_i = \sqrt{\frac{P'_{zi}}{1,5 - P'_{zi}}}$$

Тогда прогностическая зависимость для определения вероятности наледообразования в любой момент времени на заданном участке принимает вид

$$P_{\pi i} = R \cdot \bar{P}_{\tau} \cdot \bar{P}_i,$$

или

$$P_{\pi i} = \bar{P}_{\tau} \cdot \bar{P}_i \cdot \sqrt{\frac{P'_{zi}}{1,5 - P'_{zi}}}.$$

Величина P'_{zi} может быть вычислена одним из известных способов (см. об этом: СНиП... [1985]) по норме, коэффициенту вариации зимнего стока и его прогнозируемому значению в зиму, на которую составляется прогноз развития наледей.

Расчет характеристик наледей, формирующихся в ненарушенных условиях

При проектировании и расчетах линейных инженерных сооружений используются следующие основные параметры наледей: средняя по участку и наибольшая мощность — H_{cp} и H_m соответствен-

но; объем W ; площадь F ; длина l обеспеченностью, равной степени капитальности сооружения или превышающей ее. Наиболее часто учитываются характеристики наледных массивов 1%-ной обеспеченности. Основу расчетов составляют данные натурных наблюдений за развитием наледей различных генетических типов, при этом могут встретиться три случая обеспечения информацией, когда имеются: а) материалы многолетних наблюдений за всеми характеристиками наледи; б) данные многолетних наблюдений лишь за одним из параметров наледного тела; в) материалы разовых измерений морфометрических характеристик наледи в момент ее наибольшего развития при проведении проектно-изыскательских работ.

Наледи подземных вод. При наличии достаточно продолжительных рядов наблюдений расчет производится с использованием эмпирических кривых обеспеченности. Вероятность превышения P эмпирических точек параметров наледей в момент их наибольшего развития лучше всего описывается формулой

$$P = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%.$$

Параметры кривых обеспеченности $W_0, C_{vW}, C_{sW}; F_0, c_{vF}, c_{sF}; l_0, c_{vl}, c_{sl}; h_{m0}, c_{vhm}, c_{sh_m}$ определяются в соответствии с положениями, изложенными в СНиПе 2.01.14-83 [1985]. Средняя мощность наледи заданной обеспеченности находится как частное от деления равнообеспеченных объема и площади.

Если продолжительность ряда наблюдений не позволяет определить параметры кривой обеспеченности с заданной точностью, эти параметры приводятся к многолетнему периоду при помощи наледи-аналога известными способами. При выборе аналогов учитываются: а) генезис наледей и механизм их развития; б) сходство климатических условий формирования; в) однородность мерзлотно-гидрогеологической, геоморфологической и гидрологической обстановки; г) размеры и форма ледяных тел (площади наледей не должны отличаться более чем в 2 раза, а коэффициенты формы — более чем в 1,4 раза); д) качество и продолжительность периода наблюдений.

При наличии данных многолетних измерений площади наледей подземных вод по аэрофотоснимкам параметры кривой ее обеспеченности определяются изложенным выше способом. По этим же данным рассчитывается значение площади заданной вероятности превышения F_p .

Далее, по данным геодезической съемки ложа наледи, строится график зависимости объема наледного тела от его площади. При этом допускается, что поверхность наледи горизонтальна в каждом ее поперечном сечении, а продольный уклон назначается по результатам измерений в момент изысканий. С полученного таким образом графика снимаются значения W_0 и W_p , соответствующие рассчитанным F_0 и F_p . Аналогичным путем определяются другие параметры наледи.

При отсутствии материалов многолетних наблюдений основные расчетные характеристики наледей подземных вод находятся сле-

Таблица 25

Значения параметров α и n для некоторых регионов Сибири и Дальнего Востока

Регион	Бассейн реки	Количество наледей	α	n
Прибайкалье	Ангара	126	1,000	1,000
	Тумусун	44	0,255	1,241
	Иркут	66	2,094	0,882
	Купа	28	0,300	1,270
	Кута	51	0,300	1,270
Забайкалье	Верх. Ангара	38	0,254	1,330
	Муя	27	0,332	1,252
	Куанда	15	0,544	1,085
	Апсат	16	2,153	0,927
	Ниж. Ингамакит	50	1,484	1,013
	Чара	91	1,260	1,046
	Хани	9	0,541	1,191
	Нюкжа	83	0,409	1,089
Южная Якутия	Чульман	89	0,894	0,118
	Тимптон (до устья Чульмакана)	123	0,894	1,118
	Алдан	166	0,894	1,118
	Бол. Нимыр	11	0,838	1,132
	Шилка	18	1,333	1,035
Юг Дальнего Востока	Гилкой	120	0,500	1,035
	Зея	196	0,750	1,037
	Бурея	28	0,760	1,065
	Амур	286	0,750	1,037
	Сеймчан	32	0,548	1,145

дующим образом. По ряду индикационных признаков, описанных в предыдущих разделах, или на основе стереофотограмметрической обработки аэрофотоснимков определяется максимальная мощность наледи за многолетний период в отдельных точках. Эти точки наносятся на план ложа наледи и соответствующие профили, после чего проводят контуры наледи, находят ее объем, площадь и другие расчетные характеристики. Повторяемость полученных параметров принимается приблизительно равной возрасту наиболее старого погибшего дерева в пределах наледной поляны, на котором по ряду перечисленных в предыдущих главах признаков устанавливается воздействие наледи.

Если для проектирования требуются морфометрические характеристики наледи более редкой повторяемости или их средние многолетние значения, расчет проводят следующим образом.

По данным топографической съемки для исследуемой наледи строится график зависимости

$$W = f(F). \quad (5.1)$$

Затем по литературным источникам подбирают региональное уравнение связи между средними многолетними объемами наледей

Рис. 52. Пример графического решения уравнений $\bar{W} = a\bar{F}^n(1)$ и $\bar{W} = f(F)$ (2) для определения средних многолетних значений площади F_0 и объема W_0 наледи подземных вод.

\bar{W} и их площадями \bar{F} . В общем случае эта связь аппроксимируется параболой

$$\bar{W} = a\bar{F}^n. \quad (5.2)$$

Значения параметров a и n для некоторых наледных бассейнов, найденные Б. Л. Соколовым, приведены в табл. 25.

Если для района изысканий региональные связи типа (5.2) не определялись, используется уравнение, отражающее общие закономерности формирования наледей в зоне многолетней мерзлоты:

$$\bar{W} = 0,75\bar{F}^{1,13},$$

где \bar{W} и \bar{F} соответственно в тыс. м³ и тыс. м² [Соколов, 1983].

После этого графическим способом совместно решается система уравнений (5.1) и (5.2), в результате чего получают средние многолетние значения площади F_0 и объема W_0 данной наледи (рис. 52).

Параметры кривых обеспеченности c_v и c_s рассчитываются по формулам

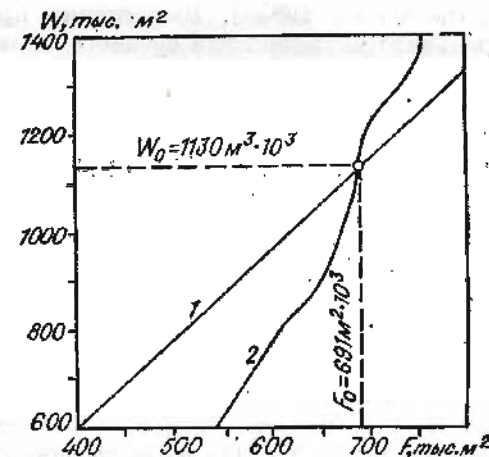
$$c_{v_w} = \frac{3,03}{W_0^{0,388}}; \quad c_{v_F} = \frac{2,67}{F_0^{0,371}};$$

$$c_{s_w} = 2,27c_{v_w} - 0,27; \quad c_{s_F} = 2,57c_{v_F} - 0,35,$$

где W_0 и F_0 соответственно в тыс. м³ и тыс. м² [Там же].

Наледи речных вод. При отсутствии материалов многолетних наблюдений параметры наледей речных вод определяются по данным о стоке ближайшего к участку наледообразования гидрометрического поста на исследуемой реке или реке-аналоге. При этом средние многолетние показатели и параметры заданной обеспеченности рассчитывают только для средней и максимальной мощности наледи. Площадь и объем всей наледи ввиду ее большой протяженности не определяют. В случае необходимости площадь наледи на участке принимается равной произведению ее длины на среднюю ширину реки, а объем находят как произведение площади и средней мощности.

Расчет средней многолетней мощности наледи производится по следующей схеме, основанной на обратной зависимости между водностью реки в зимний период и интенсивностью наледообразования



[Кравченко, 1983б]. Вычисления проводят с использованием модельного коэффициента среднего за зимний период расхода воды Q_0 :

$$K_{Q_i} = \frac{Q_i}{Q_0},$$

где Q_0 — средний многолетний расход воды за зимний период.

Расчетная формула имеет вид

$$K_{H_i} = \frac{n}{K_{Q_i}^\alpha \sum_{i=1}^n \frac{1}{K_{Q_i}^\alpha}}, \quad (5.3)$$

где K_{H_i} — модульный коэффициент мощности наледи ($K_{H_i} = H_i/H_0$); n — число членов ряда (лет наблюдений) за стоком воды на гидрометрическом посту; α — показатель степени, равный 1,5 — $1,5h_p/(h_p + h_d)$, где h_p — средняя глубина водного сечения реки в створе изысканий; h_d — средняя общая толщина льда на этом же створе.

Расчет проводят в следующем порядке. Используя данные о расходах воды, находят их модульные коэффициенты за каждый год наблюдений и по формуле (5.3) рассчитывают соответствующие модульные коэффициенты мощности наледи. На основе ледомерной съемки, выполненной при изысканиях, определяют среднюю на участке мощность наледи H_i и соответствующий ей модульный коэффициент K_{H_i} . Среднюю многолетнюю мощность наледи рассчитывают по формуле

$$H_{0cp} = \frac{H_i}{K_{H_i}}.$$

На основе полученного ряда модульных коэффициентов K_{H_i} определяют параметры кривой обеспеченности c_0 и c_s (с помощью известных формул), а по ординатам этой кривой — среднюю на участке мощность наледи заданной обеспеченности. Таким же образом проводят расчет и для максимальной на участке мощности наледного тела.

Расчет характеристик наледей, формирующихся у инженерных сооружений

Строительство линейных инженерных сооружений сопровождается нарушением условий тепла и влагообмена у поверхности почвы, в результате чего часто формируются наледи, не характерные для естественных условий наледообразования. Расчет характеристик таких ледяных массивов производится косвенными методами по формулам, учитывающим основные факторы наледообразования. Информацию об условиях, при которых возможно появление наледи, получают в процессе изыскательских работ. В связи с тем

что результаты расчета представляют собой прогнозные характеристики, а схемы расчета учитывают лишь основные факторы наледообразования, полученные значения морфометрических характеристик уточняются в подготовительный период и в процессе строительства.

Строительство линейного сооружения может привести к появлению наледей в следующих случаях: а) при вскрытии выемками напорного или безнапорного горизонта подземных вод; б) при нарушении теплообмена на поверхности грунтов и промерзания в результате этого верхних водоносных горизонтов; в) при сужении руслового потока опорами мостового перехода через реку или другими сооружениями; г) если инженерное сооружение является препятствием на пути свободного стока талых снеговых вод по склонам в период циклических переходов температуры воздуха через 0°C .

При искусственном обнажении водоносного горизонта образуется наледь, объем которой в большинстве случаев определяется дебитом истечения, а размеры и форма — особенностями процесса замерзания и рельефом поверхности растекания. Объем наледи W рассчитывается по формуле

$$W = 1,25Q\tau,$$

где Q — дебит истечения, $\text{м}^3/\text{с}$; τ — продолжительность периода наледообразования, с. Значение τ исчисляется с момента перехода средней суточной температуры воздуха через 0°C осенью до такого же момента весной.

Полный дебит истечения оценивается по формулам [Сотников, 1984]:

— для напорных подземных вод

$$Q = \frac{\pi K m s}{\ln \frac{R_b}{r_{об}}};$$

— для условий безнапорного горизонта

$$Q = \pi K \frac{h_e^2 - h_{об}^2}{2 \ln \frac{R_b}{r_{об}}},$$

где K — коэффициент фильтрации, $\text{м}/\text{сут}$; m — мощность водоносного горизонта, м ; s — понижение пьезометрического уровня подземных вод, которое принимают равным напору водоносного горизонта в естественных условиях; R_b — радиус влияния возмущения при вскрытии горизонта и неуставившемся режиме фильтрации, равный $2,0\sqrt{at}$, здесь a — коэффициент уровне-пьезопроводности; $r_{об}$ — условный радиус обнажения, равный $1/4$ ширины обнажения; h_e — первоначальная мощность водоносного горизонта при безнапорной фильтрации; $h_{об}$ — мощность водоносного горизонта на линии обнажения при его осушении.

Оценку дебита источника проводят в расчетные моменты времени, определяя радиус влияния R_B , после чего вычисляют средний дебит за период наледеобразования. Расчет объема наледей грунтовых вод, образующихся вследствие нарушения теплообмена на поверхности земли и увеличения глубины промерзания водонасыщенных грунтов, проводится в зависимости от соотношения глубин залегания зеркала подземных вод h_B , нижней границы промерзания грунтов $h_{мп}$ и водоупорного горизонта z по следующим формулам:

— при $z > h_{мп}$ и $h_B < h_{мп}$

$$W = \frac{\beta K J}{\alpha} \left(\frac{h_{мп}^3}{3} - \frac{h_{мп}^2 h_B}{2} + \frac{h_B^3}{6} \right);$$

— при $z > h_{мп}$ и $h_B = 0$

$$W = \frac{\beta K J h_{мп}^3}{3\alpha}$$

— при $z < h_{мп}$ и $h_B < h_{мп}$

$$W = \frac{\beta K J}{\alpha} \left(\frac{z^3}{3} - \frac{z^2 h_B}{2} + \frac{h_B^3}{6} \right);$$

— при $z < h_{мп}$ и $h_B = 0$

$$W = \frac{\beta K J z^3}{3\alpha};$$

где β — коэффициент объемного расширения воды при переходе ее в лед; K — коэффициент фильтрации, м/сут; J — гидравлический уклон зеркала грунтовых вод; α — теплофизический параметр, равный $\frac{\lambda \Theta}{Q_T}$, здесь λ — коэффициент теплопроводности мерзлого грунта, ккал/(ч·м·°C); Θ — разность средней температуры воздуха за период наледеобразования и температуры слоя промерзшего грунта, °C; Q_T — количество скрытой теплоты плавления льда в единице объема грунта, ккал/м³; размерности z , $h_{мп}$ и h_B , м [Румянцев, 1969].

Средняя мощность наледи определяется по формуле

$$H_{ср} = J^{\varphi} (z - h_B) \left[0,88(\delta + 1) + \frac{3(h_{мп} - h_{ест})}{z - h_{ест}} \right] + 1,1h_{ос},$$

где φ — показатель, учитывающий характер движения потока грунтовых вод (при ламинарной фильтрации $\varphi = 1$, при турбулентной $\varphi = 0,5$); $h_{ест}$ — глубина промерзания в естественных условиях, м; $h_{ос}$ — сумма атмосферных осадков за период наледеобразования, м; δ — коэффициент, рассчитываемый, исходя из следующих условий:

— при $\frac{h_{мп} - h_{ест}}{z - h_{ест}} \geq 0,17$, $\delta = 1$;

— при $\frac{h_{мп} - h_{ест}}{z - h_{ест}} \leq 0,17$, $\delta = \sqrt{\sin \frac{3(h_{мп} - h_{ест})}{z - h_{ест}} \cdot 180^\circ}$.

При сужении руслового потока инженерными сооружениями, например опорами моста, расчет проводится по створу этого сооружения отдельно для каждого пролета между опорами. Порядок расчета следующий.

1. Определяют толщину ледяного покрова в течение всей зимы через заданные интервалы времени с момента замерзания реки

$$h_{л} = -\frac{\lambda_{л}}{\lambda_{с}} h_{с} - 16 + \sqrt{\left(h_0 + \frac{\lambda_{л}}{\lambda_{с}} h_{с} + 16 \right)^2 + 12\tau(6 - t)}, \quad (5.4)$$

где $\lambda_{л}$ и $\lambda_{с}$ — теплопроводность льда и снега; $h_{с}$ — высота снега; τ — интервал времени; t — средняя за период температура воздуха; h_0 — толщина льда в начале расчетного интервала [Чижев, 1980].

Теплопроводность снега находят по формуле

$$\lambda_{с} = 8 + 590\rho_{с}^2,$$

где $\rho_{с}$ — плотность снега на льду, по данным изысканий [Пиотрович, 1968].

2. По характерному гидрографу исследуемой реки определяют расходы воды в начале и в конце расчетных интервалов времени и их приращения ΔQ в каждом пролете расчетного створа.

3. Исследуют гидрометеорологические и гидродинамические характеристики системы поток — ледяной покров на достижение критических условий, при которых происходит разрушение льда и образование наледей. Расчет проводят для каждого интервала времени по всем пролетам мостового перехода:

$$\Phi = \frac{h_{л\mu}}{2\sigma b^2} \left(83h_p \Delta Q + \frac{144\lambda_{л}\alpha \cdot 10^{-4}}{\rho_{л} L h_0} \right) \geq 1, \quad (5.5)$$

где h_p — глубина реки; α — отношение температуры поверхности снежно-ледяного покрова к температуре воздуха; $\rho_{л}$ — плотность льда; L — скрытая теплота плавления льда; σ — временное сопротивление льда на изгиб, равное $1,25 \cdot 10^6$ Н/м²; b — ширина потока по нижней поверхности льда; h_0 — эквивалентная толщина льда, равная $h_{л} + (\lambda_{л}/\lambda_{с})h_{с}$; μ — коэффициент вязкости льда, равный $\left(14 - 0,6 \frac{h_{л}}{h_0} t + 0,1 \frac{h_{л}^2}{h_0^2} t^2 \right) \cdot 10^6$.

4. Если $\Phi < 1$, вычисления по формуле (5.5) продолжают до тех пор, пока не наступит момент, когда $\Phi \geq 1$, что указывает на начало наледеобразования. Для этого интервала времени определяют среднюю мощность наледи, равную

$$H_{ср} = z_{h_{л}} + z_{\Delta Q},$$

где $z_{h_{л}}$ и $z_{\Delta Q}$ — избыточный напор в результате роста ледяного

покрова и водности потока [Чижов, 1982], причем

$$z_{h_{\text{л}}} = \frac{144\lambda_{\text{л}}\alpha h_{\text{л}}^2\mu \cdot 10^{-4}}{\rho_{\text{в}}\rho_{\text{л}}gLb^4h_0};$$

$$z_{\Delta Q} = \frac{83h_{\text{л}}h_{\text{л}}^3\mu\Delta Q}{\rho_{\text{в}}gb^4},$$

где $\rho_{\text{в}}$ — плотность воды; g — ускорение свободного падения. Полученная мощность наледи суммируется с толщиной льда в формуле (5.4) на момент расчета, и продолжаются вычисления по изложенной схеме.

Наледи талых снеговых вод образуются перед инженерными сооружениями и в выемках на склонах в периоды, когда температура воздуха в течение суток переходит через 0°C . Расчет объема таких наледей проводится в следующем порядке.

1. Определяется водосбор, с которого поступают талые воды к проектируемому участку дороги. По крупномасштабным картам находится его площадь $F_{\text{в}}$ (в м^2), а по данным снегосъемки — запас воды в снежном покрове h_0 (в мм).

2. Для периода с внутрисуточными переходами температуры воздуха через 0°C по данным изысканий или ближайшей метеостанции рассчитывается слой таяния за каждые сутки для той их части, когда наблюдается положительная температура. Расчет проводится отдельно для дневных и ночных часов по формулам

$$h_{\text{тд}} = 7,1 [(1 - \beta)(t_{\text{м}} - t_{\text{ср}} - 0,2) - 0,2t_{\text{ср}} + 0,1v_{\text{д}}(t_{\text{срд}} - 0,5)];$$

$$h_{\text{тн}} = 7,1 [0,1v_{\text{н}}(t_{\text{срн}} - 0,5) - 0,2t_{\text{ср}}],$$

где $h_{\text{тд}}$ — слой таяния за светлое время суток, мм; $h_{\text{тн}}$ — слой таяния за темное время суток, мм; $t_{\text{ср}}$ — средняя суточная температура воздуха, $^\circ\text{C}$; $t_{\text{м}}$ — максимальная суточная температура воздуха, $^\circ\text{C}$; $t_{\text{срд}}$ — средняя положительная температура воздуха за светлое время суток, $^\circ\text{C}$; $t_{\text{срн}}$ — средняя положительная температура воздуха за темное время суток, $^\circ\text{C}$; β — альbedo снежного покрова в долях единицы; $v_{\text{д}}$ и $v_{\text{н}}$ — средняя скорость ветра за светлое и темное время суток с положительной температурой воздуха, м/с.

Слой таяния за сутки $h_{\text{т}} = h_{\text{тд}} + h_{\text{тн}}$.

3. За каждые сутки рассчитывается слой водоотдачи из снежного покрова по формуле $h_{\text{в}} = (1,15h_{\text{т}} + X)S$, где S — площадь водосбора, покрытая снегом в долях от всей площади водосбора; X — осадки, выпавшие на водосбор, мм. Расчет проводится до тех пор, пока температура воздуха устойчиво не перейдет через 0°C в сторону повышения.

4. Определяется суммарный слой стаявшего снега за период с циклическими суточными переходами температуры воздуха через

0°C по формуле

$$H_{\text{в}} = \sum_{i=1}^{i=n} (h_{\text{в}i}) - 0,13h_0,$$

где n — количество принятых в расчет суток.

5. Находится объем наледи талых снеговых вод (в м^3) у дороги:

$$W = H_{\text{в}}F_{\text{в}} \cdot 10^{-3}.$$

Описанные методы расчета прогнозных характеристик наледей рекомендуется использовать при оценке наледной опасности преимущественно в зоне строительства линейных инженерных сооружений.

НАЛЕДНЫЕ РЕСУРСЫ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

Вовлечение в хозяйственный оборот новых видов природных ресурсов есть характерная черта научно-технического прогресса. Лед как естественный материал и как источник водоснабжения издавна привлекал внимание человечества и широко использовался в его практической деятельности, однако истинную цену он приобрел лишь в последнее время в связи с нарастающими темпами промышленного производства. В комплексе снежно-ледовых ресурсов мира наледи занимают особое место, главным образом потому, что сравнительно легко создаются современными техническими средствами и находят применение в самых различных отраслях народного хозяйства. Однако географическая оценка реальных возможностей использования естественных и искусственных наледей еще не проводилась. Ниже излагаются материалы, касающиеся этого вопроса применительно к территории Советского Союза и некоторым районам земного шара.

ОЦЕНКА ЕСТЕСТВЕННЫХ И ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ НАЛЕДНЫХ РЕСУРСОВ

Проблема изучения ресурсов, их охраны, рационального использования и воспроизводства, выдвинутая в начале второй половины XX столетия, приобретает все большую остроту и актуальность. В настоящее время ощущается тенденция к выделению самостоятельной отрасли науки — ресурсоведения. Это обстоятельство накладывает особую ответственность на исследователей, занимающихся вопросами практического использования компонентов географической среды, прежде всего в терминологическом отношении. Термин «наледные ресурсы» в научной литературе до сих пор не употреблялся, поэтому введение его требует обоснования.

Понятие «наледные ресурсы»

Опыт показывает, что любое явление действительности может рассматриваться как с негативной, так и с позитивной точки зрения. Наледи и наледные процессы до недавнего времени представлялись преимущественно как отрицательные факторы природы, существенно осложняющие освоение районов с суровыми климатическими

условиями. Вместе с тем принципы наледообразования широко используются в хозяйственной деятельности, и этому аспекту посвящена обширная специальная литература. В производственных масштабах наледный лед применяется для повышения несущей способности ледяного покрова водотоков и водоемов, при строительстве ледяных лесовозных дорог [Морозов, Павлов, 1962; Карпов, Пузанов, 1970; Ильин и др., 1971], складов [Конокотин, 1951; Канаев, Чекотилло, 1954; Крылов, 1957; Шелоков, 1967], плотин [Кореньков, Игнатенко, 1970; Распопин, 1970; Гессман, Птухин, 1972; Гессман, 1980], причалов [Бубырь, 1957, 1965], плавающих ледяных платформ [Дикинс, 1966; Коржавин, Кореньков, 1970], взлетно-посадочных полос [Горецкий, Бородач, 1964; Горецкий, Могилевский, 1975], при направленном регулировании речного стока [Сергутин, 1961], при тепловой и водной мелиорации почв и горных пород [Крылов, 1940; Павлов, 1960; Яворский, 1981], при закладке выработанных пространств [Алексин, 1959; Ушаков, 1970] и опреснении воды [Павлов, 1972]. Метод послойного намораживания фактически лежит в основе технологии получения льда на крупных промышленных предприятиях — льдопунктах и льдозаводах; откуда лед поступает в вагоны-холодильники, рефрижераторы, в медицинские учреждения, в торговую сеть и на бытовые нужды [Степанов, 1954; Кудряшов, 1960; Аршанский, Синкевич, 1968; Демьянков, Маталасов, 1976; Бобков, 1977].

Наледные поляны представляют собой не только очаги развития опасных гидрологических и мерзотно-геологических процессов, но и участки произрастания технических, лекарственных и пищевых растений. Многие наледные долины исключительно живописны и охотно посещаются туристами. В некоторых странах, например в США и Канаде, они совершают восхождения на замерзшие водопады. Этот своеобразный и очень опасный вид спорта приобретает все большую популярность.

Итак, продукты послойного намораживания воды обладают многими полезными качествами и свойствами, дающими право рассматривать наледи как естественный природный ресурс, т. е. как запас льда определенного происхождения, который можно использовать на нужды народного хозяйства.

Кроме естественных наледных ресурсов, формирующихся без участия человека, в условиях холодного климата возможна и искусственная аккумуляция воды в виде крупных ледяных массивов — льдобунтов и льдохранилищ. Массы льда, которые можно накопить послойным или брызговым намораживанием на единице площади за определенный интервал времени при данных климатических условиях, предлагается называть **п о т е н ц и а л ь н ы м и н а л е д н ы м и р е с у р с а м и**.

Естественные и потенциальные наледные ресурсы определяются типом наледообразования, количеством воды, поступающим к поверхности намораживания, и условиями ее кристаллизации, главным образом суммой отрицательных температур воздуха и скоростью ветра.

Характеристика наледей подземных вод в некоторых районах Сибири и

Район	Площадь территории, км ²	Налеги		
		Количество	Суммарная площадь, км ²	Суммарный объем, км ³
Верхояно-Колымский	570 110	2729	5409	17,397
Аноиско-Чукотский	21 200	65	84	0,339
Охотско-Чукотский	319 350	1977	2878	9,779
Камчатско-Корякский	61 270	342	244	0,925
Пенжинско-Анадырский	14 460	74	100	0,319
Южная Якутия	22 249	827	131,6	0,210
Олекмо-Витимская горная страна	34 980	537	207,0	0,327
Юго-Западное Прибайкалье	14 800	1403	120,4	0,118
Среднее	—	—	—	—

Оценка естественных наледных ресурсов

Среди различных типов льда, формирующегося при намораживании воды в естественной природной обстановке, наибольшее практическое значение имеют налеги подземных вод. Как правило, они залегают в виде обособленных, долго не стаивающих массивов, хорошо фиксируются на местности и поэтому сравнительно легко поддаются учету. Наледи поверхностных вод обычно входят в состав гетерогенного ледяного покрова рек и водоемов, имеют небольшую мощность, быстро разрушаются с наступлением положительных температур воздуха. Их самостоятельное значение невелико. Подсчет запасов наледей атмосферных вод практически нецелесообразен и представляет лишь познавательный интерес.

Наиболее крупные массивы наледей подземных вод, как уже указывалось, формируются в областях преимущественно сплошного распространения вечной мерзлоты. К югу единичные площади наледей уменьшаются, однако количество их возрастает. Так, на Северо-Востоке СССР на каждые 100 км² приходится от 0,3 до 0,6 наледей, на юге Якутии — 3,7, в Кодаро-Удоканском районе — 6,3, а в горах Хамар-Дабана и Восточного Саяна — 9,4.

О динамических запасах льда этого типа можно судить по данным кадастров наледей, составленных на некоторые районы Сибири и Дальнего Востока (табл. 26). Как следует из таблицы, объемы наледного льда достигают больших значений. Местами запасы воды, аккумулятивной в наледях, составляют 10—15% и более от годовой суммы выпадающих атмосферных осадков. Основная часть наледей подземных вод формируется в горных долинах 1—4-го порядков (по Хортону). Ниже, при длине рек более 50 км, они замещаются наледями речных и талых снеговых вод.

По ориентировочным расчетам О. Н. Толстихина [1974], суммарный объем наледей подземных вод на Северо-Востоке страны достигает 30 км³, а в целом в Советском Союзе — 50 км³. Эти цифры

Дальнего Востока по данным аэрофотосъемки и наземных исследований

Относительная наледность, %		Слой наледного стока, мм		Источник сведений
максимальная	средняя	максимальный	средний	
4,5	1,21	66	22,8	О. Н. Толстихин [1974]
0,8	0,36	16	7,2	То же
2,1	0,95	42	17,6	»
2,3	0,80	46	15,6	»
1,5	0,80	48	16,6	»
2,72	0,81	44	9,4	Е. Н. Осипенников и др. [1980]
1,38	0,59	22	9,3	К. А. Чернявская [1973]
0,90	0,82	14	7,1	В. Р. Алексеев [1976]
2,02	0,79	37	13,1	—

несколько занижены, так как в расчеты не включены мелкие ледяные массивы, формирующиеся при намораживании грунтовых вод и не учтенные в кадастрах и каталогах.

Нами предпринята попытка приближенной оценки годовых запасов наледного льда различного происхождения. При этом сделаны следующие допущения, основанные на данных натурных наблюдений: 1) налеги подземных вод формируются только в горных и плоскогорных областях, занимают в среднем 0,8% территории и имеют среднюю мощность 1—1,5 м; 2) налеги речных вод образуются на всем протяжении рек, имеющих длину от 50 до 500 км; ши-

Таблица 27

Характеристика наледей подземных вод, формирующихся на территории СССР

Район	Площадь района, тыс. км ²	Относительная наледность, %	Средняя мощность наледного льда, м	Площадь наледей, км ²	Объем наледного льда, км ³
Горы Средней Азии	591,1	0,01	1,0	59	0,059
Алтай и Кузнецкий Алатау	523,2	0,8	1,5	4 185	6,278
Западный и Восточный Саяны	519,25	0,8	1,5	4 154	6,231
Среднесибирское плоскогорье	1880,4	0,1	1,0	1 880	1,880
Северо-Восток СССР и Южная Якутия	2749,4	0,8	1,5	21 995	32,992
Забайкалье	904	0,8	1,5	7 232	10,848
Юг Дальнего Востока	487	0,5	1,0	2 435	2,435
Северный и Полярный Урал, Таймыр	430	0,1	1,0	430	0,430
Всего	8084,35	—	—	42 370	64,153

Таблица 28

Ориентировочный средний годовой запас наледного льда на территории СССР, км³

Регион	Налеги			Всего
	подземных вод	речных вод	талых снеговых вод	
Сибирь и Дальний Восток	61,1	29,7	159,4	250,2
Европейская часть Советского Союза	0,01	3,2	37,4	40,61
Средняя Азия и Казахстан	0,06	0,3	6,4	6,76
Итого	61,17	33,2	203,2	297,57

рина наледей соответствует ширине русла, а средняя мощность не превышает 0,5 м; 3) на всех озерах, водохранилищах и реках длиной более 500 км образуется сплошной покров снежно-наледного льда, толщина которого в среднем 0,5 м.

Сведения о длине рек и площади водоемов получены из работы А. П. Доманицкого, Р. Г. Дубровиной и А. И. Исаевой [1971]. Данные расчетов приведены в табл. 27 и 28, из которых видно, что площадь развития наледной формы оледенения, представленная относительно крупными ледяными массивами, достигает громадных размеров. Так, суммарная площадь наледей подземных вод — 42 370 км² — лишь вдвое меньше площади всех ледников Советского Союза — 80 602 км². Количество наледей в горных районах Сибири в несколько раз превышает количество ледников. Суммарный объем наледей речных вод составляет 33,2 км³, или 54% от общих запасов наледей подземных вод. Наибольший объем имеют налеги снеговых вод — более 200 км³. Этот показатель существенно занижен, так как в расчетах не учитывались ледяные корки, образующиеся на поверхности земли за пределами русел рек и водоемов.

Ориентировочно общий годовой запас наледного льда на территории Советского Союза составляет около 300 км³, из них 84% приходится на Сибирь и Дальний Восток. Основная часть наледей подземных и речных вод (90,8 км³, т. е. более 96%) формируется в бассейнах рек Оби, Енисея, Лены, Амура и на Северо-Востоке СССР.

Расчет потенциальных наледных ресурсов

Потребление естественных наледных ресурсов пока еще затруднительно в связи с тем, что крупные ледяные массивы разбросаны по горным районам и удалены от населенных пунктов на значительные расстояния. Разработка же льда в пределах водотоков и водоемов сопряжена с техническими трудностями. Поэтому для практики более приемлемо искусственное намораживание воды в назначенном месте и в необходимом количестве.

Таблица 29

Интенсивность нарастания ледяного массива в зависимости от метеословесных при капельном (чрезмерный) и послойном (значительный) намораживании воды, см/ч

Скорость ветра, м/с	Температура воздуха, °С					
	-5	-10	-20	-30	-40	-50
0,5	1,4 0,85	2,87 0,17	5,6 0,34	8,35 0,51	11,1 0,68	13,9 0,85
2,0	3,4 0,15	6,8 0,3	13,7 0,6	20,5 0,9	27,3 1,2	34,0 1,5
4,0	4,6 0,23	9,2 0,47	18,4 0,93	27,6 1,4	36,9 1,9	46,0 2,3
6,0	7,4 0,3	14,7 0,6	29,0 1,3	44,2 1,9	58,9 2,5	73,7 3,1

При оценке потенциальных наледных ресурсов следует учитывать наличие в том или ином районе эксплуатационных запасов воды, а также продолжительность и суровость зимнего периода. Наиболее благоприятно возведение ледяных массивов в пределах акваторий. Для намораживания небольших объемов льда на суше вода может доставляться из ближайших водотоков, водоемов или подаваться насосами из водозаборных буровых скважин и колодцев. Сведения о динамических запасах поверхностных и подземных вод помещены в специальных справочниках по водным ресурсам и отражены на разномасштабных гидрогеологических и гидрологических картах. Современные технические средства позволяют осуществлять доставку воды практически в любую точку географического пространства, поэтому оценка потенциальных наледных ресурсов фактически сводится к расчету массы льда, которую можно создать на единичной поверхности намораживания при соответствующих месячных или годовых «запасах холода».

Экспериментально установлено, что при свободном напуске максимальная производительность искусственного льдообразования достигается при намораживании слоев воды толщиной $h \leq 0,8$ см. По расчетам Г. И. Сморгина [1981], дождевание увеличивает интенсивность льдоаккумуляции в десятки раз (табл. 29).

При непрерывном технологическом процессе на площади 1 м² можно наморозить следующие массы льда W :

$$\text{— за сутки } W_0 = \frac{24}{\tau_0} h;$$

$$\text{— за месяц } W_m = \frac{24}{\tau_m} T_m h;$$

$$\text{— за год } W_r = 24h \sum_{i=1}^n \frac{T_i}{\tau_{m_i}},$$

где h — мощность наледобразующего слоя; τ_0 , τ_{m_i} — время пол-

Таблица 30

Потенциальные наледные ресурсы в некоторых районах СССР, т/м²

Пункт	Мощность слоя намерзания, см	Месяц								Сумма
		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	
Киев	0,5	—	—	0,47	0,81	0,82	0,24	—	—	2,34
	2,5	—	—	0,46	0,77	0,78	0,25	—	—	2,26
	5,0	—	0,39	0,45	0,74	0,74	0,24	—	—	2,16
Владивосток	0,5	—	0,39	2,04	3,09	2,19	0,73	—	—	8,46
	2,5	—	0,41	1,88	2,78	2,01	0,72	—	—	7,80
	5,0	—	0,42	1,73	2,51	1,85	0,70	—	—	7,22
Чита	0,5	0,43	1,88	3,10	3,41	2,71	1,64	—	—	13,17
	2,5	0,43	1,78	2,88	2,54	2,54	1,55	—	—	12,35
	5,0	0,43	1,67	2,68	2,38	2,38	1,47	—	—	11,59
Якутск	0,5	1,15	4,88	6,72	7,82	5,97	3,68	1,31	—	31,52
	2,5	1,08	4,36	5,96	6,87	5,33	3,35	1,23	—	28,30
	5,0	1,02	3,92	5,33	6,09	4,79	3,06	1,16	—	25,38
Тикси	0,5	2,87	7,49	10,52	12,41	11,07	8,05	4,63	1,34	58,38
	2,5	2,49	6,17	8,37	9,71	8,79	6,64	4,00	1,23	47,39
	5,0	2,18	5,20	6,88	7,88	7,21	5,59	3,49	1,13	39,57
Таймырское озеро	0,5	4,02	9,20	12,52	15,15	12,11	11,51	7,32	2,81	74,65
	2,5	3,34	7,24	9,50	11,26	9,35	8,96	5,96	2,44	58,05
	5,0	2,83	5,90	7,56	8,84	7,53	7,25	4,99	2,13	47,04

ного замерзания воды на льду при соответствующих параметрах среды; T — число дней в месяце; n — число месяцев в году с отрицательной температурой воздуха.

Расчет потенциальных наледных ресурсов, выполненный с использованием средних многолетних характеристик климатических условий (температуры воздуха, скорости ветра, облачности, солнечной радиации и пр.) по 600 пунктам Советского Союза, позволил оценить возможности намораживания воды и перспективы применения наледного льда в инженерных целях. Из табл. 30 видно, что наибольшее количество льда можно получить в декабре, январе и феврале. Причем общая потенциальная масса льда тем больше, чем меньше толщина намораживания слоя воды.

Возможности возведения искусственных ледяных массивов постепенно уменьшаются к югу. Наиболее благоприятны для создания искусственных наледей районы Сибири, Казахстана и Дальнего Востока. Здесь при непрерывном технологическом процессе за зиму можно наморозить ледяную толщину мощностью от 10 до 70 м. Согласно теоретическим расчетам, в Арктическом бассейне при использовании морских вод в течение года можно создать ледяные массивы мощностью до 100 м. В Антарктиде потенциальные ресурсы намораживания достигают еще больших значений.

Построенные карты-схемы отражают лишь фоновые характеристики. В связи с внутриландшафтной изменчивостью параметров природной среды потенциальные наледные ресурсы в границах од-

ного небольшого района могут изменяться в широких пределах. Особенно ярко эта дифференциация проявляется в горно-складчатых областях. Так, в Чарской котловине на севере Забайкалья потенциальная мощность искусственных наледей составляет 15—25 м, а в горном обрамлении (хребтах Кодар и Удокан) достигает 55 м, т. е. увеличивается более чем в 2—2,5 раза.

Наши данные сравнительно хорошо согласуются со схемой В. Г. Ходакова [1978], построенной на основе зависимости процесса наледообразования от «градусо-суток мороза». Отмечается лишь существенная разница в положении очагов максимально возможной льдоаккумуляции, обусловленная введением в наши расчеты таких показателей, как скорость ветра, интенсивность солнечной радиации и др.

На практике целесообразна приближенная оперативная оценка возможностей наледообразования с использованием температурного коэффициента k_n и средней суточной нормы намораживания $h_{с.н.}$. Значения k_n и $h_{с.н.}$ изменяются в широких пределах (табл. 31). В среднем для Сибири и Дальнего Востока $k_n = 0,99$ г/(см²·°C·сут), т. е. практически соответствует коэффициенту намораживания, принятому В. Г. Ходаковым [Там же] при определении возможностей намораживания в пределах СССР, а $h_{с.н.} = 14,5$ см/сут.

При определении практической нормы намораживания $h_{п.н.}$, учитывающей время технологических перерывов и необходимость хладозарядки ледяных массивов, рассчитанные величины должны быть умножены на коэффициент $k = 0,3—0,5$. Приблизленно практическая норма намораживания при работе в одну смену находится по формуле

$$h_{п.н.} = 0,0025 t_3 \tau, \text{ м,}$$

где t_3 — средняя температура воздуха за зимний период, °C; τ — продолжительность зимнего периода, сут. Ориентировочно $h_{п.н.} = 0,25$ см на каждый градус отрицательной средней суточной температуры воздуха [Щелоков, 1967]. При ветре она возрастает в 2—4 раза, а при использовании брызгового намораживания — в десятки раз (см. табл. 29). Согласно данным В. В. Степанова [1954], интенсивность намораживания тонких слоев воды на вертикальных поверхностях увеличивается в 2 раза, а при оседании распыленной жидкости — в 4 раза.

Более точно практическая норма намораживания может быть найдена с учетом времени кристаллизации тонких слоев воды на льду τ , определяемого по формуле (1.12) или по эмпирическим зависимостям, найденным В. А. Бобковым [1940] и Н. Т. Кудряшовым [1959]:

$$\tau = \frac{3600h}{t} (1 + 5v);$$

$$\tau = 19000 \frac{h^2}{t} + 72500 \frac{h}{t} \left(\frac{1}{9,2 + 6,6v} \right),$$

Расчетные значения коэффициента намораживания (числитель, $г/(см^2 \cdot ^\circ C \cdot сут)$) и потенциального среднего суточного прироста искусственных наледей (знаменатель, $см/сут$) в некоторых пунктах Сибири и Дальнего Востока

Пункт	Месяц											Среднее
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI		
Визе (о-в)	$\frac{0,63}{1,90}$	$\frac{0,99}{9,74}$	$\frac{1,10}{20,77}$	$\frac{1,21}{28,13}$	$\frac{1,27}{32,90}$	$\frac{1,27}{31,40}$	$\frac{1,33}{33,40}$	$\frac{1,15}{24,07}$	$\frac{0,89}{8,00}$	$\frac{0,60}{0,83}$	$\frac{1,04}{19,05}$	
Таймыль	—	$\frac{0,92}{10,90}$	$\frac{0,96}{23,13}$	$\frac{1,18}{37,90}$	$\frac{1,23}{44,08}$	$\frac{1,26}{42,75}$	$\frac{1,03}{29,87}$	$\frac{0,97}{18,47}$	$\frac{0,78}{5,45}$	—	$\frac{1,04}{26,89}$	
Тикси	—	$\frac{0,90}{9,29}$	$\frac{1,04}{24,97}$	$\frac{1,14}{33,94}$	$\frac{1,20}{40,03}$	$\frac{1,26}{39,53}$	$\frac{0,99}{26,00}$	$\frac{0,86}{15,50}$	$\frac{0,64}{4,39}$	—	$\frac{1,00}{24,21}$	
Анадырь	—	$\frac{0,94}{5,29}$	$\frac{1,33}{19,1}$	$\frac{1,25}{26,16}$	$\frac{1,31}{29,81}$	$\frac{1,44}{32,68}$	$\frac{1,19}{24,97}$	$\frac{1,07}{13,73}$	$\frac{0,85}{2,82}$	—	$\frac{1,17}{19,32}$	
Верхоянск	—	$\frac{0,32}{4,55}$	$\frac{0,44}{15,80}$	$\frac{0,48}{21,94}$	$\frac{0,49}{23,74}$	$\frac{0,49}{21,39}$	$\frac{0,40}{11,97}$	$\frac{0,43}{5,70}$	—	—	$\frac{0,43}{15,01}$	
Якутск	—	$\frac{0,47}{3,76}$	$\frac{0,58}{16,27}$	$\frac{0,54}{21,64}$	$\frac{0,58}{25,22}$	$\frac{0,59}{21,36}$	$\frac{0,54}{11,94}$	$\frac{0,60}{4,43}$	—	—	$\frac{0,56}{14,95}$	
Иркутск	—	—	$\frac{0,46}{4,93}$	$\frac{0,41}{7,65}$	$\frac{0,50}{10,42}$	$\frac{0,59}{10,82}$	$\frac{0,56}{5,39}$	—	—	—	$\frac{0,50}{7,84}$	
Чита	—	$\frac{1,77}{2,65}$	$\frac{9,57}{8,50}$	$\frac{0,48}{11,65}$	$\frac{0,49}{13,48}$	$\frac{0,54}{12,50}$	$\frac{0,56}{6,74}$	—	—	—	$\frac{0,74}{9,25}$	

Соотношение сумм средних суточных температур воздуха и потенциальный годовой баланс искусственных ледяных массивов в некоторых пунктах СССР

Пункт	Сумма средних суточных температур воздуха, $^\circ C$		$\sum t \leq 0^\circ C$	Потенциальные ресурсы W , $т/м^2$	Потенциальная абляция A , $т/м^2$	Годовой баланс массы $(W-A)$, $т/м^2$
	$\sum t \leq 0^\circ C$	$\sum t > 0^\circ C$				
Визе (о-в)	4952	24	4928	57,66	0,12	57,54
Тикси	5457	597	4860	58,44	2,98	55,46
Таймыль	5936	689	5247	64,98	3,44	61,54
Анадырь	3744	874	2870	46,54	4,37	42,17
Верхоянск	7039	1371	5668	31,72	6,85	24,87
Якутск	5574	1866	3708	31,59	9,33	22,26
Олекминск	4266	1868	2398	23,04	9,34	13,70
Иркутск	2419	2048	371	11,78	10,24	1,54
Чита	3166	2090	1076	16,46	10,45	6,01
Киров	1002	2197	—595	13,27	10,98	2,30
Новосибирск	2290	2290	0	16,42	11,45	4,97
Омск	2269	2333	—64	19,79	11,66	8,13
Благовещенск	2630	2682	—52	14,85	13,41	1,44
Владивосток	1250	2732	—1482	8,52	13,66	—5,14
Киев	460	3120	—2660	2,38	15,60	—13,22
Алма-Ата	568	3760	—3192	1,45	18,80	—17,35
Краснодар	86	4071	—3985	0,73	20,35	—19,62
Ташкент	29	4913	—4884	0,38	24,59	—24,21

где h — толщина наледообразующего слоя, м; t — температура воздуха, взятая с обратным знаком, $^\circ C$; v — скорость ветра, м/с.

При оценке перспектив использования льда важно знать годовой баланс массы искусственных ледяных массивов, т. е. соотношение максимально возможной удельной массы намороженного льда и удельного количества льда, способного растаять в течение года в заданной точке пространства. Абляция находится по формулам (1.20)–(1.22) или по графику связи слоя стаивания с суммой положительных средних суточных температур воздуха. Приблизительно массу льда, стаивающего в теплый период года, можно определить, зная температурный коэффициент стаивания K_c . Данные натурных наблюдений показывают, что K_c меняется в пределах 0,26–0,96 $см/(^\circ C \cdot сут)$ [Соколов, 1975]. В среднем для массивов, не подверженных термоэрозийному разрушению, он составляет 0,5 $см/(^\circ C \cdot сут)$. Нами произведен расчет потенциальной абляции искусственных наледей в 600 точках Советского Союза. Данные расчетов отражены на карте-схеме (рис. 53), из которой видно, что интенсивность стаивания постепенно уменьшается с юга на север, а также при увеличении абсолютной высоты местности. Данные расчетов удовлетворительно согласуются с ранее построенной схемой В. Г. Ходакова [Ходаков, Моисеева, 1972].

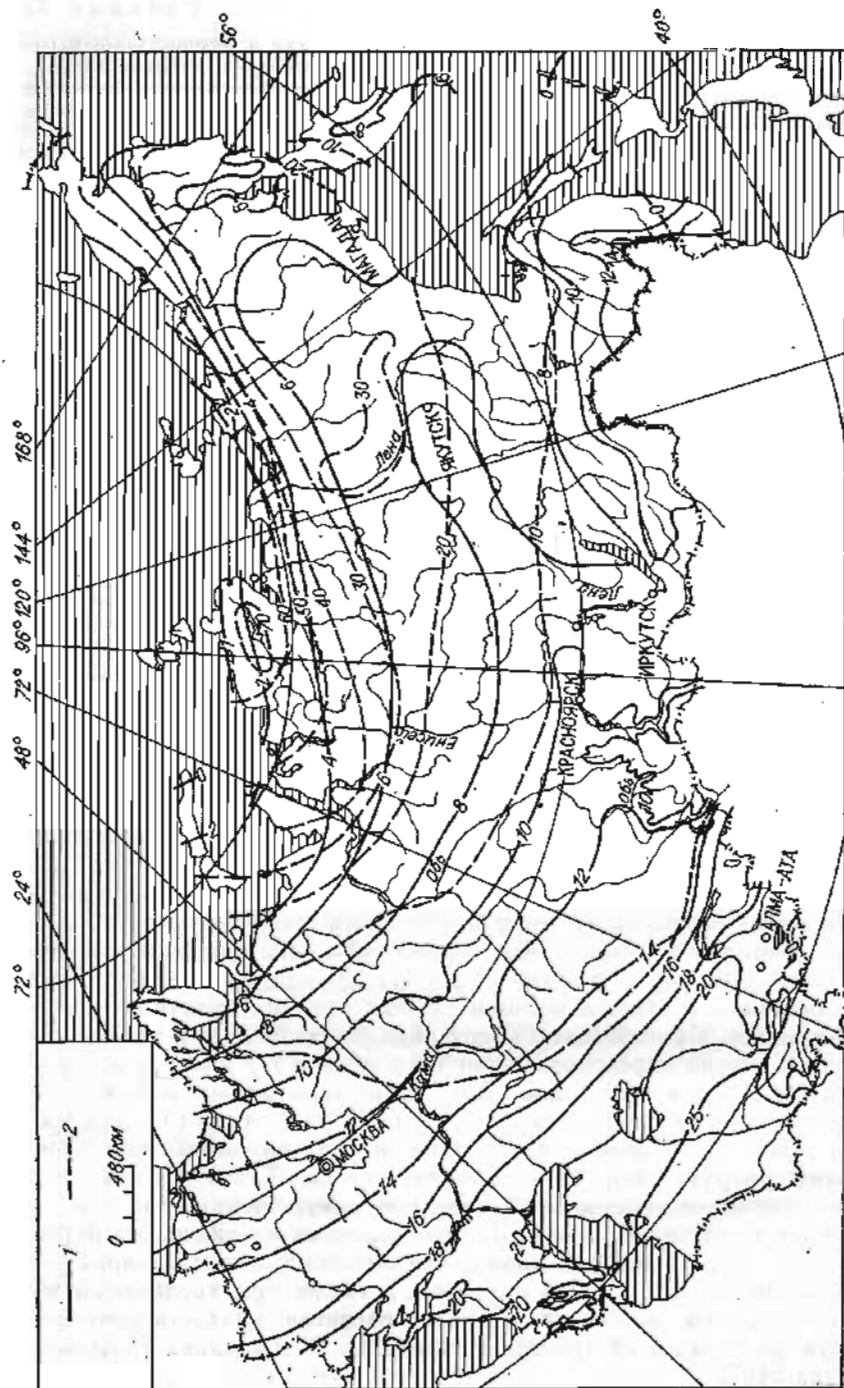


Рис. 53. Абляция (1) и потенциальный годовой баланс (2) наледей на территории СССР (составили В. Р. Алексеев, Н. А. Петухов).

Сравнение материалов, характеризующих потенциальные годовые ресурсы и абляцию наледей, позволило вычислить баланс массы искусственных ледяных массивов (табл. 32) и отразить его картографически (см. рис. 53). Изолиния нулевого баланса проходит от Кольского полуострова через Средний Урал и Северный Казахстан к границе Монголии. Следовательно, многолетнее накопление запасов льда можно осуществлять на огромных пространствах Сибири, Дальнего Востока, а также на значительной части европейской территории СССР.

На практике иногда целесообразно сохранение искусственной или естественной наледи до определенного момента в течение теплового периода года или на протяжении ряда лет. Для этого массив льда изолируют каким-либо материалом. Толщина однородного слоя теплоизоляции $h_{из}$ находится по формуле

$$h_{из} = \lambda_{из} \left[\frac{3,6 \cdot 100 F (t_v - t_n) \tau_{хр}}{W a \gamma \phi} - \left(\frac{1}{\alpha_n} + \frac{1}{\alpha_v} \right) \right], \quad (6.1)$$

где $\lambda_{из}$ — теплопроводность изоляционного материала; F — площадь стаивающей поверхности; t_v — температура воздуха; t_n — температура наледи; $\tau_{хр}$ — заданное время хранения льда; γ — средняя плотность льда; ϕ — скрытая теплота плавления льда; α_n и α_v — коэффициенты теплопередачи от воздуха к поверхности теплоизоляционного покрытия и от внутренней поверхности покрытия ко льду соответственно; $\alpha_n = 30$ Вт/(м²·К); $\alpha_v = 7-10$ Вт/(м²·К); W — объем наледного льда; a — заданный процент таяния льда [Демьянков, Маталасов, 1976].

НАЛЕДНЫЙ ЛЕД КАК СТРОИТЕЛЬНЫЙ МАТЕРИАЛ

Наледный лед — один из самых дешевых строительных материалов. В областях с суровыми климатическими условиями он издавна использовался при возведении временных инженерных сооружений и в быту. Сфера применения наледного льда в строительстве определяется его физико-механическими свойствами, поэтому уделем этому вопросу особое внимание.

Как уже указывалось, наледи представляют собой поликристаллическое природное образование. По структуре элементарные наледные слои схожи с другими генетическими типами льда, однако совокупность их обладает яркой индивидуальностью, а именно: четко выраженной слоистостью, обусловленной прерывистостью процесса намораживания воды. Мощность единичного наледного слоя в полярных районах может достигать 1,0—1,5 м, т. е. практически приближается к глубине промерзания водотоков и водоемов. В связи с этим механические свойства наледного льда следует рассматривать с учетом двух случаев: а) когда наледь представляет собой монолит, т. е. состоит из одного мощного слоя льда; б) когда наледный покров является многослойным телом. В первом варианте лед по своим свойствам близок к речному, озерному и морскому льдам, ко-

торые изучены достаточно хорошо [Вейнберг, 1940; Шумский, 1955; Песчанский, 1967]. Свойства льда второй модификации, используемого более широко, требуют специального рассмотрения.

Механические свойства многослойного наледного льда зависят от условий его формирования, структуры элементарных слоев, их мощности, солености воды, количества инородных примесей (добавок). Согласно экспериментам Е. П. Шумериной и А. Е. Гуликова [1964], определенной толщине намороженного слоя воды соответствуют определенные размеры кристаллов льда и их ориентировка. Так, при толщине слоев $h = 0,2$ см средний объем кристаллов f составляет $0,0002 \text{ см}^3$, при $h = 1,0$ см $f = 0,27 \text{ см}^3$; при $h = 3,0$ см $f = 2,34 \text{ см}^3$.

Указанное соотношение положено в основу выделения трех типов наледного льда — мелкокристаллического, среднекристаллического и крупнокристаллического. У мелкокристаллического льда ориентация оптических осей кристаллов направлена в основном перпендикулярно поверхности намораживания, а у средне- и крупнокристаллического льда наблюдается хаотическая ориентировка кристаллов. Прочность всех разновидностей наледного льда независимо от направлений нагрузки к слоям намораживания снижается при одноосном сжатии. Так, у мелкокристаллического льда за 100 ч прочность падает с 75,5 до 10,5 кг/см².

При одноосном сжатии наледного льда разрушающие усилия существенно различаются в зависимости от направления приложения нагрузки и структуры наледных слоев. Прочность наледного льда на разрыв, согласно наблюдениям Е. П. Шумериной [1974], повышается с понижением температуры:

$t, ^\circ\text{C}$	-10	-20	-30	-40	-50
$\sigma, \text{кг/см}^2$	10,3	11,5	11,8	12,0	12,0

При этом σ практически не отличается от сопротивления льда с массивной структурой и хаотической ориентировкой ледяных кристаллов. Объясняется это тем, что испытываемые образцы льда имели примерно одинаковые размеры кристаллов ($1,0$ — $1,5 \text{ мм}^3$).

Наледный лед из морской воды детально изучен Е. С. Дунаевым [1959] в районе г. Владивостока. Намораживалась вода нормальной солености и опресненная до $1,2\text{‰}$ с различными добавками и без них. Мощность наледных слоев колебалась от 2,5 до 20 мм. Наблюдениями установлено, что временное сопротивление льда при давлении, направленном перпендикулярно слоям льда σ_{\perp} , колеблется в пределах $26,4$ — $58,4 \text{ кг/см}^2$, в среднем оно составляет $42,9 \text{ кг/см}^2$. При нагрузке, приложенной параллельно слоям, временное сопротивление на сжатие σ_{\parallel} изменяется от 28,9 до 39 кг/см² (в среднем $35,7 \text{ кг/см}^2$), т. е. на 20% меньше по сравнению с результатами первой серии опытов.

При исследованиях образцов, намороженных из воды соленостью 33 — $34,8\text{‰}$ слоями от 1 до 50 мм, оказалось, что временное сопротивление льда в среднем составило: $\sigma_{\perp} = 25,4 \text{ кг/см}^2$, $\sigma_{\parallel} = 20,4 \text{ кг/см}^2$. Значение временного сопротивления морского на-

ледного льда в зависимости от толщины намораживаемых слоев воды h и температуры воздуха t находится по следующим приближенным формулам:

$$\sigma_{\perp} = 28,89 - 0,19h - 0,06t;$$

$$\sigma_{\parallel} = 26,39 - 0,37h - 0,21t;$$

$$\sigma_{\perp} = 31,8 \frac{1}{10 \sqrt{h}};$$

$$\sigma_{\parallel} = 35,4 \frac{1}{4 \sqrt{h}};$$

из которых видно, что временное сопротивление льда сжатию возрастает с уменьшением толщины намороженных слоев.

Исследования образцов льда, изготовленных путем намораживания чередующихся слоев из пресной и морской воды, дали следующие значения временного сопротивления на сжатие: $\sigma_{\perp} = 21,5 \text{ кг/см}^2$, $\sigma_{\parallel} = 26,5 \text{ кг/см}^2$. Приведенные характеристики льда получены сразу после изготовления образцов. С течением времени искусственный наледный лед теряет свою прочность, и особенно интенсивно в первые дни, затем происходит некоторое нарастание прочности вследствие уплотнения опреснявшегося льда.

Гранулированный и аккреационный лед, имеющий плотность от $0,35$ до $0,8 \text{ г/см}^3$, по своим механическим свойствам является переходным от перекристаллизовавшегося снега (глубинной изморози) к плотному наледному льду. В отделе гляциологии Института географии СО АН СССР изучены следующие образцы гранулированного льда *: а) отобранные из покрова, полученного путем осаднения из полидисперсного водяного факела; б) отобранные из куба размером $80 \times 80 \times 100 \text{ см}^3$, полученного путем свободной засыпки ГЛ, собранного с покрова сразу после его формирования; в) полученные путем разрыхления покрова ГЛ через сутки после его образования; г) отобранные из покрова аэрированного гранулированного льда; д) полученного сразу после кристаллизации капель воды путем свободной их засыпки в форму в виде удлиненного параллелепипеда; этот образец находился в затененном месте экспериментальной площадки на подставках и со всех сторон контактировал с атмосферным воздухом. Все образцы, кроме третьего, помещенного в холодильную камеру, находились в естественных условиях под открытым небом.

При исследованиях прочности льда на сдвиг брались образцы, находящиеся в различных условиях и на разных стадиях метаморфизма. Данные наблюдений при постоянной в момент измерения нагрузке $\sigma = 1 \text{ кг/см}^2$ представлены на рис. 54. Период измерений охватывал 34 дня с момента получения материала. Величина $\sigma = 1 \text{ кг/см}^2$ выбрана с учетом изменения структурной прочности на

* Данные о свойствах гранулированного льда получены Г. И. Сморгинь и А. В. Соколовым под руководством автора.

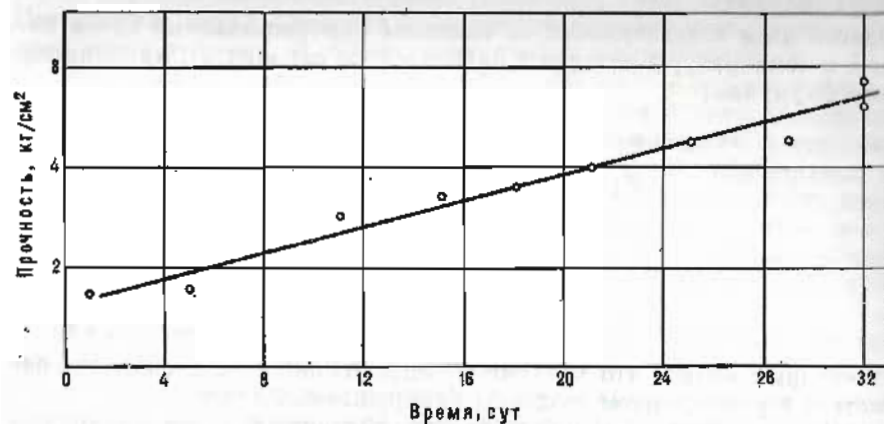


Рис. 54. Изменение прочности образцов гранулированного льда на сдвиг.

ранней стадии метаморфизма. На графике видно монотонное увеличение прочности всех без исключения образцов. За период, равный 32 сут, прочность на сдвиг возросла с 0,5 до 5,6 кг/см².

Данные, полученные в серии экспериментов по изучению быстрого сдвига, в целом показали, что сцепление у образцов гранулированного льда изменяется в зависимости от их «возраста» с 10 до 4,5 кг/см² при температурах $-5 \div -10^\circ\text{C}$. Прочность при быстром сдвиге непрерывно возрастает с увеличением времени, прошедшего с момента получения образцов. Для сравнения укажем, что у монолитного льда при температуре -2°C сцепление составляет 13 кг/см², а у мерзлой глины при этой же температуре — 7 кг/см². Прочность глубинной изморози плотностью 0,4—0,45 г/см³ по размерам частиц, близким к ГЛ, колеблется от 0,1 до 0,2 кг/см². Со временем прочность покрова гранулированного льда приближается к прочности мерзлой глины.

Испытания показали, что образцы ГЛ сжимаются меньше, чем образцы, приготовленные из снега той же плотности. Это связано с тем, что между гранулами льда в образце существуют жесткие связи, которые препятствуют интенсивному перемещению отдельных зерен льда относительно друг друга. В результате наблюдений вскрыта тенденция увеличения характеристик прочностных свойств гранулированного и аэрированного льда со временем. Образцы ГЛ, взятые на различных глубинах покрова и испытанные на сдвиг, не показали какой-либо существенной разницы по сравнению с образцами, находящимися в условиях, близких к изотермическим.

Механические свойства наледного льда резко изменяются при введении добавок. Усиление прочности льда путем добавления в замерзающую воду инородных веществ называется армированием. Армирование льда осуществляется тремя основными способами: а) введением добавок в потоки наледобразующих вод до их поступления на поверхность намораживания; этот способ

Таблица 33

Прочность армированного и чистого пресноводного наледного льда

Наледный лед	Сопротивление, кг/см²		Коэффициент усиления при испытании на удар
	сжатию	изгибу	
С добавкой древесной стружки (7%)	39	14	30
С добавкой опилок	45,5	13	17,5
Без добавок	17,8	7	1

предусматривает использование дисперсных или волокнистых материалов, образующих жидкую смесь — пульпу; б) укладкой минерального или органического вещества на поверхность льда с последующей его заливкой водой или засыпкой гранулированным льдом; в) устройством жесткого ажурного каркаса из металла, дерева или пластмассы, который постепенно вмораживается в лед и является арматурой будущего сооружения.

В качестве армирующих материалов в зависимости от назначения конструкции используются глина, песок, щебень, древесные стружки, хворост, жерди, бревна, торф, стекловолокно, пенопласт, бумага, железные прутья, трубы и др. Вопросы упрочнения наледного льда рассмотрены в серии специальных работ [Дунаев, 1959; Каган, 1964; Кобл, Кингери, 1966; Борщук, 1968, 1973; и др.].

Исследования образцов, намороженных в металлических формах слоями от 3 до 10 мм, показали следующее [Каган, 1964]: наледный лед, полученный из чистой воды, имеет предел прочности на изгиб в среднем 24,6 кг/см², что выше средних значений этой характеристики естественного льда при тех же размерах образца; 2) армирование наледного льда древесным, хлопковым волокном и рубленым жгутом повышает предел прочности на изгиб, но не пропорционально содержанию добавок; введение таких материалов, как опилки, стеклоткань, мипора, пенопласт, понижает предел прочности льда в 1,5—3 раза; 3) добавка в воду древесного и хлопкового волокна, опилок и других материалов приводит к резкому увеличению предела прочности льда на сжатие, при этом, как правило, $\sigma_{\perp} > \sigma_{\parallel}$; 4) наледный лед со многими добавками приобретает пластические свойства и допускает обработку режущими инструментами.

Лабораторные испытания образцов наледного льда, изготовленных намораживанием дистиллированной воды слоями 2—3 мм и армированных опилками и древесной стружкой [Борщук, 1973], показали, что предел их сопротивления сжатию и изгибу при температурах, близких к 0°C , превышает прочность наледного льда без добавок (табл. 33).

Согласно данным Р. Л. Кобла и У. Д. Кингери [1966], исследовавших свойства армированного льда путем измерения модуля разрыва при скорости нагружения порядка 200 фунт-сила/(кв·дюйм·мин), образцы разрушались в течение нескольких

Таблица 34

Прочность армированного морского наледного льда на сжатие, кг/см²

Разновидность наледного льда	Направление нагрузки к слоистости	
	I	II
Из чистой морской воды	9	7,6
Из морской и пресной воды	10,6	10,9
Из морской воды со снегом	7,3	10,1
с колотым естественным морским льдом	11,5	14,3
со шлаком	28,4	25,5
с опилками	37,9	19,6
Естественный морской лед	50	36,6

минут. Авторы выявили источник начального разрушения льда — пузырьки воздуха, которые вносятся при смешивании льдообразующей воды с армирующим веществом. Существует предельная концентрация наполнителя, когда пузырьки воздуха удалить практически невозможно. Например, для асбестовых волокон она составляет около 22%. Прочность армированного льда на разрыв зависит от объема наполнителя. Для получения льда высокой прочности желательно, чтобы отношение длины волокна к его диаметру было как можно большим. Максимальная прочность искусственного наледного льда получается при наполнении его стекловолокном. Наиболее дешевый материал для армирования — пульпа из газетной бумаги. Упрочнение льда древесным волокном дороже в 2 раза, асбестом — в 4, стекловолокном — в 8 раз.

Прочность наледного льда из морской воды, армированного колотым морским льдом, снегом, шлаком и опилками, уменьшается в течение месяца с момента намораживания, при этом падение прочности наиболее интенсивно происходит в первые дни после кристаллизации воды, после чего отмечается небольшое повышение, обусловленное уплотнением опресненного льда [Дунаев, 1959]. Прочность морского наледного льда на сжатие показана в табл. 34.

Как видим, естественный морской кристаллический лед во всех случаях прочнее наледного.

Особый интерес для инженерного дела представляет так называемый льдобетон — облитый водой и промерзший гравий или щебень с добавками песка. Он может широко использоваться для строительства гидротехнических сооружений, автотрасс и пр. Исследования льдобетона выполнил И. Л. Борщук [1973] на образцах, изготовленных намораживанием слоев дистиллированной воды толщиной 2—3 мм. Получены следующие значения временного сопротивления образцов сжатию (в кг/см²): чистый наледный лед —

23; лед с гравием — 30; лед со щебнем гранита — 61; лед с песком и щебнем гранита (в соотношении 1 : 2) — 87.

Одну из разновидностей наледного льда представляет послойно замороженная вспененная вода — пенолед. Он отличается низкими плотностью и коэффициентом теплопроводности и может использоваться для предохранения грунтов от промерзания и защиты ледяных конструкций от термического разрушения. Механические свойства пенольда еще не исследованы.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НАЛЕДЕЙ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

Естественные и потенциальные наледные ресурсы могут найти исключительно широкое применение в различных отраслях народного хозяйства. В настоящее время накоплен большой опыт в использовании наледного льда в практических целях, однако в полной мере он еще не анализировался и не обобщался. Ниже рассматриваются некоторый опыт и возможные пути практической реализации процессов наледообразования.

Использование наледей в транспортных целях

На малых и средних реках области вечной мерзлоты и глубокого сезонного промерзания наледи увеличивают мощность ледяного покрова в 2—5 раз и более, что существенно повышает общую несущую способность руслового льда. На небольших горных реках, не подверженных воздействию наледных процессов, обычно образуется небольшой ледяной покров. Передвижение по нему затруднительно или невозможно из-за торосов, скопления шуги или выступающих крупных валунов. На наледных реках примерно в середине зимы все неровности русла перекрываются «наложенным» льдом, перепады продольного профиля нивелируются и днище долины превращается в относительно ровное извилистое ледяное поле. Эти особенности целесообразно использовать при проектировании и строительстве автотрасс. Летом участки постоянного развития наледей (наледные поляны) представляют собой удобные переправы через водные преграды. Обычно в таких местах русло реки разбивается на ряд мелководных протоков, берега ее выполаживаются. Встречающиеся здесь песчано-гравийные косы, пологие террасы, островки и осередки можно легко приспособить для переброски средств транспорта, грузов и людей. При пионерном освоении местности использование наледных полей в качестве возможных участков переправ через реки позволяет обойтись без возведения громоздких гидротехнических сооружений, экономит время.

Крупные наледи подземных, речных и ледниковых вод в зимний период могут успешно использоваться для посадки и взлета небольших самолетов и вертолетов всех марок. Гигантские наледи-тараны площадью более 1 км², видимо, пригодны для приземления тяжелых летательных аппаратов (особенно в случае аварийных ситуаций).

И зимой и летом наледи представляют собой удобные площадки для высадки десантов геологов, изыскателей, строителей, туристов.

Пригодность крупных наледей в качестве ВПП определяют: а) достаточная мощность льда, выдерживающая динамические и статические нагрузки поршневых самолетов и вертолетов; б) относительно ровная субгоризонтальная и, как правило, безлесная поверхность, лишенная торосов, снега или несущая небольшой снежный покров; в) открытость горизонта и повышенная освещенность наледных полей; г) хорошие подходы как с верхнего, так и с нижнего участков долин; б) благоприятная циркуляция воздушных масс (наличие стоковых или восходящих струй, ориентированных по основному направлению долин).

К отрицательным факторам использования наледей в качестве временных взлетно-посадочных полос относятся: а) неровности льда, возникающие при неравномерном растекании наледной воды (патеки, мелкие бугорки, микропонижения, небольшие застрugi или полосы промоченного и замерзшего снега); б) мелкие термические трещины, возникающие при колебаниях температуры воздуха и уменьшающие прочность льда; в) ледяные и грунтовые бугры пучения; г) воздушные полости в толще наледи и вода на поверхности льда; д) повышенная скользкость наледного льда.

Многие из перечисленных отрицательных факторов легко устраняются при заблаговременном планировании посадок летательных аппаратов. Так, несущую способность наледи можно существенно увеличить армированием льда деревянными щитами, хворостом, жердями, грунтом или искусственным материалом. Неровности ледяной поверхности устраняются дополнительным поливом воды или механическим сносом — скалыванием, срезанием бульдозером типа «Катерпиллер», скреперами, фрезерными машинами. Крупные трещины закладываются битым льдом, жердями, бревнами и заливаются водой. При сложном микрорельефе на естественной наледи устраивается верхнее строение из бревен и деревянных плит, на которые возможна укладка перфорированных металлических щитов. Для уменьшения скользкости наледь посыпают абразивным материалом (песком, гравием и пр.) или рифтуют специальными зубовыми боронами, шиповыми катками или гусеницами тракторов. В некоторых случаях возможно увлажнение поверхности с последующим ее покрытием снегом с помощью роторных снегоочистителей.

В летний период наледные поляны представляют удобные естественные площадки для посадки вертолетов. Приземление может осуществляться или на остатки льда или на задернованный грунт. Посадка на обнаженный аллювий нежелательна, так как слагающие наледную пойму горные породы часто разрыхлены криогенными и водно-эрозийными процессами и легко деформируются.

Искусственное намораживание воды — эффективный способ дополнительного упрочнения и продления сроков службы ледяных переправ, зимних автомобильных дорог и взлетно-посадочных полос (рис. 55). В ряде случаев он может быть использован при строительстве площадок под высотные погрузочно-разгрузочные краны.

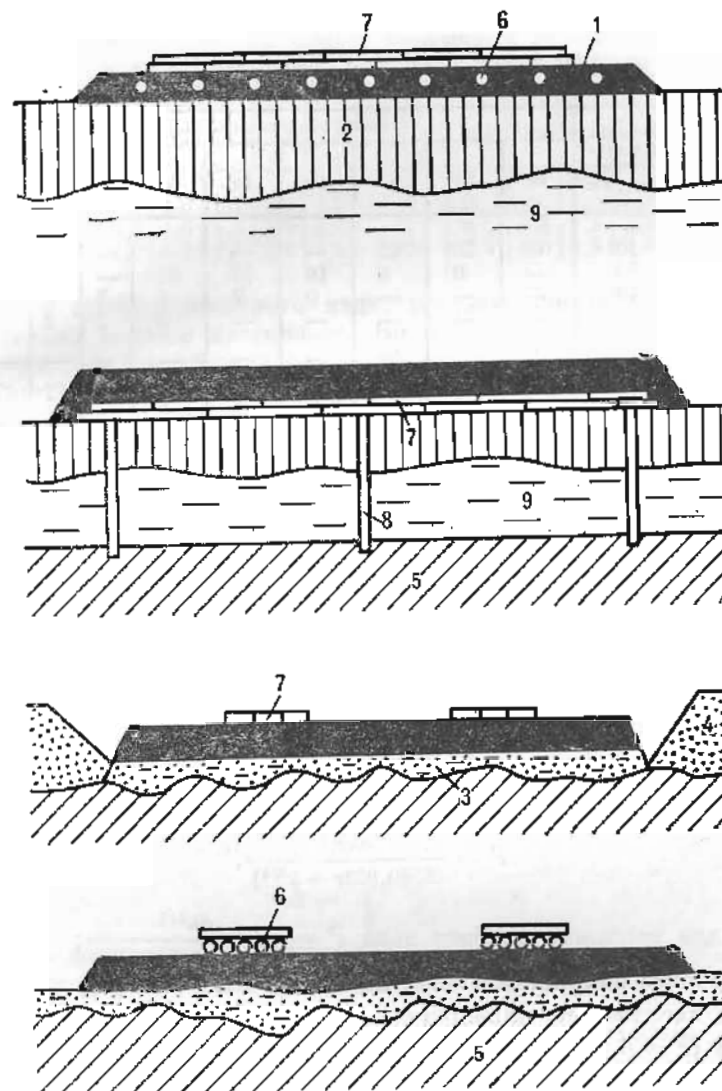


Рис. 55. Схемы основных типов ледовых переправ, автозимников и взлетно-посадочных полос, укрепленных наледным льдом.

1 — намороженный лед (искусственная наледь); 2 — кристаллический речной, озерный или морской лед; 3 — уплотненный снег с добавлением воды (снеголед); 4 — снег рыхлый; 5 — горные породы; 6 — бревна или жерди; 7 — деревянный настил; 8 — вмороженные в лед дополнительные опоры; 9 — вода.

В пределах крупных акваторий намороженные ледяные платформы целесообразно применять как основания долговременных дрейфующих научных станций или для транспортировки крупногабаритных грузов.

Таблица 35

Повышение несущей способности ледяного покрова при намораживании воды на его верхней поверхности, по И. С. Песчанскому [1967], %

Ширина намороженной полосы, м	Начальная толщина льда, см	Конечная толщина льда, см									
		10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
2	10	0	20	42	—	—	—	—	—	—	—
	20	—	0	8	16	25	35	—	—	—	—
	40	—	—	—	0	2	4	7	9	11	12
	60	—	—	—	—	—	0	2	3	4	5
4	10	0	24	52	—	—	—	—	—	—	—
	20	—	0	10	21	33	46	—	—	—	—
	40	—	—	—	0	4	8	12	17	22	27
	60	—	—	—	—	—	0	3	5	8	10
8	20	—	0	8	19	31	47	—	—	—	—
	40	—	—	—	0	7	12	19	25	31	35
	60	—	—	—	—	—	0	4	7	10	13

При строительстве ледовых переправ, автозимников и ВПП на грузку на ледяной покров P рекомендуется определять по формулам И. С. Песчанского [1967]:

— для зимы при температуре воздуха ниже -25°C и расчищенном снежном покрове

$$P = \frac{\sigma h^{5/4}}{31 (0,76r - h^{3/4})};$$

— для зимнего льда под снегом

$$P = \frac{\sigma h^{5/4}}{24 (0,823r - h^{3/4})},$$

— для весеннего слабого льда $P = \frac{\sigma h^{5/4}}{13,2 (1,16r - h^{3/4})}$; где σ — разрушающее напряжение льда на изгиб, т/м^2 ; r — радиус распределения нагрузки по площади круга ($r = 0,565 \sqrt{Lb}$) и по площади эллипса ($r = 0,5 \sqrt{Lb}$); здесь L — длина; b — ширина загрузки ледяного покрова; h — приведенная толщина льда, м. В случае намораживания воды сверху $h = h_1 + h_2\beta$, где h_1 — мощность естественного кристаллического льда; h_2 — мощность искусственной наледи; β — коэффициент, учитывающий неоднородность механических свойств намороженного льда (для снежно-наледного льда $\beta = 0,5$, для намороженного послонного — $0,7$). Намораживание воды позволяет увеличить грузоподъемность льда на 10–60% (табл. 35).

Создание искусственных наледей следует осуществлять после уплотнения или расчистки снежного покрова способом налива или набрызга. При использовании последнего необходимо следить за тем, чтобы капли воды не промерзли в воздухе, а лишь охлаждались до температуры кристаллизации. Это не допускает формирования

Таблица 36

Интенсивность намораживания воды в зависимости от метеословий, см/ч

Скорость ветра, м/с	Температура воздуха, °C							Скорость ветра, м/с	Температура воздуха, °C						
	-4	-5	-10	-15	-20	-25	-30		-4	-5	-10	-15	-20	-25	-30
0	0	0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	5	0	0	1,0	2,0	3,0	4,0	5,5
1	0	0	0,5	1,0	1,5	2,0	3,0	7	0	0,5	1,5	2,5	3,5	5,0	6,5
3	0	0	1,0	1,5	2,5	3,5	4,5	10	0,5	1,0	1,5	3,0	4,5	6,0	8,0

пористого гранулированного льда, несущая способность которого значительно меньше массивного. Во избежание потери воды рабочие площадки желательно оградить снежными валиками, деревянными щитами или бревнами. При безветренной погоде намораживание рекомендуется вести при температуре ниже -10°C . Интенсивность намораживания при различных скоростях ветра и температуре воздуха ориентировочно оценивается с помощью табл. 36. Для ускорения процесса намораживания практикуется укладка ледяной щебенки слоем мощностью 10–15 см. При возведении искусственных наледей целесообразно армировать образующийся лед хворостом, опилками, древесной щепой, минеральной ватой, бревнами, досками, проволокой, гравием, галькой и пр. Лучшим способом упрочнения наледного льда является приготовление пудры из древесно-волоконистых материалов.

При кратковременной нагрузке на лед расчетный момент находится по формуле

$$M = 0,4k_z P, \text{ т/м},$$

где k_z — коэффициент запаса, равный 1,5–1,8; P — давление груза, машины или вертолета, т [Горецкий, Бородач, 1964]. В зависимости от P мощность льда должна быть

$$h = \sqrt{\frac{2,4P}{\sigma_d}},$$

где σ_d — допускаемое напряжение на изгиб, равное σ_b/h_b , здесь σ_b — временное сопротивление льда изгибу, равное 5–45 кг/см^2 , в среднем 20 кг/см^2 .

Площадь сечения арматуры находится по выражению

$$f = \frac{0,4k_z P}{\sigma_a h_n (1 - 0,01\mu\sigma_a)} \times$$

где σ_a — временное сопротивление арматуры на растяжение; h_n — мощность слоя наледного льда; μ — коэффициент армирования как отношение площади поперечного сечения вводимого материала к площади сечения намороженного ледяного массива; для деревянной арматуры $\mu = 0,05$ – $0,035$.

Коэффициент усиления ледяного покрова деревянными настилами K_y может быть найден по формуле М. М. Корюнова [Ильин и др., 1971]:

$$K_y = 1 + \frac{I_n E_n}{I_n E_n} = \frac{P_y}{P_n} = 1 + k,$$

где I_d и I_l — моменты инерции деревянной поперечины и полосы льда между ними; P_y — грузоподъемность усиленной ледяной плиты, т; P_d — грузоподъемность ледяного покрова, т; k — коэффициент, учитывающий структуру льда (в среднем для снежно-наледного льда $k = 0,5$, для наледного — $0,8$, для кристаллического — $1,5$); E_d и E_l — модули упругости дерева и льда, т/м².

При устройстве ледовых переправ, автозимников и взлетно-посадочных полос иногда требуется найти благоприятные сходы. На многих реках и водоемах это сделать не всегда возможно из-за крутых берегов, наличия закраин или приливно-отливных трещин. В таких случаях рекомендуется намораживание воды поливом, набрызгом или комбинированным способом. Строительство прибрежных ледяных сооружений может осуществляться из местной или привозной воды. В качестве добавок практично использовать снег, хворост, щебу или другой подходящий материал. В арктической и антарктической зонах принцип ледяного сопряжения с берегами может использоваться для возведения снежно-ледяных причалов, облегчающих погрузку и выгрузку грузов с океанических кораблей.

Большое транспортное значение приобретают наледные процессы при строительстве временных автомобильных дорог. Сухопутные ледяные дороги делятся на два типа: поливные с колеями на снежном основании и на земном основании [Ильин и др., 1971]. Оба типа дорог устраиваются в том случае, если: 1) требуется продление срока службы автозимника; 2) движение по трассе осуществляется на санях, прицепах и полуприцепах; 3) необходимо улучшение технического состояния транспорта и условий перевозки грузов; 4) сооружению снегоуплотненной дороги не позволяет рельеф местности.

Ледяные дороги обычно строятся в два периода. Вначале до наступления морозов производят валку деревьев, их разделку, трелевку и укладку в штабеля или в основание будущей трассы; в некоторых случаях готовят земляное полотно и нарезают колеи. Во второй период специальными машинами и механизмами уплотняют снежный покров и выполняют работу по обледенению проезжей части дороги. Для поливов используют вакуум-цистерны на полуприцепах тягачей ЗИЛ-157, МАЗ и других или автогудронаторы марок Д-851, Д-164 без дополнительных устройств [Там же].

При первых поливах обледеняется полоса шириной около 3 м, при последующих — оставшая часть проезжего полотна. Количество воды, необходимое для обледенения 1 км дороги, находят по уравнению

$$W = \frac{Bh(\rho_1 - \rho_2)}{1,09},$$

где h — толщина ледяного слоя, мм; B — ширина обледенения; m ; ρ_1 — средняя ожидаемая плотность наледного льда, равная $0,8—0,85$ г/см³; ρ_2 — плотность снега на дороге перед началом поливки, г/см³; в знаменателе — коэффициент, учитывающий переход воды в лед. Приблизительно $W = Bh$ (в м³/км).

Намораживание льда мощностью $0,35—0,5$ м позволяет удлинить срок эксплуатации автозимников на $10—15$ дней. Армирование снежно-ледового покрытия удлиняет срок службы дороги на 30 дней.

В пределах морских и озерных акваторий искусственно намороженные ледяные платформы можно широко использовать в качестве средства для перевозки крупногабаритных грузов, а также для разведки месторождений полезных ископаемых (нефти, газа и др.). Возможности создания крупных ледяных платформ в арктических и антарктических водах Земли обосновываются теоретическими расчетами. Современное техническое оснащение позволяет создавать крупные ледяные острова. Трудности заключаются в обеспечении термической устойчивости искусственного ледяного айсберга, поскольку непрерывное намораживание воды создает изотермическое поле с температурой, близкой к 0°C . В этих условиях массив льда быстро разрушается под влиянием термомеханического воздействия морских вод и давления окружающего льда. Устойчивость ледяной платформы можно увеличить глубокой хладозарядкой посредством жидкостных самонастраивающихся установок системы инженера С. И. Гапеева и свай Лонга. В настоящее время в Советском Союзе и за рубежом ведутся опыты по созданию плавающих ледяных платформ. В основе большинства экспериментов лежат принципы наледобразования.

К числу транспортных аспектов использования наледей следует отнести также строительство ледяных дамб и причалов в низовьях сибирских рек, а также у берегов арктических и антарктических морей. Этот вопрос подробно освещен в работах А. А. Бубыря [1957, 1961, 1965].

Наледи — источники водоснабжения

Естественные наледи — это прежде всего источники воды, которая может быть использована для питья и на хозяйственные нужды. Наибольшую ценность представляет вода, аккумулированная в наледях подземных вод. Запасы ее в ряде районов достигают размеров, с избытком перекрывающих потребности населения и местной промышленности. Так, расход воды на питание Момского Улахан-Тарына, по расчетам Н. Ф. Швецова, составляет около 16 тыс. л/с, т. е. больше среднего расхода р. Индигирки в конце зимнего периода.

Обычно снабжение талой наледной водой применяется в тех случаях, когда другие источники отсутствуют или их недостаточно. Таяние льда может осуществляться на месте формирования наледи или вблизи объектов потребления. Первый способ менее предпочтителен, так как требует специальной водопроводной системы или дорогостоящих транспортных устройств. При необходимости естественные наледи укрываются изоляционным материалом для предохранения их от разрушения весной и летом. Расчет теплоизоляции производится по формуле (6.1).

В засушливых районах талые наледные воды рекомендуется собирать в металлические емкости, пруды или в специальные водохранилища. Их наполнение может осуществляться естественным путем или принудительно с использованием насосов и водопроводных систем. Для получения соответствующего количества воды в нужный период времени процесс таяния льда можно замедлить посредством теплоизоляционных покрытий или, наоборот, внести дополнительное количество тепловой энергии. Для уменьшения потерь воды с наледи на испарение можно покрыть ее поверхность (или часть ее) зеркальными полимерными пленками. Устройство водозаборов ниже наледей обычно требует некоторой планировки и углубления русел, прокладки каналов, заградительных, стокорегулирующих и очистных сооружений.

Использование наледных вод в зимний период обычно ограничено из-за того, что они рассредоточиваются по долине и место выхода их на лед в каждый последующий период времени (день, неделю) предугадать очень сложно. Концентрацию наледообразующих вод зимой можно ожидать или по периферии наледного массива, чаще всего на контакте со снежным покровом, или на участках вздутий льда и грунта, расчлененных трещинами пучения.

Наледи являются хорошим признаком при поисках источников водоснабжения. В ряде случаев они дают возможность вскрыть региональные и местные особенности пополнения и разгрузки бассейнов подземных вод, определить пути их циркуляции и взаимодействие с меральными горными породами. Источники подземных вод, как правило, располагаются в верхней части наледной поляны и по подножиям горных склонов и террас. Они могут быть концентрированными или рассредоточенными. Зимой их местонахождение маркируется полынками, увлажненным льдом, участками формирования изморози. Летом головки наледообразующих источников находят по характерной растительности (массивам елового и соснового леса, зарослям ивы, водорослям), специфическому микрорельефу (воронкам, ветвящимся протокам и пр.). При рассредоточенных выходах воды наледообразующие источники рекомендуется каптировать посредством устройства дренажных канав, труб, колодцев или скважин.

В некоторых засушливых районах в зимний период целесообразно возводить искусственные ледяные массивы, с тем чтобы расходовать аккумулярованную воду в течение лета. Этот способ водоснабжения практикуется в овцеводческих хозяйствах Бурятии и Монголии.

Наледи как средство водно-тепловой мелиорации почв и горных пород

Во многих областях, характеризующихся дефицитом весенне-летнего увлажнения, широко используется наледный способ орошения сельскохозяйственных угодий [Павлов, 1960; Дзень, 1968; Яворский, 1981]. В некоторых почвенно-климатических зонах (в По-

волжье, Хакасии, на юге Забайкалья) он позволяет увеличивать урожайность трав, картофеля и зерновых культур в 2—2,5 раза. Сущность метода сводится к послойному намораживанию воды на полях, подаваемой из естественных водотоков, водоемов или водохранилищ, а также из шахт, канализационных систем и пр. Намораживание проводится многократно слоями толщиной 5—10 см. Общая мощность льда не должна превышать 0,5 м, так как в противном случае лед может сдерживать начало вегетации или приводить к выпреванию семян и корней растений.

Кроме поливов можно использовать брызговое намораживание воды посредством утепленных распыляющих устройств, поставленных на ходовые агрегаты (тракторы, автомашины и пр.). Зимнее орошение наледными водами увеличивает влажность почв в критический засушливый период, позволяет рационально использовать водные ресурсы. В качестве руководства по данному вопросу рекомендуется книга А. В. Павлова [1960].

Формирование наледного льда сопровождается тепловыми эффектами, которые можно использовать в практике тепловой мелиорации грунтов. Охлаждение наледообразующего слоя в результате теплообмена с окружающим пространством и выделение скрытой теплоты льдообразования создают своеобразную «нулевую завесу», которая предотвращает промерзание подстилающих грунтов. Применение наледей в качестве тепловых экранов использовалось на дренажных полигонах, однако не принесло ожидаемых результатов в связи с тем, что в теплый период года требуется много затрат тепла на таяние льда, а это сдерживает прогревание горных пород. Кроме того, технологически и экономически более выгодным оказывается метод затопления водой. В связи с этим использование наледных процессов для предотвращения грунтов от промерзания целесообразно только там, где другие способы мелиорации не применимы.

В малоснежных районах для теплоизоляции небольших площадей применяют пенолед, получаемый путем послойного намораживания вспененной воды. В зависимости от типа вспенивателя, его концентрации в растворе и технологии получения пены плотность получаемого пенольда варьирует в широких пределах — от 0,01 до 0,25 г/см³. Выбирая вспениватель и режим пеногенерирования, можно добиться заданной плотности пенольда, а следовательно, необходимой его теплопроводности. Зависимость коэффициента теплопроводности пенольда от его плотности приближенно описывается выражением

$$\lambda_{\text{п}} = 2,5(\rho - 0,002), \text{ ккал/(м} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C)},$$

где ρ — плотность пены, г/см³. Эта формула получена по данным Ц. Г. Гинзбурга с соавторами [1964] и верна для пенольда с плотностью не выше 0,1 г/см³.

Весьма перспективен как теплоизолятор гранулированный лед. Для этого необходимо понизить его плотность до 0,3 г/см³, что может быть достигнуто подбором такого режима диспергирования жидкости, при котором ледяные частицы ложатся на основание в виде

сросшихся агрегатов [Сморыгин, 1981]. Другой путь уменьшения теплопроводности покрова рыхлого льда — аэрирование замерзающих капель воды, т. е. получение АГЛ плотностью 0,2—0,25 г/см³.

Применение ГЛ, АГЛ и пенольда целесообразно не только для предохранения грунтов от промерзания, но и для теплоизоляции ледяных конструкций, например ледяных складов. Этот способ, предотвращающий термическое растрескивание сооружений, позволяет значительно продлить срок их службы.

Наледи как холодагент

Естественные наледи в случае их близкого расположения к хозяйственным объектам целесообразно использовать для охлаждения пищевых продуктов и материалов. Охлаждение может осуществляться непосредственно в зоне наледообразования при контактах со льдом и талой водой или на некотором расстоянии от нее. При охлаждении в зоне наледообразования рекомендуется устраивать специальные ящики и устанавливать их в ледяных нишах, обкладывать колотым льдом или омывать холодной наледной водой. При установке ящиков необходимо следить, чтобы они не были повреждены обрушивающимися глыбами льда. По мере стаяния льда ящики переставляются в новое подходящее место.

Вблизи летующих наледей этот способ дает возможность хранить скоропортящиеся продукты в течение всего теплого периода года. В зоне формирования наледей практически установить специальные водонепроницаемые цистерны или другие металлические емкости с входными и вентиляционными люками в их верхних частях. Весной лед вокруг этих сооружений следует покрыть теплоизоляционным материалом для того, чтобы предотвратить образование полостей между льдом и металлом. При значительном обнажении емкостей их можно поливать холодной наледной водой, для чего устраивается водовод с разбрызгивающими форсунками. Вместо металлических емкостей иногда можно использовать гидроизолированные деревянные срубы, строительство которых осуществляется в начале зимы.

Известны три способа охлаждения: ледяное, льдосоляное и водяное. Ледяное и льдосоляное охлаждение предусматривает разработку, транспортировку наледного льда и его складирование в специальных устройствах — ледниках. Водяное охлаждение требует проведения теплоизолированного водопровода и строительства охлаждающей системы.

Л е д н и к — это стационарное, обычно деревянное сооружение, предназначенное для охлаждения и краткосрочного хранения скоропортящихся продуктов и материалов с запасом льда на весь теплый период года. Ледники могут быть наземными и подземными, а последние закрытыми или полужакрытыми. Они имеют холодильные камеры, отсеки для льда и вспомогательные помещения.

Объем помещения для льда и количество наледного льда, закладываемого в ледник, определяют расчетным путем с учетом температуры наружного воздуха и теплофизических свойств строитель-

ных материалов [Мещеряков, 1975]. Ориентировочно объем отсеков для льда устанавливают для ледников с верхним и нижним охлаждением в 1,5—2 раза, с боковым охлаждением — в 4—5 раз больше объема холодильных камер. Объем льдохранилища W определяют по формуле

$$W = \frac{\sum Q_n}{80 \cdot \beta}, \text{ м}^3,$$

где γ — средняя плотность наледного льда, равная 850 кг/см³; β — коэффициент заполнения, равный 0,85—0,95; $\sum Q$ — количество тепла, поступающего ко льду за период с положительными температурами наружного воздуха; n — коэффициент запаса, равный 1,2—1,3.

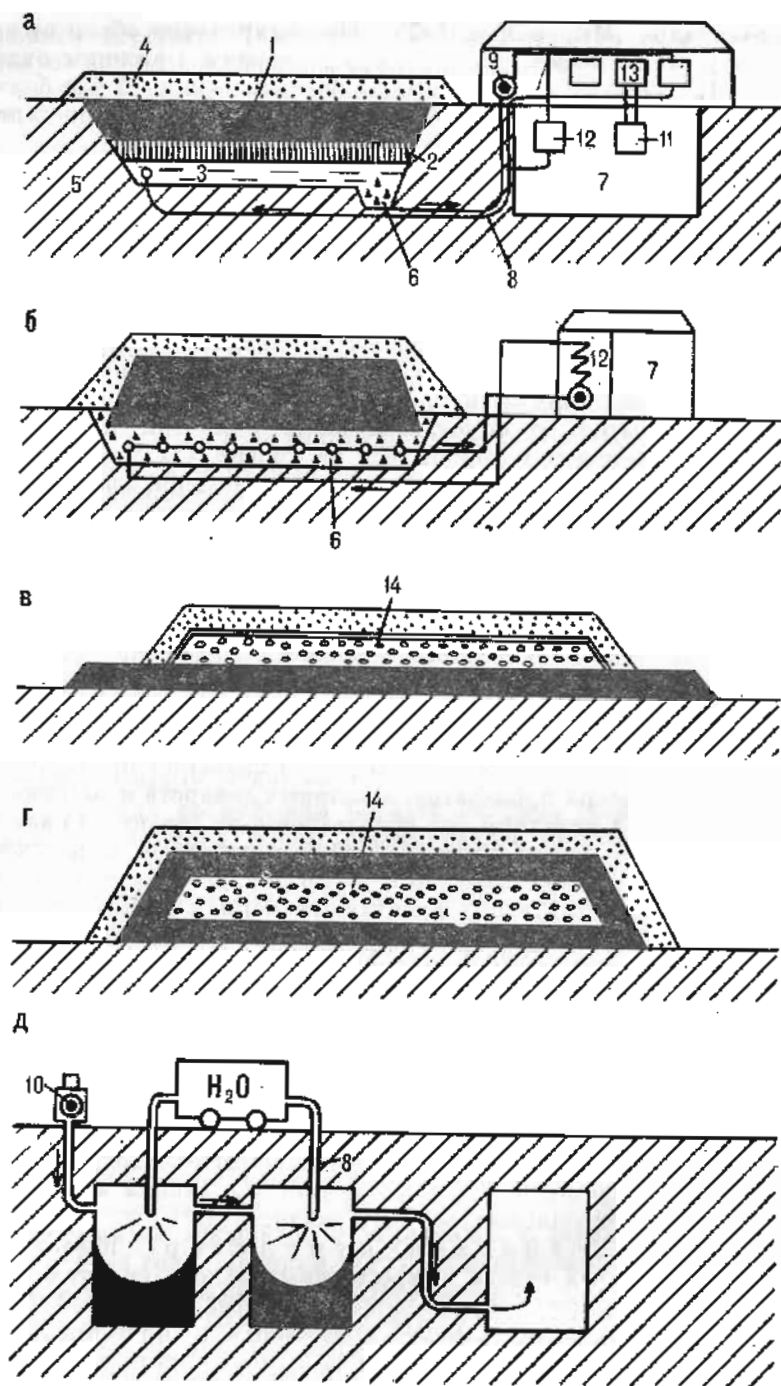
Температура воздуха в холодильных камерах при ледяном охлаждении обычно не опускается ниже 4°C. При льдосоляном охлаждении она может удерживаться на уровне 0°C. Метод расчета льдосоляной смеси описан в работе Ф. Е. Мещерякова [Там же, с. 377].

Охлаждение талыми наледными водами может быть рекомендовано в том случае, если наледь существует продолжительное время (1—2 мес и более) и расположена на небольшом расстоянии от охлаждаемого помещения (камеры). Этот способ требует соответствующего технического оснащения — насоса, водозаборного устройства, водопроводных труб, электрооборудования, охлаждающего устройства. С помощью водяного охлаждения в холодильных камерах можно поддерживать температуру воздуха не ниже 6°C, что вполне достаточно для непродолжительного хранения продуктов питания, биологических препаратов, некоторых лекарств и материалов.

Естественный наледный лед используется не только для закладки в ледники, но и для других целей — в торговле, медицинском обслуживании, на хладотранспорте и пр. Разработка наледей при соблюдении соответствующих санитарных норм и правил осуществляется с помощью электро- и пневматических молотков, напорных гидравлических установок (гидромониторов), взрывных работ, режущих машин или ледокольных устройств.

Искусственный наледный лед широко используется в качестве холодоносителя и строительного материала при возведении льдонрудов-холодоаккумуляторов, ледяных площадок, ледяных и льдомержательных складов. Их строительство назначается с учетом потребностей скоропортящихся веществ в случае отсутствия машинного охлаждения или в дополнение к нему. При расчете холодильников учитываются потенциальные наледные ресурсы, запасы воды, строительного и теплоизоляционного материала.

Л ь д о п р у д - х о л о д о а к к у м у л я т о р представляет собой искусственный водоем с естественным льдом, укрытый теплоизоляционным материалом и соединенный через гравийный фильтр с подземной холодильной камерой и наземным техническим блоком (рис. 56, а). При отсутствии водоема вода может намораживаться в виде ледяного бунта, при этом охлаждение осуществляется талой во-



дой. Сущность метода, разработанного Всесоюзным научно-исследовательским холодильным институтом, заключается в следующем.

Ледяной бунт намораживают на специальной бетонной площадке с бортами. Сверху бунт как обычно укрывают изоляцией. С наступлением теплых дней он начинает подтаивать. Образующаяся при этом талая вода собирается в приемке, откуда насосом подается в змеевики охлаждающих устройств. Талая вода через перфорированную трубу, нагревшись, возвращается под ледяной бунт со стороны, противоположной той, где расположен приемок. Отсюда вода по бетонной площадке стекает в сторону приемка. При этом она поднимает снизу ледяной массив, который по мере таяния оседает. За охлаждающий сезон лед может стаять на 2—3 м. Для очистки талой воды от грязи и опилок, уносимых ею при прохождении под бунтом, ее пропускают перед приемком через специальный гравийный фильтр [Там же, с. 384]. Льдобунт-холодогоенератор (см. рис. 56, б) может использоваться также как льдобунт-конденсатор (см.: Бобков [1977]).

В районах с высокими зимними температурами для хранения продуктов (овощей) и скоропортящихся материалов рекомендуется устраивать льдоплощадки (см. рис. 56, в, г), представляющие ледяные массивы мощностью около 1 м и площадью $20 \times 50 \text{ м}^2$. Источником наледообразования может быть водопроводная, речная, озерная или морская вода. Сооружение льдоплощадок осуществляется весной из расчета их сохранения под слоем термоизоляции до начала зимы или осенью с наступлением устойчивых морозов. Охлаждаемый продукт укладывается в любое время года, укрывается крафт-бумагой, полиэтиленовой пленкой, затем слоем снега, сухими опилками, торфом, пенопластом или другим малотеплопроводным материалом. Внутри бунта оборудуется вентиляционная система, которая в случае сильного охлаждения материалов используется для их импульсионного подогрева теплым воздухом. Для хранения 250 т продуктов в течение 3—9 мес требуется около 930 м^3 льда и примерно столько же опилок.

Наледный лед в виде бунтов применяется для охлаждения воды до 1°C в так называемых льдофригаторах — полузаглубленных железобетонных баках объемом 5—7 м^3 с гравийным фильтром, оросителем, насосом и водопроводным каналом. Получение холодной воды достигается орошением дробленого наледного льда через систему перфорированных труб. Для повышения интенсивности охлаждения в льдофригатор добавляют поваренную соль или другое понижающее температуру льда вещество.

Рис. 56. Схема использования искусственного наледного льда в качестве источника холода.

а — льдопруд-холодоаккумулятор; б — льдобунт-холодогоенератор; в, г — открытые и закрытые льдоплощадки; д — рудничный кондиционер. 1 — замороженный лед (искусственный наледь); 2 — естественный кристаллический лед; 3 — вода; 4 — теплозащитный материал; 5 — горные породы; 6 — песчано-гравийный материал (фильтр); 7 — холодильная камера; 8 — водопроводные трубы; 9 — насос; 10 — компрессор для нагнетания воздуха; 11 — отопительный конденсатор (для зимы); 12 — водяной воздухоохладитель (для лета); 13 — холодильные компрессорные агрегаты; 14 — охлаждаемый продукт. Стрелками указано направление движения воды или воздуха.

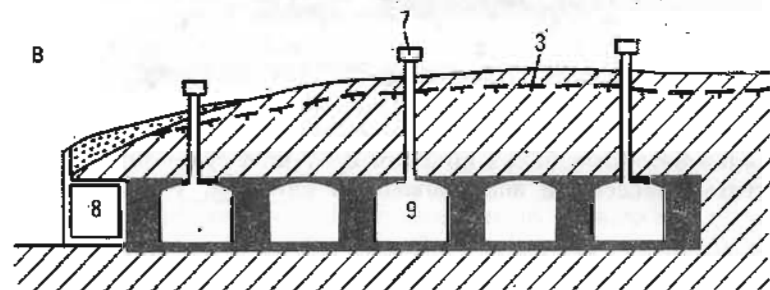
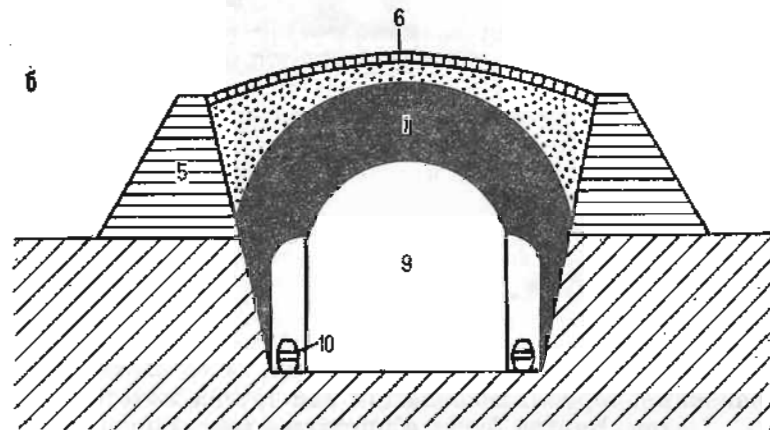
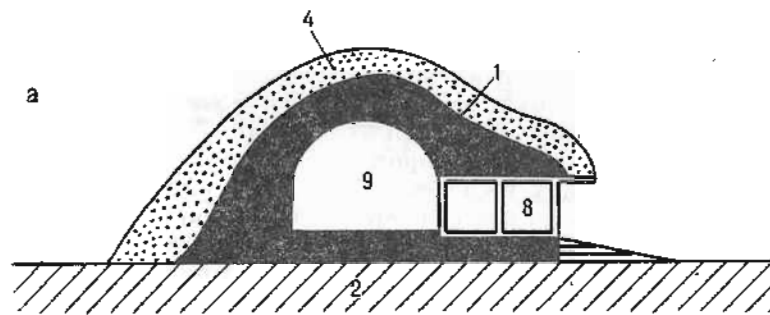


Рис. 57. Схемы основных типов ледяных складов.

а — наземный (в льдобунте); б — полуподземный; в — льдомерзлотный. 1 — замороженный лед; 2 — горные породы; 3 — граница вечной мерзлоты; 4 — термоизоляционный материал; 5 — бермы; 6 — перекрытие; 7 — вентиляционные каналы; 8 — тамбур; 9 — холодильные камеры; 10 — бочки с льдосоляной смесью.

Наледные процессы с успехом используются для кондиционирования воздуха. Ледокондиционеры представляют собой наземные или подземные емкости, в которых зимой посредством брызгальных устройств намораживается вода. Оттепляющийся за

счет скрытой теплоты льдообразования воздух поступает в помещение или горные выработки (см. рис. 56, б). Летом теплый наружный воздух, проходящий над тающим ледяным массивом, наоборот, охлаждается и насыщается влагой. На практике таким способом температуру наружного воздуха удается повысить от -30 до 0°C . Источником льдообразования служат поверхностные или подземные (шахтные) воды.

Искусственный наледный лед является основным элементом ледяных складов, нашедших широкое применение не только в зоне распространения вечной мерзлоты, но и в районах с умеренным климатом, например в средней полосе России, на Украине. Обычно ледяные склады состоят из трех частей: ледяного массива, теплоизоляционного покрытия и деревянного тамбура (рис. 57). По характеру работы и сроку службы они разделяются на: 1) сезонные (без искусственного охлаждения); 2) склады М. М. Крылова с льдосоляным охлаждением; 3) многолетние с машинным охлаждением; по конструкции — на наземные, полуподземные и льдомерзлотные. О строительстве и опыте эксплуатации ледяных складов накоплена большая литература. В качестве руководящих материалов по этому вопросу рекомендуются книги В. К. Щелокова [1967] и В. А. Бобкова [1977].

Опреснение воды способом намораживания

При промерзании воды на льду некоторая часть минеральных веществ переходит в остаточный объем жидкости, которая, постепенно обогащаясь (вымораживаясь), превращается в ячейки воды повышенной минерализации (вплоть до рассолов). Переход жидкости в твердое состояние приводит к образованию взвешенных во льду наледных солей. Часть солей при разрушении наледного льда растворяется тальмими водами, а часть выпадает в осадок. Наледные процессы, таким образом, являются своеобразным гидрохимическим генератором, способным, с одной стороны, опреснять массу воды, а с другой — обогащать исходное вещество до состояния насыщенных растворов. Эта особенность наледообразования может использоваться для опреснения воды в засушливых районах с широким распространением соленых и солоноватых озер, а также на побережье арктических и субарктических морей.

Сущность наледного способа опреснения воды заключается в послойном ее намораживании в виде ледяных бунтов мощностью до 5 м. Процесс опреснения происходит в результате перехода теплых слоев воды в лед и вытеснения минеральных веществ в остаточный рассол, который стекает по трещинам и капиллярам в поддон, откуда отводится в специальный бассейн или сбрасывается в понижения рельефа. Процесс вымораживания солей зависит от температуры среды t и общей минерализации (солености) воды. При $t = -2^{\circ}\text{C}$ выпадает углекислый кальций, при -8°C — сернокислый натрий, при -23°C — поваренная соль, при -40°C — хлориды магния, калия и кальция [Слесаренко, 1973]. Низкие температуры воздуха обеспе-

чивают образование мелких ледяных кристаллов с большим количеством ячеек рассола. При высоких температурах и медленном промерзании воды количество солей в межкристаллическом пространстве уменьшается. Наибольший эффект опреснения достигается при незначительном охлаждении соленой воды ниже 0°C и медленном нагревании полученного ледяного массива. При уменьшении соле-содержания в воде в 2 раза, соленость полученного льда уменьшается в 3 раза. При таянии 1 м^3 намороженного льда, сформированного наледьюобразующими водами соленостью 30 и 5 г/л, образуется 0,6 и $0,9 \text{ м}^3$ пресной воды соответственно [Павлов, 1972]. Возможности опреснения воды резко увеличиваются при брызговом намораживании [Алексеев, Сморгин, 1985].

В районах, где средняя суточная температура воздуха не опускается ниже -4°C и отмечаются частые переходы через 0°C , рекомендуется применять определитель системы Геллера. Устройство «...представляет собой незначительные по глубине бассейны, расположенные один над другим террасами. Дну каждого бассейна придается волнистый профиль и уклон нижележащего сборного резервуара. Высота углублений дна бассейна составляет примерно 5 см. Соленая вода подается в верхний бассейн и в течение ночи при отрицательных температурах замерзает, образуя корку частично опресненного льда толщиной 1—3 см. Утром намерзшая соленая вода выпускается в нижние бассейны, а лед опускается на дно. Днем с повышением температуры лед начинает таять. Первые порции талой воды обычно содержат некоторое количество солей, и их сбрасывают в нижележащие бассейны. При дальнейшем таянии льда получается пресная вода, которая направляется в сборный резервуар. Процесс опреснения воды в нижерасположенных бассейнах протекает точно таким же образом» [Павлов, 1972, с. 122]. Описанный способ позволяет получить 5—7 л пресной воды с площади 1 м^2 .

Брызговой опреснитель воды может представлять гидронапорную установку различных конструкций и принципа действия с системой разбрызгивающих насадок (форсунок), обеспечивающих диспергирование воды до уровня ее кристаллизации во всем объеме образующихся капель при данных метеорологических условиях и солености воды. При низких температурах замерзание капель и образование пресного льда с ячейками рассола происходит в воздухе. Истечение высокоминерализованной жидкости начинается при осаждении и продолжается в процессе промерзания и метаморфизма гранулированного льда. Использование этого метода предполагает устройство субгоризонтальных площадок с поддонами, обеспечивающими сток рассола. При температурах, близких к эвтектическим, капли воды могут оседать на вертикальных гидрофильных поверхностях типа марли, полотна, брезента, густой сетки и прочих и, растекаясь, замерзать тонким слоем, образуя ледяной щит. Истечение рассола из льда при данном способе намораживания осуществляется достаточно быстро, и эффект опреснения значительно повышается по сравнению с послойным намораживанием на горизонтальных площадках.

При хозяйственном освоении территории иногда возникает необходимость консервации естественных или искусственных горных выработок — шахт, штолен, шурфов, туннелей, пещер и пр. В областях распространения вечной мерзлоты и глубокого сезонного промерзания это мероприятие можно осуществить послойным намораживанием воды. Льдозакладка выработанных пространств бывает временной, рассчитанной на 1—2 сезона, или многолетней, сохраняющейся в течение ряда лет. По объему она различается на полную и частичную.

Временная и частичная льдозакладка устраивается в основном для предотвращения привходовых частей горных выработок от обрушения. Полная льдозакладка назначается при отработке рабочих пластов с полезными ископаемыми во избежание осадения кровли и соответствующих провалов на поверхности земли.

Неполная льдозакладка предусматривает специальное устройство в виде деревянных и металлических щитов, укрепленных на несущих опорах или балках, отделяющих ледяные массивы от внутренних частей подземных выработок. Возведение искусственной наледи осуществляется посредством намораживания поверхностных или подземных (шахтных) вод с использованием естественного холода и соответствующего технического оснащения — насосов, шлангов, автоцистерн и пр.

Перед возведением ледяного массива производится гидроизоляция перекрытия или намораживание смешанного с водой снега. Дальнейшая льдоаккумуляция осуществляется разбрызгиванием или поливом воды с учетом условий ее кристаллизации. При намораживании воду желательно охладить до 0°C и обязательно обеспечить полное ее замерзание с достаточно высокой хладозарядкой. Интенсивность теплосъема повышается посредством повышения вентиляторов, с помощью которых транспортируется холодный воздух атмосферы к месту льдонакопления.

В областях с суровыми климатическими условиями неполная льдозакладка может осуществляться путем естественного намораживания талых снеговых вод. В этом случае процесс льдообразования желательно интенсифицировать затенением входов, устройством вынужденной конвекции и пр. В целях предотвращения таяния льда необходимо уложить на него термоизоляционный слой из сухого торфа, шлака, деревянной стружки, щепы и других веществ. При льдозакладке вертикальных выработок устройство термоизоляции необязательно, так как интенсивному вытаиванию льда препятствуют накапливающиеся сверху слои талых снеговых, дождевых и грунтовых вод.

В арктических и субарктических условиях иногда возникает необходимость складирования большого количества нефтепродуктов или других жидкостей, не замерзающих при отрицательных температурах. При отсутствии металлических емкостей устраивают льдомерзлотные подземные хранилища открытого или закрытого типа.

Для обваловки стенок горных выработок в целях предохранения жидкостей от загрязнения, а также для создания водонепроницаемых мерзлотных валиков рекомендуется послойное намораживание воды. Глазуровка емкости начинается напуском тонких пленок воды по стенам при морозах менее 10°C . Набрызг может применяться только в том случае, если капли не замерзают в воздухе, а лишь охлаждаются до 0°C и, оседая, растекаются тонкими слоями. В противном случае образуется пористая структура льда, способная к фильтрации жидкости. После образования корки льда мощностью 5—10 см дно емкости заливают, воду промораживают, затем сооружают ледяные валки, перекрытие и укладывают теплоизоляционный материал. Заполнение емкости производится зимой, при этом жидкость охлаждается ниже 0°C .

Другие области применения наледного льда

Намораживание воды может быть широко использовано для борьбы с разрушением берегов, селевыми потоками, ледоходом, снежными лавинами, заносами и некоторыми другими опасными природными явлениями. Эффективность искусственного наледообразования в каждом конкретном случае определяется технико-экономическими показателями, учитывающими фактор времени, ресурсы воды, «запасы холода» и важность защищаемого объекта. Намораживание воды назначается в том случае, если другие методы экономически невыгодны или не дают желаемого результата.

На побережье арктических и субарктических морей, озер и рек, сложенных горными породами, подверженными интенсивному разрушающему воздействию ветровых волн (термоабразии) и термомеханическому давлению (навалам) льда, целесообразно строительство защитных ледяных стенок, дамб и плавающих платформ. В ряде случаев искусственные наледы практически использовать для защиты прибрежных гидротехнических сооружений и судов. Возведение ледяных сооружений проводится методом послойного или брызгового намораживания воды после установления устойчивых отрицательных средних суточных температур воздуха или сразу после ледостава. В последнем случае период намораживания сокращается на 1—3 мес. Гидромеханизированная установка может размещаться на берегу, на ледяном припайе или на водоплавающих судах. Водозаборные шланги закладываются таким образом, чтобы их работу не нарушила осадка образующегося ледяного массива. Формы и размеры ледяных дамб и платформ назначаются в зависимости от особенностей местности и ограждаемых объектов, при этом соблюдаются следующие условия: $H_n \leq H_n \geq H_c$, $l_n \geq l_{тз}$, где H_n — уровень паводковых вод, приливов или ветрового нагона; H_c — проектируемая мощность искусственной наледы; H_c — толщина возможного слоя стаивания за теплый период года (при защите объектов от ледохода H_c можно пренебречь); l_n — ширина наледы по основанию; $l_{тз}$ — термоэрозионное разрушение льда за опасный период.

Для повышения прочности ледяных конструкций их армируют деревом, грунтом или искусственными материалами. При намораживании используют связки плавника, плоты, старые баржи, бочки и другие плавающие предметы. Продолжительная эксплуатация дамб требует их хладозарядки и термоизоляции.

В условиях горно-ледникового рельефа часто возникают сокрушительные сели, очаги зарождения которых располагаются в каровых или подпрудных озерах. Вероятность развития селей иногда предсказывается заблаговременно, например, в случае выпадения мощного снежного покрова или в результате прогноза повышенного увлажнения в теплый период года. Горные работы по предотвращению прорыва селеобразующих озер в зимний период проводить очень трудно из-за отсутствия дорог и строительных материалов. В этих условиях наиболее эффективным может оказаться сооружение снежно-ледяной плотины, перегораживающей возможные пути прохода воды в весенний или летний паводок. В отдельных случаях в селеопасных руслах и на поймах рек, видимо, целесообразно возведение армированных ледяных барражей и защитных дамб. Опыт строительства таких противоселевых сооружений отсутствует.

В лавиноопасных районах намораживание воды рекомендуется использовать для создания снежно-ледяных дамб, направляющих валов и снегозадерживающих щитов. При наличии утепленных водопроводов или дорог, позволяющих поднимать воду в очаги зарождения лавин, видимо, можно методом набрызга придать устойчивость снежному покрову.

В арктических и субарктических условиях, а также в высокогорье целесообразно устраивать снего- и ветрозащитные ледяные щиты. Их строительство начинается с сооружения деревянных или металлических опор, между которыми натягивается матерчатое полотно, проволочная, капроновая или нитяная (веревочная) сеть. Затем производится орошение полученных конструкций диспергированной водой. Ледяные щиты располагаются поперек господствующего направления ветра одиночно или рядами.

Вдоль железных и автомобильных дорог для борьбы с заносами можно применять обледенение снежного покрова (для придания ему хорошей поверхности скольжения с целью проноса частиц снега) и придорожной кустарниковой и древесной растительности — для создания препятствия на пути движения снежных кристаллов. Обледенение придорожной полосы производится специальными поливочными машинами, оборудованными гидронапорными разбрызгивающими установками.

В суровых климатических условиях бытовые и производственные постройки нуждаются в надежном утеплении и защите от ветра. При отсутствии необходимых материалов может использоваться обваловка стен влагонасыщенным снегом и их последующая глазуровка льдом с помощью разбрызгивающих устройств, например теплоизолированного садового опрыскивателя. Глазуровка льдом применяется при строительстве снежных хижин, ветро-

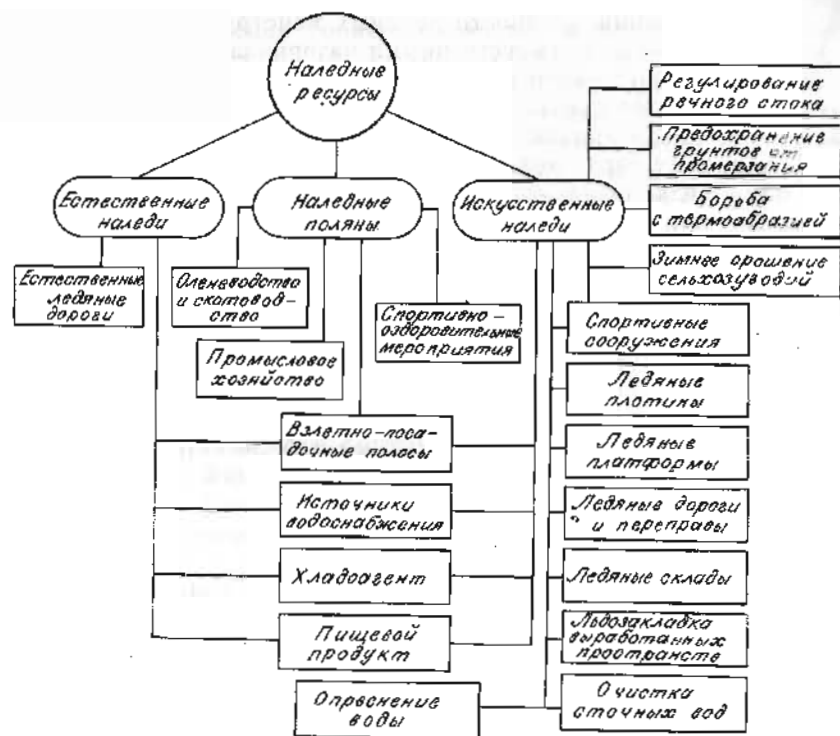


Рис. 58. Схема использования наледных ресурсов в народном хозяйстве.

защитных стенок и водоудерживающих заграждений, а также при длительном хранении рыбы и мясопродуктов.

Искусственные ледяные и снежно-ледяные дамбы и направляющие валы целесообразно использовать при борьбе с естественными наледями. Обычно они устраиваются на некотором расстоянии от ограждаемого объекта при наличии достаточного количества снега, который сгребаются бульдозерами и затем поливается водой. В качестве основы используют деревянные щиты, металлические сетки, хворост. Описанный способ назначается в основном как временное мероприятие при строительстве мостов, автозимников, ледяных переправ и при проходе шурфов на наледных полянах.

В арктических и субарктических районах наледный лед используется в качестве ядра при возведении камнеброшенных и ледяных плотин. Такой способ позволяет экономить много средств и материалов. Намороженные ледяные плотины в виде самостоятельных гидротехнических сооружений нашли применение, например, при лиманном орошении в Якутии, при регулировании стока небольших рек на юге Красноярского края и в Бурятии.

Особенно широко наледные процессы используются при создании спортивных сооружений — ледяных катков, беговых

дорожек, санных и лыжных трасс и пр. Применяются два способа: свободный напуск и брызговое намораживание воды. Оба способа механизированы и позволяют достаточно быстро производить лед заданной структуры. Технически более совершенно строительство ледяных катков в закрытых помещениях, где в качестве источника холода применяют мощные холодильные установки. Здесь отвод тепла при кристаллизации воды осуществляется в основном односторонне, причем в сторону основания. Подкрашивая воду, удается создавать красивые цветные узоры, что повышает эстетическое наслаждение от спортивных зрелищ. Управление процессами перехода воды в лед, введение полимерных и других добавок позволяет улучшить технические свойства скользящей поверхности и, таким образом, способствовать достижению высоких спортивных результатов.

Описанным не исчерпываются возможности применения наледного льда. Очевидно, что он широко может использоваться и в других сферах деятельности человека (рис. 58). Все это показывает, что наледи и наледные процессы имеют исключительно важное практическое значение. Более полное включение их в сферу народного хозяйства может принести большой экономический эффект.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К настоящему времени накоплен огромный эмпирический материал о наледных явлениях не только в нашей стране, но и за рубежом. Систематизация и обобщение его на основе принципов сквозного физико-географического анализа позволяют выделить в рамках современной гляциологии более узкую научную дисциплину — наледоведение, или учение о наледях и наледных процессах. Сущность наледоведения заключается в исследовании закономерностей происхождения, географического распространения, развития, строения и свойств конгеляционного льда, возникающего на границе твердой и газовой сред. В сфере интересов выделенного научного направления оказываются также вопросы предупреждения опасных явлений, связанных с процессами наледообразования, разработка принципов и методов борьбы с ними, а также проблемы использования наледного льда в различных отраслях народного хозяйства.

С позиций наледоведения автором рассмотрен широкий спектр вопросов, связанных с развитием наледной формы конгеляционного оледенения Земли. Показано, что наледи представляют собой самостоятельный тип природного льда, резко отличающийся от других гляциальных образований своим происхождением, условиями формирования, развития, строением и свойствами. Но выполненные систематизация данных и теоретическое обобщение являются лишь частью большой и важной работы, которую предстоит провести исследователям на пути дальнейшего познания избранных объектов криосферы.

На наш взгляд, программа этих исследований должна включать следующие задачи:

1) продолжить разработку теории наледных процессов на основе опытов и экспериментов по намораживанию воды разными способами в различных термодинамических (физико-географических) условиях; более детально изучить механизм формирования наледей и их морфогенетические особенности; усовершенствовать понятийный аппарат научного направления;

2) активизировать изучение региональных закономерностей распространения и развития наледных явлений, усовершенствовать принципы их учета, оценки и комплексного разномасштабного кар-

тографирования; разработать надежные методы долгосрочного и оперативного прогноза наледной опасности;

3) изучить особенности структуры и пространственно-временную изменчивость наледных ландшафтов, определить их функциональное значение и место в общем комплексе арктических и субарктических геосистем, а также роль в хозяйственном освоении местности;

4) осуществить исследование физико-механических, теплофизических, радиационных и других свойств и строения естественного и искусственного наледного льда, обобщить имеющиеся материалы по данному вопросу;

5) усовершенствовать приемы и способы предупреждения негативного воздействия наледных процессов на хозяйственную деятельность человека, разработать новые эффективные методы борьбы с обледенением поверхности твердых тел;

6) разработать приемы целенаправленного регулирования естественных наледных явлений и их использования в различных отраслях народного хозяйства;

7) оптимизировать технологические процессы возведения инженерных сооружений различного назначения из искусственного массивного и пористого (гранулированного) наледного льда, изучить вопросы их термической устойчивости и оценить эффективность применения в различных климатических зонах.

Решение сформулированных задач требует объединения усилий специалистов различного профиля и координации работ научных и научно-производственных учреждений и организаций.

ЛИТЕРАТУРА

- Аболин Р. И. Постоянная мерзлота грунтов и ископаемый каменный лед // Зап. Чит. отд., Приамур. отд. Императ. Рус. геогр. о-ва.— 1913.— Вып. 9.— С. 19—108.
- Алексеев В. Р. Морфолитоогенез наледных участков речных долин // Вопросы морфолитоогенеза в речных долинах.— Читта: Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР, 1968.— С. 32—36.
- Алексеев В. Р. Условия формирования и распространение наледей на юге Якутии // Наледи Сибири.— М.: Наука, 1969.— С. 31—41.
- Алексеев В. Р. Причины и факторы наледообразования // Докл. Ин-та геогр. Сибири и ДВ.— 1973.— Вып. 39.— С. 12—23.
- Алексеев В. Р. Наледи как фактор долинного морфолитоогенеза // Региональная геоморфология Сибири.— Иркутск, 1973.— С. 89—134.
- Алексеев В. Р. Наледи Сибири и Дальнего Востока // Сибирский географический сборник.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— № 8.— С. 5—68.
- Алексеев В. Р. Наледи Лено-Амурского междуречья // Там же, 1975.— № 10.— С. 46—127.
- Алексеев В. Р. Наледи Саяно-Байкальского нагорья // Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР.— 1976.— Вып. 101.— С. 22—87.
- Алексеев В. Р. Наледи и наледные процессы: (Вопросы терминологии и классификации).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 188 с.
- Алексеев В. Р., Беляк В. И. Пещерные льды Южной Сибири // Вестн. МГУ. Сер. 5, География.— 1970.— № 1.— С. 59—65.
- Алексеев В. Р., Иваков А. В. Криогенная метаморфизация природных вод и ее роль в круговороте веществ // Докл. Ин-та геогр. Сибири и ДВ.— 1976.— № 46.— С. 31—40.
- Алексеев В. Р., Савко Н. Ф. Теория наледных процессов: (Инженерно-географические аспекты).— М.: Наука, 1975.— 204 с.
- Алексеев В. Р., Сморгин Г. И. Теоретические исследования обессоливания воды методом капельного намораживания // Гляциологические исследования в Сибири.— Иркутск, 1985.— С. 5—18.
- Алексеев В. Р., Соколов Б. Л. Полевые исследования наледей.— Л.: Гидрометеоздат, 1980.— 152 с.
- Алексеев В. Р., Соколов Б. Л. Наледи и закономерности их развития // Геология и сейсмичность зоны БАМ: Гидрогеология.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 58—79.
- Алексеев В. Р., Толстякин О. Н. Вопросы терминологии при изучении наледей // Наледи Сибири.— М.: Наука, 1969.— С. 5—10.
- Алексеев В. Р., Фурман М. Ш. Наледи и сток.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 118 с.
- Алексин К. К. Подогрев воздуха, поступающего в шахту в зимнее время, за счет шахтной воды и скрытой теплоты ее замерзания // Тр. ин-та/Центр. н.-н. геол.-развед. ин-т.— 1959.— Вып. 28.— С. 97—101.
- Альтберг В. Я. Кунгурская ледяная пещера // Природа.— 1930.— № 10.— С. 1035—1042.
- Амниева В. Я. Расчет нарастания толщины льда с учетом его структуры. Тр. Гидрометцентра СССР.— 1974.— Вып. 117.— С. 20—38.
- Анисимова Н. П. Некоторые особенности формирования химического состава озерного и наледного льда в Центральной Якутии // Наледи Сибири.— М.: Наука, 1969.— С. 183—190.
- Анисимова Н. П. Особенности формирования химического состава наледей // Вопросы гидрогеологии криолитовозны.— Якутск, 1975.— С. 119—126.
- Аршанский С. Н., Синкевич Э. Я. Льдозаводы.— М.: Пищ. пром-сть, 1968.— 268 с.
- Афанасенко В. Е., Корейша М. М., Романовский Н. Н. Некоторые результаты повторного исследования гигантских наледей Селеняхской впадины и хр. Тас-Хаяхта // Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР.— 1973.— Вып. 92.— С. 43—45.
- Афанасенко В. Е., Корейша М. М., Романовский Н. Н. Наледные ландшафты Северо-Востока СССР // Материалы VI съезда Геогр. о-ва СССР: Проблемы ландшафтоведения.— Л., 1975.— С. 78—81.
- Балобасов В. Т. Расчет таяния ледников и наледей // Тепло- и массообмен в мерзлых толщах земной коры.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— С. 117—123.
- Бартишвили Г. С. Разновидности ледяных наслоений градин и условия их образования // Тр. ин-та/Закавказ. н.-н. гидрометеорол. ин-т.— 1969.— Вып. 25(31).— С. 74—88.
- Бартишвили Г. С., Куваева Г. М. Об образовании некоторых видов конгломерационного льда в атмосфере // Там же.— 1966.— Вып. 20.— С. 31—33.
- Беккер А. Т., Бурик Ю. И., Вдовиченко Л. Л. и др. Прогноз величины обледенения причальных сооружений в Нагаевском морском порту // Тез. докл. 24-й науч.-техн. конф. (24—31 окт. 1977 г.).— Владивосток, 1977.— С. 87—88.
- Беленкин Я. И., Гальцов А. П., Фомин Н. П., Хргиан А. Х. Обледенение воздушных судов.— М., 1938.— 250 с.
- Беркин Н. С. О наледях в горной области Прибайкалья // Материалы по мерзлотоведению Сибири и Дальнего Востока.— М.: Иркутск, 1964.— С. 86—92.
- Беркин Н. С., Малий В. А. Аккумуляция в наледях зимнего стока малых рек Прибайкалья и Восточного Саяна // Наледи Сибири.— М.: Наука, 1969.— С. 167—171.
- Берлянд М. Е. Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы.— Л.: Гидрометеоздат, 1956.— 435 с.
- Вилибин Ю. А. Основы геологии россыпей.— 3-е изд.— М.: Изд-во АН СССР, 1956.— 463 с.
- Блохин Ю. И. Изменение гидрогеологических условий на междуречье Ангара и Вихорева в связи с наполнением Братского водохранилища // Материалы конференции молодых научных сотрудников.— Иркутск, 1968.— С. 242—245.
- Бобков В. А. Метод теоретического расчета продолжительности замораживания воды под открытым небом // Метеорология и гидрология.— 1940.— № 8.— С. 52—59.
- Бобков В. А. Производство и применение льда.— М.: Пищ. пром-сть, 1977.— 232 с.
- Большаков С. М. Наледи как отрицательное физико-геологическое явление // Борьба с наледями на железных и автомобильных дорогах.— М.: Транспорт, 1966.— С. 72—83.
- Большаков С. М. Классификация наледей для инженерно-геологических целей // Наледи Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— С. 30—37.
- Большаков С. М., Перетрухин Н. А. О прогнозировании наледей у инженерных сооружений // Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР.— 1973.— Вып. 92.— С. 141—143.
- Бондарев Л. Г., Горбунов А. П. Наледи Тянь-Шаня // Наледи Сибири.— М.: Наука, 1969.— С. 78—86.
- Борисенков Е. П. О физическом обосновании гидрометеорологических комплексов, обуславливающих обледенение судов // Гидрометеорологические условия обледенения судов.— Л., 1969.— С. 7—20.

- Борисенков Е. П. К теории брызгового обледенения судов // Тр. ин-та Арктики и Антаркти. н.-и. ин-т.— 1972.— Т. 298.— С. 34—43.
- Борсух О. А. Анализ щелевидных отложений и галечников при геоморфологических исследованиях.— М.: Наука, 1973.— 112 с.
- Боршук И. Л. Анализ возможных методов улучшения физико-механических свойств снега и льда в интервале температур, близких к 0°C // Вестн. науч. информ. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР.— 1968.— № 9.— С. 72—90.
- Боршук И. Л. Применение армированного льда для строительства противоналедных сооружений // Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР.— 1973.— Вып. 92.— С. 165—168.
- Бочков Н. М. Генезис и влияние наледей на режим стока небольших рек Урала // Водоснабжение и сан. техника.— 1939.— № 6.— С. 24—26.
- Бубырь А. А. Использование льда как материала для строительства гидротехнических сооружений // Изв. вост. филиалов АН СССР.— 1957.— № 6.— С. 104—115.
- Бубырь А. А. Лед как материал в гидростроительстве // Совещание по комплексному использованию и охране водных ресурсов Западной Сибири.— Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1961.— С. 155—159.
- Бубырь А. А. Ледяные гидротехнические сооружения и задачи улучшения их строительства // Тр. коорд. совещ. по гидротехнике.— М.: Энергия, 1965.— Вып. 23.— С. 47—59.
- Буйницкий В. Х. Морские льды и айсберги Антарктики.— Л.: Изд-во ЛГУ 1973.— 256 с.
- Букаев Н. А. Основные закономерности режима гигантских наледей в верховьях р. Колымы (на примере Амангындинской наледи) // Наледи Сибири.— М.: Наука, 1969.— С. 62—78.
- Бургдорф В. В., Муретов Н. С. Расчетные климатические условия для высоковольтной линии электропередачи.— М.; Л.: Госэнергоиздат, 1960.— Т. 1: Гололедные нагрузки воздушных линий электропередачи в СССР.— 250 с.
- Бутиягин И. П. Прочность льда и ледяного покрова: (Натуральные исследования на реках Сибири).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1966.— 156 с.
- Бучинский В. Е. Гололед и борьба с ним.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— 192 с.
- Бучинский В. Е. Атлас обледенения проводов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 115 с.
- Вейнберг Б. П. Лед: Свойства, возникновение и исчезновение льда.— М.; Л.: Гостехиздат, 1940.— 524 с.
- Вельмина Н. А. Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы: (Криогидрогеология).— М.: Недра, 1970.— 326 с.
- Вельмина Н. А., Узембло В. В. Гидрогеология центральной части Южной Якутии.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1959.— 179 с.
- Верболов В. И., Сокольников В. М., Шимараев М. Н. Гидрометеорологический режим и тепловой баланс озера Байкал.— М.; Л.: Наука, 1965.— 373 с.
- Войтковский К. Ф., Голубев В. Н. Зависимость механических свойств льда от условий его образования // 2-я Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ.— Якутск: Кн. изд-во, 1973.— Вып. 4: Физика, физико-химия и механика мерзлых горных пород и льда.— С. 7—16.
- Гаврилова М. К. Метеорологические наблюдения в наледной долине Улахан-Тарын (Центральная Якутия) // Наледи Сибири.— М.: Наука, 1969.— С. 90—106.
- Гаврилова М. К. Тепловой баланс поверхности наледной долины в Центральной Якутии // Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения.— М., 1970.— Вып. 17.— С. 159—166.
- Гаврилова М. К. Климат и многолетнее промерзание горных пород.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 214 с.
- Гвоздецкий Н. А. Ледяные образования Балаганской пещеры в Приангарье // Природа.— 1950.— № 9.— С. 52—54.
- Гвоздецкий Н. А. Карстовые явления в Приангарье // Учен. зап. МГУ. Сер. геогр.— 1952.— Т. 5, вып. 160.— С. 151—167.
- Гидрогеология СССР.— М.: Недра, 1968.— Т. 19: Иркутская обл.— 495 с.; 1969.— Т. 21: Читинская обл.— 443 с.; 1970.— Т. 20: Якутская АССР.— 383 с.
- Гинзбург Ц. Г., Пехович А. И., Алейников С. М. Пенолед и его применение в гидротехническом строительстве // Тр. коорд. совещ. по гидротехнике.— М.; Л.: Энергия, 1964.— Вып. 10: Совещание по вопросам изучения физико-механических свойств льда и его использования в гидротехническом строительстве.— С. 124—131.
- Глухов В. Г. Метеорологические условия образования гололеда на высотных сооружениях.— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 100 с.
- Глухов В. Г. Об интенсивности обледенения тел различной формы // Метеорология и гидрология.— 1973.— № 9.— С. 74—78.
- Глушкова Н. И. Прогноз града и ливня // Тр. ин-та/Гос. гидрол. ин-т.— 1966.— Вып. 3(5).— С. 129—139.
- Гляциологический словарь/Под ред. чл.-кор. АН СССР Котлякова В. М.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 528 с.
- Голубев В. Н. О структуре льда, образовавшегося при обледенении судов (по материалам экспедиционных исследований) // Тр. ин-та/Аркти. и Антаркти. н.-и. ин-т.— 1972.— Т. 289.— С. 105—115.
- Голубев В. Н. Условия образования льда в природе и равновесная форма со- вершенных кристаллов льда // Вопросы криологии Земли.— М.: Наука, 1976.— С. 68—81.
- Голубев В. Н. Закономерности формирования структуры наледных образований на твердых телах // Гляциологические исследования.— М.: Радио и связь, 1981а.— № 26: Теоретические и экспериментальные исследования наледных явлений.— С. 60—66.
- Голубев В. Н. Условия возникновения льда на границе твердого тела и воды // Там же, 1981б.— С. 16—21.
- Горбунов А. П. Криогенные явления Памиро-Алая // Криогенные явления высокогорий.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С. 5—25.
- Горбунов А. П. Центральная азиатская область вечной мерзлоты // Проблемы геокриологии.— М.: Наука, 1983.— С. 214—222.
- Горбунов А. П., Ермолин Е. Д. Наледи в горах Средней Азии и Казахстана // Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения.— М., 1979.— Вып. 36.— С. 175—181.
- Горещий Л. И., Бородач А. И. Проектирование и строительство вертолетных станций.— М.: Стройиздат, 1964.— 263 с.
- Горещий Л. И., Могилевский Д. А. Эксплуатация аэродромов.— М.: Транспорт, 1975.— 304 с.
- Госман В. А. Использование намораживаемого льда для защиты и возведения выправительных сооружений // Тр. ин-та/Новосиб. ин-т инженеров вод. трансп.— 1980.— Вып. 139.— С. 74—78.
- Госман В. А., Птухин Ф. И. Некоторые результаты исследования возможности возведения ледяных гидротехнических сооружений на реках Севера Сибири // Тр. ин-та/Гос. гидрол. ин-т.— 1972.— Вып. 192.— С. 105—113.
- Гравис Г. Ф. Гольцовый лед и закономерности его образования // Подземный лед.— М.: Изд-во МГУ, 1966.— Вып. 2.— С. 100—111.
- Деев Г. Н., Лосев К. С. Англо-русский словарь гляциологических терминов // Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения.— М., 1962.— Вып. 5.— С. 113—162.
- Дейкин Б. Н. Методика исследования и расчет характеристик инъекционных льдов на наледных участках речных долин // Гляциологические исследования в Сибири.— Иркутск, 1985.— С. 146—158.
- Дементьев В. А. Искусственные сооружения на водотоках с наледями.— Л.: Стройиздат, 1983.— 180 с.
- Демьянков Н. В., Маталасов С. Ф. Хладотранспорт.— 2-е изд.— М.: Транспорт, 1976.— 248 с.
- Деригольц В. Ф. Вода во вселенной.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971.— 224 с.
- Дерюгин А. Г. Снежный лед и его значение при расчетах толщины ледяного покрова // Тр. ин-та/Гос. гидрол. ин-т.— 1967.— Вып. 148.— С. 29—44.

- Дерюгин А. Г. Исследование снежного льда // Там же.— 1971.— Вып. 184.— С. 43—93.
- Дзень П. Ф. Эффективность орошения наледями // Материалы XX науч. конф. Чит. пед. ин-та: Тез. докл.— Чита, 1968.— С. 130—134.
- Дзень П. Ф. Наледи сброса промышленных вод // Вопросы географии и биологии: Материалы XXI и XXII науч. конф.— Чита, 1970.— С. 25—27.
- Дикин Дж. Е. Изготовление платформ из морского льда // Снег и лед.— М.: Мир, 1966.— С. 250—264.
- Дмитриев Ю. Б., Смышляев Б. Н. Вопросы оценки и учета термического и силового воздействия наледей на искусственные сооружения // Тр. ин-та/Новосиб. ин-т инженеров ж.-д. трансп.— 1975.— Вып. 170.— С. 96—110.
- Днепрова В. Н. Растительность наледных полей Верхнеарктической котловины // Комплексные географические исследования осваиваемых районов Сибири.— Иркутск, 1980.— С. 111—118.
- Догановский А. М. Количественная оценка роли наледной составляющей в стоке рек некоторых районов зоны вечной мерзлоты // Тр. ин-та/Ленингр. гидрометеорол. ин-т.— 1968.— Вып. 30.— С. 16—25.
- Догановский А. М. Об участии наледей в стоке рек верховьев Яны и Индигирки // Наледи Сибири.— М.: Наука, 1969.— С. 160—167.
- Доманицкий А. П., Дубровина Р. Г., Исаева А. И. Реки и озера Советского Союза: (Справочные данные).— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 104 с.
- Драневич Е. Г. Гололед и изморозь. Условия образования, прогноз и гололедное районирование северо-запада европейской территории СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 228 с.
- Дунаев Е. С. Лед из морской воды как строительный материал // Материалы по физико и механике мерзлых грунтов.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— С. 91—96.
- Ершов Э. Д., Гуров В. В., Кондратьев В. Г. О сублимации льда // Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР.— 1973.— Вып. 92.— С. 49—51.
- Жекамухов М. К. Некоторые проблемы формирования структуры градин.— М.: Гидрометеоиздат. Моск. отд-ние, 1982.— 172 с.
- Женев Р. Град.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 106 с.
- Заварина М. В. Строительная климатология.— Л.: Гидрометеоиздат, 1976.— 312 с.
- Заморский А. Д. Атмосферный лед: Иней, гололед, снег и град.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1955.— 379.
- Зильберштейн И. А. Речные наледы в Забайкалье // Проблемы регионального зимоведения.— Чита, 1966.— Вып. 1.— С. 38—39.
- Зильберштейн И. А. О двух стадиях формирования наледей на промерзающих реках // Тр. ин-та/Дальневост. н.-н. гидрометеорол. ин-т.— 1970.— Вып. 31.— С. 167—171.
- Зильберштейн И. А. Промерзание рек и наледы в Забайкалье // Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР.— 1973.— Вып. 92.— С. 109—111.
- Зонов Б. В. К кадастровому описанию рек Колымо-Индигирского района // Материалы по исследованию рек Колымы и Индигирки.— М.; Иркутск, 1934.— Вып. 8.— С. 10—142.
- Зонов Б. В. Наледи и полыньи на реках Янско-Колымской горной страны // Тр. ин-та/Ин-т мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР.— 1944.— Т. 4.— С. 33—92.
- Зонов Б. В., Шульгин М. Ф. Гидрология рек бассейна Братского водохранилища.— М.: Наука, 1966.— 168 с.
- Зубов Н. Н. Избранные труды по океанологии.— М.: Воениздат, 1955.— 547 с.
- Иванов А. В. Геохимическая роль процессов наледообразования // Тез. докл. 8-го совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока.— Иркутск; Улан-Удэ, 1976.— С. 108—109.
- Иванов А. В. Роль наледей в формировании химического стока // Подземный сток на территории Сибири и методы его изучения.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 41—46.
- Иванов А. В. Проблемы исследований физико-химических процессов наледообразования // Наледи Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— С. 176—185.
- Иванов А. В. Гидрохимические процессы при наледообразовании.— Владивосток, 1983.— 108 с.
- Иванов А. В., Сивиков А. И., Алексеев В. Р. Условия образования и формы проявления наледей на озерах Забайкалья // Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР.— 1976.— Вып. 101.— С. 97—107.
- Иваньков П. А. Подземные льды и наледы (характеристика, распространение и изображение на картах) // Геодезия и картография.— 1960.— № 5.— С. 45—51.
- Плюин Б. А., Корунев М. М., Кувалдин Б. И. Проектирование, строительство и эксплуатация лесовозных дорог.— М.: Лесн. пром-сть, 1971.— 575 с.
- Жагай Г. Л. Повышение механической прочности льда введением добавок // Тр. коорд. совещ. по гидротехнике.— М.; Л.: Энергия, 1964.— Вып. 10: Совещание по вопросам изучения физико-механических свойств льда и его использования в гидротехническом строительстве.— С. 49—54.
- Казимиров В. И., Симов В. Г. Распространение речных наледей на территории Иркутской области // Наледи Сибири.— М.: Наука, 1969.— С. 60—62.
- Калабин А. И. Источники и наледы подземных вод на Северо-Востоке СССР // Тр. ин-та/Всесоюз. н.-н. ин-т-1. Разд. 1: Мерзлотоведение.— 1957.— Вып. 7.— С. 10—32.
- Калабин А. И. Вечная мерзлота и гидрология Северо-Востока СССР.— Магадан, 1960.— 470 с.
- Канаев А. Ф., Чеботнико А. М. Ледяные склады для хранения продуктов сельского хозяйства.— М.: Изд-во АН СССР, 1954.— 100 с.
- Кара Е. Г. Внутристочный ход стока в период снеготаяния и точность его учета на реках Иркутской области // Сборник работ Иркутской гидрометеорологической обсерватории.— Иркутск, 1966.— Вып. 1.— С. 106—114.
- Карпов В. М., Пузанов И. И. Строительство и вечная мерзлота.— Л.: Стройиздат, 1970.— 96 с.
- Каталог наледей зоны БАМ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— Вып. 1: Наледи верхней части бассейна р. Чары.— 63 с.; 1981.— Вып. 2: Наледи бассейна р. Муд.— 84 с.; 1982.— Вып. 3: Наледи бассейна р. Верх. Ангара.— 96 с.
- Катасонов Е. М. Переуглубленные ледниковые долины и их значение в образовании крупных многолетних наледей // Материалы 4-го совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока.— Иркутск; Владивосток, 1964.— С. 28—29.
- Китайгородский С. А. Фланка взаимодействия атмосферы и океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 284 с.
- Климентов П. П., Кононов В. М. Динамика подземных вод.— М.: Высш. шк., 1973.— 440 с.
- Климовский И. В., Шац М. М. Роль подземных вод в формировании азональных ландшафтов Алтае-Саянской горной страны // Гидрогеологические исследования криолитозоны.— Якутск, 1976.— С. 121—129.
- Ключникова Л. А. Физические процессы, обуславливающие обледенение палубы судов типа СРТ // Теоретические и экспериментальные исследования условий обледенения судов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— С. 16—25.
- Кобыл Р. Л., Кингери У. Д. Искусственное упрочнение (армирование) льда // Лед и снег.— М.: Мир, 1966.— С. 94—116.
- Кобленц Я. П. Явления наледы на морском припаях // Проблемы Арктики и Антарктики.— Л.: Гидрометеоиздат, 1960.— № 6.— С. 57—60.
- Колосов Д. М. О наледных явлениях как геоморфологическом процессе // Проблемы физической географии.— М.: Изд-во АН СССР, 1938.— Т. 6.— С. 125—134.
- Коновалов А. А. К вопросу о динамике подземного оледенения (вечной мерзлоты) // Подземный лед.— М.: Изд-во МГУ, 1965.— С. 40—50.
- Коновалов И. М., Емельянов К. С., Орлов П. Н. Основы ледотехники речного транспорта.— М.; Л.: Изд-во М-ва реч. флота СССР, 1952.— 264 с.
- Конюкотин Г. С. Строительство и эксплуатация ледяных складов системы Крылова в рыбной промышленности.— М.: Пищепромиздат, 1951.— 68 с.
- Константинов А. Р. Испарение в природе.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 532 с.

- Корейша М. М. Современное оледенение хр. Сунтар-Хаята. — М.: Изд-во АН СССР, 1963. — 170 с.
- Кореньков В. А., Игнатенко А. А. Об использовании льда как строительного материала в гидротехнике // Тр. VI совещ.-семинара по обмену опытом строительства в суровых климатических условиях. — Красноярск, 1970. — Т. 8: Ледотехнические вопросы в гидротехнике; Вып. 3. — С. 53—58.
- Коржавин К. Н., Кореньков В. А. Ледотехнические вопросы в гидротехнике (обзорный доклад) // Там же. — С. 72—79.
- Королев В. М., Усачев В. Ф. Вопросы применения аэрометодов в зоне БАМ // Тр. ин-та/Гос. гидрол. ин-т. — 1978. — Вып. 254. — С. 54—63.
- Корунов М. М. Скорость образования льда на ледяных дорогах // Лесн. индустрия. — 1939. — № 2. — С. 22—26.
- Корунов М. М. Интенсивность образования ледяного слоя из воды, налитой на лед // Метеорология и гидрология. — 1940. — № 12. — С. 92—94.
- Котляков В. М. Снежный покров Земли и ледники. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 480 с.
- Кравченко В. В. Классификация наледей на реках // Гляциология Восточной Сибири. — Иркутск, 1983а. — С. 5—18.
- Кравченко В. В. Роль наледей в формировании стока рек юга Восточной Сибири. — Иркутск, 1983б. — 52 с. — Деп. в ВНИИТИ 09.03.83. № 1219.
- Кравченко В. В. Наледи на реках и их роль в формировании водных ресурсов (на примере юга Восточной Сибири): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. — Иркутск, 1984. — 20 с.
- Кравченко В. В. Закономерности формирования и распространения наледей на реках юга Восточной Сибири // Гляциологические исследования в Сибири. — Иркутск, 1985а. — С. 19—38.
- Кравченко В. В. Натурные исследования процесса образования речных наледей // Там же, 1985б. — С. 38—63.
- Кривоносов Б. М. К условиям формирования и абляции наледей в среднегорной зоне Алтая // Криогенные явления высокогорий. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. — с. 25—36.
- Крылов М. М. Зимнее намораживание льда // Холодил. дело. — 1927. — № 1. — С. 8—10; № 2. — С. 3—6.
- Крылов М. М. Накопление холода в почве для уменьшения засушливости // Вестн. мелиорации и гидротехники. — 1940. — № 1. — С. 56—73.
- Крылов М. М. Ледяные изотермические склады. — М.: Изд-во АН СССР, 1957. — 143 с.
- Кудрявцев В. А., Достовалов Б. Н., Романовский Н. Н. и др. Общее мерзлото-ведение (геокриология). — М.: Изд-во МГУ, 1978. — 464 с.
- Кудряшов Н. Т. Экспериментальное исследование тонкокристаллического намораживания льда // Холодил. техника. — 1959. — № 3. — С. 4—10.
- Кудряшов Н. Т. Механизация намораживания льда. — М., 1960. — 56 с.
- Кузнецов А. С. Наледи и полыньи // Колыма. — 1961. — № 2. — С. 40—43.
- Кузнецов А. С. Наледи и полыньи на Северо-Востоке СССР // Сборник работ по гидрологии. — Л.: Гидрометеоиздат, 1962. — № 2. — С. 72—86.
- Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. — Л.: Гидрометеоиздат, 1961. — 345 с.
- Курганская В. М., Пчелко Г. И. Метеорологические условия обледенения самолетов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1947. — 111 с.
- Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. — Л.: Гидрометеоиздат, 1961. — 253 с.
- Левин А. Г., Савченко В. М. Ледниковое и наледное питание рек Северо-Востока СССР // Колыма. — 1959. — № 4. — С. 39—45.
- Лещиков Ф. Н., Зарубин Н. Е. Геокриологические условия Прибайкалья // Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. — М.: Наука, 1967. — С. 51—70.
- Листов Ю. Пещеры-ледники // Материалы для геологии России. — СПб., 1885. — Т. 12. — С. 105—280.
- Литвинов И. В. Структура атмосферных осадков. — Л.: Гидрометеоиздат, 1974. — 154 с.
- Логвинов К. Т., Бабиченко В. Н., Кулаковская М. Ю. Опасные явления погоды на Украине. — Л.: Гидрометеоиздат, 1972. — 236 с.
- Лукин В. С., Рыжиков Д. В., Турышев А. В. Кунгурская ледяная пещера. — Свердловск, 1955. — 48 с.
- Лыло В. М. К вопросу о роли подземных вод в питании некоторых рек Восточной Сибири // Тр. 2-го совещ. по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири. — Иркутск, 1959. — Вып. 3. — С. 12—20.
- Лыло В. М. Методы полевых исследований и учета наледей при изучении режима рек // Материалы по мерзлотоведению Сибири и Дальнего Востока. — Иркутск; М., 1964. — С. 74—85.
- Львов А. В. Поиски и испытания водоисточников водоснабжения на западной части Амурской ж. д. в условиях «вечной» мерзлоты почвы. — Иркутск, 1916. — 881 с.
- Любимов Б. П. О географическом соотношении наземного и подземного оледенения // Подземный лед. — М.: Изд-во МГУ, 1967. — Вып. 3. — С. 26—56.
- Мазин И. П. Физические основы обледенения самолетов. — М.: Гидрометеоиздат. Моск. отд-ние, 1957. — 120 с.
- Майдель Г. Г. Путешествие по северо-восточной части Якутской области в 1868—1870 гг./Пер. с нем. Бианки В. Л. — СПб., 1896. — Т. 2. — 308 с.
- Маккаев В. М., Коновалов И. М. Гидравлика. — М.; Л.: Речиздат, 1940. — 435 с.
- Марусенко Я. И. Влияние ледовых образований на гидравлическое сопротивление потоков рек и каналов. — Львов: Вища шк., 1981. — 160 с.
- Методические рекомендации по прогнозу наледей при выборе места перехода через водотоки. — М., 1973. — 44 с.
- Методические рекомендации по расчету сосредоточенного безналедного пропуска потока в условиях БАМ. — Новосибирск; Томск, 1978. — 26 с.
- Методические рекомендации по устройству и содержанию зимних автомобильных дорог на снеговом и ледяном покрове в условиях строительства БАМ. — М., 1975. — 52 с.
- Методические указания по защите от вибрации проводов линий электропередачи: Информ. материалы. — М.: Госэнергиздат, 1955. — № 7. — 27 с.
- Методические указания по предупреждению угрозы обледенения судов/Под ред. Борисенкова Е. П. и Пчелко И. Г. — Л.: ААНИИ, 1972. — 81 с.
- Мещеряков Ф. Е. Основы холодильной техники и холодильной технологии. — М.: Пищ. пром-сть, 1975. — 560 с.
- Миддендорф А. Ф. Путешествие на Север и Восток Сибири. — СПб., 1862. — Ч. 1: Север и Восток в естественном-историческом отношении; Отд. 3: Климат Сибири. — С. 414—428.
- Михеев М. А. Основы теплопередачи. — М.; Л.: Госэнергиздат, 1956. — 392 с.
- Молчанов И. В. О строении и структуре озерного льда в связи с метеорологическими условиями // Изв. Рос. гидрол. ин-та. — 1925. — № 14. — С. 31—51.
- Моров С. И., Павлов Ф. А. Современные методы строительства зимних лесовозных дорог. — М.: Гослесбумиздат, 1962. — 87 с.
- Некрасов И. А. Наледи восточной части Станового нагорья // Наледи Сибири. — М.: Наука, 1969. — С. 16—30.
- Некрасов И. А., Индолева Н. Н. Наледи и солевой сток // Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР. — 1973. — Вып. 92. — С. 130—131.
- Некрасов И. А., Климовский И. В., Шейнман В. С. Гляциологические исследования в хр. Улахан-Чистай (горная система Черского) // Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. — М., 1973. — Вып. 22. — С. 78—90.
- Некрасов Е. А., Романовский Н. Н., Климовский И. В., Шейнман В. С. Роль наледей в морфологии ледниковых долин хр. Черского // Гидрогеологические исследования криолитозоны. — Якутск, 1976. — С. 83—92.
- Общее мерзлото-ведение/Отв. ред. Мельников П. И., Толстухин Н. И. — Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. — 291 с.
- Органов М. Г. О наледях в долинах рек Приморья и некоторых причинах их образования // Сборник материалов по вопросам сезонной мерзлоты. — Владивосток, 1957. — С. 67—70.
- Осокин И. М. Сезонная гляциосфера географической оболочки Земли // Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР. — 1969. — Т. 5, вып. 2. — С. 3—15.

- Осокин Н. М. Наледи Земли (определение понятия, классификация и районирование) // Проблемы регионального зимоведения.— Чита, 1970.— Вып. 3.— С. 72—73.
- Оспенников Е. Н., Труш Н. И., Чижов А. Б., Чижова Н. И. Экзогенные геологические процессы и явления (Южная Якутия).— М.: Изд-во МГУ, 1980.— 228 с.
- Павлов А. В. Зимнее орошение полей для повышения урожайности.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 70 с.
- Павлов Ю. В. Опреснение воды.— М.: Просвещение, 1972.— 159 с.
- Панов В. В. Обледенение судов.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 264 с.
- Настух В. П., Сохрина Р. Ф. Град на территории СССР // Тр. Гос. гидрол. обсерватории.— 1957.— Вып. 74.— С. 3—21.
- Песчанский И. С. Ледоведение и ледотехника.— Л.: Гидрометеиздат, 1967.— 461 с.
- Петров В. Г. Наледи на Амурско-Якутской магистрали.— Л.: Изд-во АН СССР, 1930.— 177 с.
- Пивоваров А. А. Термика замерзающих водоемов.— М.: Изд-во МГУ, 1972.— 140 с.
- Пигузова В. М., Шепелев В. В. Методика изучения наледей.— Якутск, 1975.— 62 с.
- Пиотрович В. В. Образование и ставание льда на озерах-водохранилищах и расчет сроков ледостава и очищения.— М.: Гидрометеиздат. Моск. отд-ние, 1958.— 136 с.
- Пиотрович В. В. Расчеты толщины ледяного покрова на водохранилищах по метеорологическим элементам.— Л.: Гидрометеиздат, 1968.— 136 с.
- Пиотрович В. В. Расчет нарастания кристаллического и снежного льда на примере Клязьминского водохранилища // Тр. Гидрометцентра СССР.— 1970.— Вып. 67.— С. 50—98.
- Пиотрович В. В. Об условиях образования снежного льда на водохранилищах // Там же.— 1972.— Вып. 112.— С. 77—89.
- Пиотрович В. В. Влияние деятельности человека на толщину снежного льда на водохранилищах // Метеорология и гидрология.— 1974.— № 7.— С. 83—86.
- Писарский Б. И., Шпейзер Г. М. Физико-химические процессы при наледообразованиях в Прибайкалье и Прихубсугулье (МНР) // Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР.— 1973.— Вып. 92.— С. 128—129.
- Подъяконов С. А. Наледи Восточной Сибири и причины их возникновения // Изв. Рус. геогр. о-ва.— 1903.— Т. 39.— С. 305—337.
- Попов А. И. Подземное оледенение Северной Евразии // Подземный лед.— М.: Изд-во МГУ, 1965.— Вып. 2.— С. 27—39.
- Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криология).— М.: Изд-во МГУ, 1967.— 304 с.
- Преображенский В. С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье).— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 74 с.
- Преображенский В. С. Наледи и древнее оледенение Станового нагорья // Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР.— 1963.— Вып. 22.— С. 131—134.
- Работнов Т. А. Растительность «наледей» (по наблюдениям в Тимптонском районе ЯАССР) // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва.— 1937.— Т. 69, вып. 3.— С. 394—408.
- Распокин Г. А. Об интенсивности возведения ледяных дамб и плотин // Тр. VI совещ.-семинара по обмену опытом строительства в суровых климатических условиях.— Красноярск, 1970.— Т. 8: Ледотехнические вопросы в гидротехнике; Вып. 3.— С. 59—66.
- Рекомендации по борьбе с наледями.— М.: Госстройиздат, 1962.— 42 с.
- Рекомендации по расчету климатических параметров гололедных и гололедно-ветровых нагрузок на провода воздушных линий.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 35 с.
- Романовский Н. Н. Схема подразделения наледей // Инструкция по производству комплексной мерзлотно-гидрологической и инженерно-геологической съемки масштабов 1:200 000 и 1:500 000.— М.: Изд-во МГУ, 1969.— С. 103—104.
- Романовский Н. Н. Изучение наледей // Методика мерзлотной съемки.— М.: Изд-во МГУ, 1979.— С. 250—354.
- Романовский Н. Н. Холод Земли.— М.: Просвещение, 1980.— 200 с.
- Романовский Н. Н. Подземные воды криолитозоны.— М.: Изд-во МГУ, 1983.— 231 с.
- Росинский К. И. Наледи и пропускная способность русла под ледяным покровом // Тр. ин-тов/Всесоюз. проект.-изыскат. ин-т, н.-и. ин-т «Гидропроект».— 1960.— Сб. 4.— С. 298—316.
- Руднева А. В. Мокрый снег и обледенение проводов на территории СССР.— Л.: Гидрометеиздат, 1964.— 166 с.
- Румянцев Е. А. Влияние мерзлотно-гидрогеологических условий на динамику грунтовых наледей // Наледи Сибири.— М.: Наука, 1969.— С. 117—127.
- Румянцев Е. А. Теория наледных процессов и практика противоналедных мероприятий.— Хабаровск, 1982.— 58 с.
- Румянцев Е. А., Гончарук С. М. К вопросу о прогнозировании вынужденных наледей при изыскании железных дорог // Инженерно-геологические и мерзлотные условия Дальнего Востока.— Хабаровск, 1977.— С. 20—23.
- Рыжкова Н. А. Растительность наледных полей Охотского района Хабаровского края // Вестн. МГУ. Сер. 5, География.— 1978.— № 5.— С. 86—89.
- Рябов В. К. Основные направления в прогнозировании наледей // Инженерно-геологические и мерзлотные условия Дальнего Востока.— Хабаровск, 1977.— С. 14—19.
- Рябов В. К., Полин Ю. К., Шушаков Е. В. Методические рекомендации для борьбы с наледями на автомобильных дорогах.— Хабаровск, 1974.— 60 с.
- Савельев Б. А. Строение, состав и прочность ледяных образований на различных материалах // Жизнь Земли: Сб. музея земледовения МГУ.— М.: Изд-во МГУ, 1971.— № 7.— С. 23—33.
- Савельев Б. А. Условия образования, состояние и свойства льда вблизи твердых поверхностей породных материалов // Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения.— М., 1972.— Вып. 19.— С. 195—203.
- Савельев Б. А. Термодинамические особенности формирования ледяных покрытий // Физика льда и ледотехника.— Якутск, 1974.— С. 30—59.
- Савельев Б. А., Гуляков А. Е. Способы получения льда с заданной структурой // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология.— 1963.— № 3.— С. 55—67.
- Савельев Б. А., Гуляков А. Е. Изменение структуры льда под действием нагрузки // Мерзлотные исследования.— М.: Изд-во МГУ, 1964.— Вып. 4.— С. 391—396.
- Савко Н. Ф. Прогнозирование наледей и пути направленного регулирования наледного процесса // 2-я Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ.— Якутск, 1973.— Вып. 5: Подземные воды криолитосферы.— С. 61—67.
- Сергутин В. Е. Искусственные наледы как регулятор рек с малым водосбором // Изв. вузов. Лесн. журн.— 1961.— № 4.— С. 95—99.
- Симаков А. С. О некоторых особенностях развития тарыхов на Северо-Востоке СССР и вероятном строении криолитозоны // Материалы по общему земледовению.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— С. 210—214.
- Симонов И. М. Оазисы Восточной Антарктиды.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 176 с.
- Слесаренко В. Н. Современные методы опреснения морских и соленых вод.— М.: Энергия, 1973.— 248 с.
- Смирнов И. А. К методике прогноза и построения карт вероятности обледенения морских судов // Тр. ин-та/Ленингр. гидрометеорол. ин-т.— 1975.— Вып. 54.— С. 100—110.
- Сморыгин Г. И. Вопросы теории капельного замораживания воды // Гляциологические исследования.— М.: Радио и связь, 1981.— № 26: Теоретические и экспериментальные исследования наледных явлений.— С. 43—50.
- СНиП 2.01.14-83. Определение расчетных гидрологических характеристик.— М.: Стройиздат, 1985.— 36 с.

- Соколов Б. Л. Некоторые особенности строения и механического разрушения наледей и их значение при расчетах наледного стока // Наледи Сибири.— М.: Наука, 1969.— С. 140—154.
- Соколов Б. Л. Режим наледей и оценка их влияния на сток рек Северо-Востока СССР: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук.— Л., 1972.— 20 с.
- Соколов Б. Л. Оценка наледной составляющей при генетическом расчленении гидрографа рек мерзлотной зоны // Тр. ин-та/Гос. гидрол. ин-т.— 1974.— Вып. 213.— С. 25—43.
- Соколов Б. Л. Наледи и речной сток.— Л.: Гидрометеопиздат, 1975.— 190 с.
- Соколов Б. Л. Изучение наледей при оценке водных ресурсов зоны многолетней мерзлоты // Зап. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР.— 1976.— Вып. 101.— С. 3—22.
- Соколов Б. Л. Оценка устойчивости динамических характеристик наледей подземных вод // Тр. ин-та/Гос. гидрол. ин-т.— 1978.— Вып. 253.— С. 42—59.
- Соколов Б. Л. Основные итоги изучения наледей зоны БАМа // Там же.— 1983.— Вып. 290.— С. 47—66.
- Соколов Б. Л. Наледи и их роль в формировании водных ресурсов // Рациональное использование природных ресурсов и проблемы охраны среды в зоне БАМ.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 77—85.
- Соколов Б. Л., Алексеев В. Р. Наледи // Водные ресурсы рек зоны БАМ.— Л.: Гидрометеопиздат, 1977.— С. 249—270.
- Сокольников В. М. Вертикальные и горизонтальные смещения и деформации сплошного ледяного покрова Байкала // Тр. Байкал. лимнол. станции АН СССР.— 1980.— Т. 18.— С. 291—350.
- Сотников А. Б. Гидрогеологические прогнозы при строительстве в суровых климатических условиях.— М.: Недра, 1984.— 81 с.
- Степанов В. В. Опыт заготовки льда намораживанием на дорогах юга.— М.: Трансжелдориздат, 1954.— 68 с.
- Степанов В. В. Теплообмен при льдообразовании // Холодильн. техника.— 1959.— № 4.— С. 41—46.
- Стефанович Я. В. К вопросу о дождевом льде // Изв. Вост.-Сиб. отд. Рус. геогр. о-ва.— 1898.— Т. 24, № 3.— С. 191—145.
- Ступинский А. В. Пещерные льды Среднего Поволжья и природа их образования // Спелеология и карстование: Материалы совещ. (17—18 дек. 1958 г.).— М., 1959.— С. 53—62.
- Сулаквелидзе Г. К. Ливневые осадки и град.— Л.: Гидрометеопиздат, 1967.— 412 с.
- Сулаквелидзе Г. К., Глушкова Н. И., Федченко Л. М. Прогноз града, гроз и ливневых осадков.— Л.: Гидрометеопиздат, 1970.— 188 с.
- Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР.— М.: Изд-во АН СССР, 1937.— 372 с.
- Суслов В. Ф. Ледниковые ресурсы Советского Союза.— Л.: Гидрометеопиздат, 1977.— 9 с.
- Токарев Н. С. Гидрогеологическое районирование Восточно-Сибирского края.— Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1936.— С. 21—22.
- Толстик Н. И. Подземные воды в районах вечной мерзлоты: (Докл. на 1-м Всесоюз. гидрогеол. съезде).— Л.: Геолгиз, 1931.— 5 с.
- Толстик Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы.— М.; Л.: Гостеол-издат, 1941.— 201 с.
- Толстик Н. И. Учение о наледи в системе наук о Земле // Гляциологические исследования.— М.: Радио и связь, 1981.— № 26: Теоретические и экспериментальные исследования наледных явлений.— С. 5—7.
- Толстик Н. И., Обидин Н. И. Наледи Восточного Забайкалья // Изв. Гос. геогр. о-ва СССР.— 1936.— Т. 68, № 6.— С. 844—877.
- Толстик О. Н. Наледи и неотектоника Северо-Восточной Якутии // Сов. геология.— 1966.— № 8.— С. 106—119.
- Толстик О. Н. Наледи // Гидрогеология СССР.— М.: Недра, 1970.— Т. 20: Якутская АССР.— С. 61—76.
- Толстик О. Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— 164 с.
- Толстик О. Н. Криоэнергетические поля // Вопросы гидрогеологии криолитозоны.— Якутск, 1975.— С. 99—106.
- Топчиев А. Г. Использование космической фотонформации при изучении наледей (на примере зоны освоения Малого БАМа): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— М., 1980.— 29 с.
- Трунов О. К. Обледенение самолетов и средства борьбы с ним.— М.: Машиностроение, 1965.— 243 с.
- Ушаков В. М. О технико-экономической оценке льдозакладки // Колыма.— 1970.— № 1.— С. 4—5.
- Фотиев С. М. Состав и генезис налетов солей на наледи Южной Якутии // Тр. ин-та/Ин-т мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР.— 1962.— Т. 18.— С. 89—97.
- Фотиев С. М. К вопросу о роли наледей в формировании морфологии наледных участков речных долин // Геоэкологические условия Западной Сибири, Якутии и Чукотки.— М.: Наука, 1964.— С. 111—114.
- Фотиев С. М. Подземные воды и мерзлые породы Южно-Якутского угольного бассейна.— М.: Наука, 1965.— 230 с.
- Фурман М. Ш. Некоторые причины возникновения наледей на реках бассейна Ангара // Сборник работ Иркутской гидрометеорологической обсерватории им. А. В. Вознесенского.— Иркутск, 1968.— Вып. 3.— С. 94—99.
- Фурман М. Ш. Условия формирования зимнего минимального стока в горном Забайкалье на примере р. Нижней Ингамакит // Тр. ин-та/Дальневост. в.-и. гидрометеорол. ин-т.— 1974.— Вып. 43.— С. 101—109.
- Хмызников П. К. Гидрология бассейна р. Яны.— Л.: Изд-во АН СССР, 1934.— 252 с.
- Ходаков В. Г. Снега и льды Земли.— М.: Наука, 1969.— 164 с.
- Ходаков В. Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР.— М.: Наука, 1978.— 194 с.
- Ходаков В. Г., Моисеева Г. П. Потенциальная абляция льда на территории СССР // Материалы гляциологических обследований: Хроника, обсуждение.— М., 1972.— Вып. 20.— С. 70—74.
- Цвид А. А. Наледи в Приморском крае и борьба с ними.— Магадан, 1957.— 86 с.
- Цвид А. А., Хомичук А. Н. Исследование речных наледей и повышение эффективности противоналедной борьбы // 2-я Междунар. конф. по мерзлотоведению.— Якутск, 1973.— Вып. 5: Подземные воды криолитосферы.— С. 111—113.
- Чагулов А. К. Морские наледи // Наледи Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— С. 166—170.
- Чекотилло А. М. Наледи и борьба с ними.— М., 1940.— 135 с.
- Чекотилло А. М., Цвид А. А., Макаров В. Н. Наледи на территории СССР и борьба с ними.— Благовещенск: Амур. кн. изд-во, 1960.— 207 с.
- Чернявская К. А. Особенности распространения наледей в центральной части Олекмо-Витимской горной страны // 2-я Междунар. конф. по мерзлотоведению: Докл. и сообщ.— Якутск, 1973.— Вып. 5: Подземные воды криолитосферы.— С. 74—81.
- Чижов А. Н. О расчетах толщины ледяного покрова на реках // Тр. ин-та/Гос. гидрол. ин-т.— 1980.— Вып. 270.— С. 40—55.
- Чижов А. Н. О механизме образования наледей на реках // Гляциологические исследования.— М.: Радио и связь, 1981.— № 26: Теоретические и экспериментальные исследования наледных явлений.— С. 79—86.
- Чижов А. Н. Исследование механизма наледных явлений на реках // Тр. ин-та/Гос. гидрол. ин-т.— 1982.— Вып. 287.— С. 15—32.
- Чижов А. Н. Основные закономерности механизма возникновения наледей речных вод // Гляциологические исследования в Сибири.— Иркутск, 1985.— С. 63—73.
- Чижов А. Н., Бородулин В. В. Роль наледных явлений при формировании ледяного покрова рек // Тр. ин-та/Гос. гидрол. ин-т.— 1980.— Вып. 270.— С. 56—77.
- Чижов А. Н., Глушнев В. Г., Бородулин В. В. Радиолокационное зондирование наледей // Там же.— 1978.— Вып. 254.— С. 85—92.

- Чижова Н. И. Характеристика относительной наледности Алдамо-Тимптонского междуречья // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология.— 1980.— № 1.— С. 60—63.
- Чирякин Ю. Д. Вечная мерзлота бассейна р. Индигирки // Труды Комиссии по изучению вечной мерзлоты.— Л.: Изд-во АН СССР, 1934.— Т. 3.— С. 21—39.
- Швецов П. Ф. Криогенные геохимические поля на территории многолетней криолитозоны // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1961.— № 1.— С. 46—51.
- Швецов П. Ф., Седов В. П. Гигантские наледы и подземные воды хр. Тас-Хаях-тах.— Л.: Изд-во АН СССР, 1941.— 81 с.
- Шейнкман В. С. О формировании систем эпиледниковых наледей в горах Северо-Востока СССР (на примере горной системы Черского) // Исследование наледей.— Якутск, 1979.— С. 75—87.
- Шейнкман В. С. О классификации эпиледниковых наледей // Наледи Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— С. 23—30.
- Шелудякова В. А. Краткий очерк растительности наледей в Якутии // Материалы по растительности Якутии.— Л.: Изд-во АН СССР, 1961.— С. 94—105.
- Шульгин М. Ф. Условия формирования и характер внутригодового распределения стока в бассейнах рек Иркутка, Китоя, Белой и Оки // Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. о-ва СССР.— 1965.— Т. 63.— С. 108—125.
- Шульгин М. Ф. Типы и динамика наледей на Восточном Саяне // Проблемы регионального зимоведения.— Чита, 1968.— Вып. 2.— С. 95—96.
- Шумский П. А. Основы структурного ледоведения.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— 492 с.
- Шушерина Е. П. Сопротивление мерзлых дисперсных пород и льда разрыву в области низких температур (до -60°C) // Мерзлотные исследования.— М.: Изд-во МГУ, 1974.— Вып. 14.— С. 179—189.
- Шушерина Е. П., Гуликов А. Е. Влияние строения льда на его механические свойства // Мерзлотные исследования.— М.: Изд-во МГУ, 1964.— Вып. 4.— С. 376—390.
- Щелоков В. К. Интенсификация процессов намораживания льда // Тр. коорд. совещан. по гидротехнике.— М.; Л.: Энергия, 1964.— Вып. 10: Совещ. по вопросам изучения физ.-мех. свойств льда и его использование в гидротехн. стр-ве.— С. 170—180.
- Щелоков В. К. Ледяные хранилища.— М.: Наука, 1967.— 119 с.
- Энциклопедический словарь географических терминов.— М.: Сов. энциклопедия, 1968.— 437 с.
- Эфронисон В. О. К расчету нарастания льда // Метеорология и гидрология.— 1977.— № 8.— С. 34—42.
- Яворский О. В. Наледи на сельскохозяйственных угодьях и мелиоративных системах Восточной Сибири // Наледи Сибири и Дальнего Востока.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— С. 229—234.
- Яковлев Н. Н. Климат и зимостойкость озимой пшеницы в СССР.— Л.: Гидрометеоиздат, 1966.— 420 с.
- Carey K. L. Icings Developed from Surface Water and Ground Water.— Hanover, New Hampshire: Corps of Engineers. U. S. Army, Cold Regions Research and Engineering laboratory, 1973.— May.— 67 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Вопросы теории наледных явлений	6
О принципах и содержании теории наледных процессов	—
Терминология и классификация наледей	8
Понятие «наледь» (8). Физическая сущность и типы наледообразования (9). Классификация наледей (16). Наледи как форма оледенения (16).	
Физика наледных явлений	21
Особенности замерзания воды на льду (22). Теплообмен при наледообразовании (23). Механизм разрушения наледного льда (32).	
Криогенный метаморфизм наледообразующих вод	39
Глава 2. Условия и факторы наледообразования	45
Условия и факторы развития наледей подземных вод	—
Наледи, формирующиеся в результате свободной гравитационной разгрузки бассейнов подземных вод (47). Наледи при промерзании водонесущих систем (54). Наледи антропогенного происхождения (57).	
Условия и факторы развития наледей поверхностных вод	55
Наледи речных вод (58). Наледи озерных и морских вод (66). Наледи талых вод (74). Наледи промышленных и бытовых вод (79).	
Условия и факторы развития наледей атмосферных вод	80
Наледи на поверхности земли (80). Наледи в свободной атмосфере (81).	
Глава 3. Морфоструктурные особенности и пространственно-временная изменчивость наледей	83
Морфологические особенности и строение наледей	—
Закономерности географического распространения наледных явлений	95
Зональные черты развития наледных процессов (96). Региональные особенности наледообразования (99).	
Динамика наледей	116
Внутригодовой режим наледей (117). Многолетняя изменчивость наледных явлений (122). Динамика наледей в пространстве (124).	
Глава 4. Наледи и физико-географическая среда	126
Система прямых и обратных связей при формировании и разрушении наледного льда	—
Особенности взаимодействия наледей и окружающей природной среды	127
Наледи и климат (127). Влияние наледей на температурный режим подстилающих грунтов (130). Роль наледных процессов в формировании подземных льдов (133). Взаимоотношение наледей и ледников (138). Наледное регулирование поверхностного и подземного стока (140). Геохимическое значение наледных процессов (142). Наледи как фактор морфолитоогенеза (143). Влияние наледей на развитие растительности (151). Особенности почвенного покрова зоны активного наледообразования (157).	
Ландшафтообразующая роль наледных явлений	158

Глава 5. Методы изучения и прогноз наледной опасности	160
Наледи как опасное явление природы	—
Принципы организации и приемы борьбы с наледями	164
Методы оценки наледной опасности	170
Способы приближенной оценки наледной опасности (171). Наземная полевая съемка наледей (172). Аэрокосмическая съемка наледей (182). Картографическое отображение наледных явлений (184).	
Стационарные исследования наледей	186
Прогноз наледной опасности	187
Вероятность развития наледей во времени и пространстве (190). Расчет характеристик наледей формирующихся в ненарушенных условиях (192). Расчет характеристик наледей, формирующихся у инженерных сооружений (196).	
Глава 6. Наледные ресурсы и их использование в народном хозяйстве	202
Оценка естественных и потенциальных наледных ресурсов	—
Понятие «наледные ресурсы» (202). Оценка естественных наледных ресурсов (204). Расчет потенциальных наледных ресурсов (206).	
Наледный лед как строительный материал	213
Использование наледей в народном хозяйстве	219
Использование наледей в транспортных целях (219). Наледи — источники водоснабжения (225). Наледи как средство водно-тепловой мелиорации почв и горных поров (226). Наледи как хладагент (228). Опреснение воды способом замораживания (233). Льдовакладка выработанных пространств (235). Другие области применения наледного льда (236).	
Заключение	240
Литература	242

Владимир Романович Алексеев

НАЛЕДИ

Утверждено к печати
Институтом географии СО АН СССР

Редактор издательства Е. В. Небесная
Художественный редактор В. В. Седунов
Художник А. И. Смирнов
Технический редактор Т. Н. Драгунов
Корректоры Г. Д. Смоляк, Л. А. Шестак

ИБ № 30182

Спано в набор 17.12.86. Подписано в печать 19.08.87. МН-02255. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ.
л. 16+0,5 на мел. бум.+1 вкл. Усл. кр.-отг. 17,3. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1000 экз.
Заказ № 512. Цена 3 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение,
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.