

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ им. П. И. МЕЛЬНИКОВА

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

им. М. В. ЛОМОНОСОВА

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ



К. Ф. Войтковский

ОСНОВЫ ГЛЯЦИОЛОГИИ



МОСКВА

«НАУКА»

1999

УДК 551.2/3
ББК 26.222.8
В 65



*Издание осуществлено при поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
по проекту № 99-05-78054*

Войтковский К.Ф.

Основы гляциологии. – М.: Наука, 1999. – 255 с.
ISBN 5-02-003914-4

Изложены основные положения гляциологии – науки о природных льдах на Земле. Рассматриваются виды льдов и их роль в природе. Анализируются закономерности льдообразования и физико-механические свойства льдов. Приводятся сведения о снежном и ледяном покровах, особенностях морских льдов, строении и распространении подземных льдов и наледей. Особое внимание уделено условиям образования ледников и оледенения Земли, строению и характеристикам ледников, закономерностям их движения и их энергообмену. Рассмотрены проблемы гляцио-экологии и использования достижений гляциологии в инженерных и хозяйственных целях.

Для специалистов в области наук о Земле и студентов, изучающих географию и геологию.

Табл. 26. Ил. 62. Библиогр.: 129 назв.

По сети АК

Voitkovskiy K.F.

Fundamentals of glaciology. – Moscow: Nauka, 1999. – 255 p.
ISBN 5-02-003914-4

The main principles of glaciology as science of the Earth natural ice are stated. The types of ice and their role in a nature are considered. Regularities of ice formation and physical-mechanical characteristics of ice are analysed. Information on snow and ice covers, features of sea ice, structure and distribution of underground ice and icing fields is presented. Special attention is given to conditions of glacier formation and glaciation of the Earth, structure and characteristics of glaciers, regularities of their motion and energy exchange. The problems of glacioecology and use of glaciology achievements in the engineering and economic tasks are considered.

For experts in the field of the Earth sciences and students studying geography and geology.

Tabl. 26. Il. 62. Bibliogr.: 129

ISBN 5-02-003914-4

© Издательство "Наука", 1999

ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров, горные и покровные ледники, ледяные покровы, наледи и другие виды природных льдов имеют широкое распространение и играют огромную роль как в природных процессах Земли, так и в хозяйственной деятельности человека. Наука, изучающая природные системы, свойства и динамика которых определяются льдом, называется гляциологией. В данной монографии обобщены основные положения этой науки с учетом новейших результатов.

Материалы в книге изложены таким образом, чтобы она давала представление о современном состоянии гляциологии и могла служить теоретической базой для будущих более детальных исследований и быть использована при практическом применении гляциологии для решения инженерных и экологических проблем.

В первой главе приводятся основные данные о распространении различных видов льдов на Земле и их роли в природе. Освещаются задачи и направления гляциологических исследований, определено место гляциологии среди наук о Земле. Во второй главе изложена история формирования и развития гляциологии как самостоятельного научного направления. Приведены сведения о научных учреждениях, ведущих гляциологические исследования, и способах хранения и публикации информации.

В главах 3, 4 и 5 рассмотрены закономерности фазовых превращений воды и процессов льдообразования, особенности кристаллической структуры льдов и их основные физические свойства. Довольно подробно описаны механические свойства льдов. Это сделано с таким расчетом, чтобы характеристики этих свойств можно было применить при решении практических задач, связанных с использованием льдов в инженерной практике и борьбой с их вредным влиянием на хозяйственную деятельность.

Главы 6, 7, 8 и 9 посвящены условиям формирования снежно-го покрова. Показано, как зарождаются кристаллы льда в атмосфере, что с ними происходит и как формируется снежный покров, как изменяется первоначальный снежный покров в результате метелевого снегопереноса, процессов метаморфизма и уплотнения. Приводятся сведения о площади распространения, массе и продолжительности залегания снежного покрова. Описаны особенности залегания снежного покрова в горах и связанные с нарушениями

его устойчивости природные опасности. Охарактеризованы методы прогнозирования лавинной опасности и способы защиты от снежных лавин и снежных заносов.

В главах 10, 11 и 12 проанализированы условия возникновения ледников и их характеристика; приведены особенности строения ледников, источники их питания и показатели оледенения. В главах 13 и 14 рассмотрены закономерности движения ледников. Основным механизмом их движения являются вязкопластическое течение и глыбовое скольжение. При сочетании некоторых факторов к этим двум формам движения добавляются пульсации ледниковой массы в виде быстрого передвижения конца ледника на значительное расстояние. Описан механизм подвижек, рассмотрены их последствия и предложены способы прогнозирования вероятных пульсаций.

В главе 15 охарактеризованы эрозионная деятельность ледников и основные виды морен и ледниковых отложений. Показано, как образуются морены и формируются водно-ледниковые отложения. Следы ледниковой экзарации и аккумуляции являются своеобразными показателями истории оледенения.

В главах 16 и 17 описаны способы наблюдений за эволюцией ледников. Особое место занимают наблюдения за аккумуляцией и абляцией, на основании которых определяются сезонные и годовые балансы массы – локальные и для ледника в целом. Даны представления о радиационном и тепловом балансе поверхности ледника и энергообмене внутри ледника.

В главе 18 обобщены сведения о современном оледенении Земли и количестве ледников на территории России. Особое внимание уделено оледенению Антарктиды, где сосредоточена основная масса природных льдов.

Главы 19 и 20 посвящены подземным льдам в криолитозоне. Рассмотрены условия формирования и распространения таких льдов. Представлена классификация и дан обзор основных характеристик подземных льдов.

В главе 21 описаны закономерности образования наледей в зависимости от источника поступления воды – наледей подземных и поверхностных вод. При нарушении естественных условий движения грунтовых вод возможно образование искусственных наледей. Рассмотрены способы прогнозирования наледных процессов и борьбы с вредными последствиями таких процессов.

Глава 22 посвящена ледяному покрову рек и пресных водоемов. Анализируются закономерности формирования, эволюции, таяния и разрушения ледяных покровов, типы структуры пресноводных льдов и их основные характеристики.

В главе 23 рассмотрены закономерности замерзания соленых вод и образования ледяного покрова в морях и океанах, структура и физико-механические свойства морских льдов. Выделено девять типов структуры морских льдов. Приводятся сведения о распространении морских льдов, деформациях ледяного покрова, торошении и дрейфе льдов,

таянии и разрушении покрова. Охарактеризованы возможные механические воздействия морских льдов на инженерные сооружения.

В главах 24 и 25 анализируются современные проблемы гляциологии и перспективы их решения. Одной из главных задач является расширение наблюдений за эволюцией природных льдов. Развивается новое научное направление, получившее название мониторинга криосферы. Это направление включает комплексные разносторонние наблюдения за природными системами и изучение взаимовлияния изменений климата и природных льдов с учетом фактора антропогенных воздействий. Также большое внимание уделяется прогнозированию гляциальных процессов. Помимо фундаментальных исследований, мониторинг дает сведения для уточнения наших представлений о нивально-гляциальных системах прошлого и решения ряда прикладных задач, включая экологические аспекты. Рассматриваются достижения в области инженерной гляциологии и возможные пути дальнейшего развития этого направления, особенно в практике рационального использования природных льдов и способов регулирования гляциальными процессами.

Интересные перспективы намечаются в сфере гляциоэкологии — еще одного быстро развивающегося научного направления. Это направление изучает развитие природных и антропогенных экосистем, содержащих природные льды. Нарушение квазистационарного состояния природных льдов может иметь отрицательные глобальные последствия, поэтому возрастает потребность в разработке способов сохранения и улучшения природных гляциоэкосистем, поисков новых методов в ослаблении неблагоприятных последствий стихийно-разрушительных процессов и в разработке более рациональных форм природопользования в криосфере Земли.

Приведенные в настоящей монографии сведения о природных льдах и научных направлениях в гляциологии изложены таким образом, чтобы книга могла служить своеобразным справочником для специалистов в области наук о Земле и инженеров, решающих проблемы практического использования природных льдов, борьбы с их вредным влиянием на хозяйственную деятельность и управления гляциальными процессами. Монография может быть использована и в качестве учебного пособия для студентов, изучающих географию и геологию. Она соответствует курсу лекций "Общая гляциология", читаемых студентам кафедры криолитологии и гляциологии Московского государственного университета.

Автор выражает глубокую благодарность академику В.М. Котлякову, ознакомившемуся с рукописью монографии и сделавшему ряд ценных замечаний и предложений, а также доктору географических наук Е.С. Трошкиной, доценту Н.А. Володичевой и заведующему кафедрой мерзлотоведения Якутского государственного университета М.Н. Железняку за оказанную помощь.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЛЯЦИОЛОГИИ

Глава 1

СОДЕРЖАНИЕ И ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ГЛЯЦИОЛОГИИ

1.1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЛЬДОВ НА ЗЕМЛЕ

Природные льды по своему происхождению подразделяют на три группы: 1) **конжеляционные льды**, формирующиеся при замерзании жидкой и капельно-жидкой воды, 2) **осадочные льды** (снежный покров) и 3) **метаморфические льды** (фирн и различные виды ледникового льда). По распространению и залеганию льды делят на атмосферные (снег, иней, град, гололед), наземные сезонные (снежный покров, снежники, наледи), наземные многолетние (ледники, снежники-перелетки, многолетние наледи), плавучие сезонные (морские, озерные и речные), плавучие многолетние (паковые льды, айсберги) и подземные в сезоннопромерзающих грунтах и толщах многолетнемерзлых горных пород.

Общая масса льдов на Земле превышает $2,5 \cdot 10^{16}$ т. Основная масса льдов сосредоточена в ледниках и ледниковых покровах (табл. 1.1). Расчеты показывают, что масса льда в ледниках в 46 раз

Таблица 1.1

Распространение на Земле основных видов природных льдов*
(Гляциологический словарь, 1984)

Вид льда	Масса		Площадь распространения		Среднее время жизни, год
	10^{14} т	%	млн км ²	%	
Ледники и ледниковые покровы	245	97,72	16	11% суши	1000
Подземные льды	5	2,04	32	22% суши	50
Морские льды	0,4	0,16	26	7% океана	1
Снежный покров	0,1	0,04	72	14% планеты	0,4
Айсберги	0,08	0,03	63	19% океана	3
Атмосферные льды	0,02	0,01		100% планеты	

* В данную таблицу не включены наледи и ледовый покров рек и водоемов из-за их малой массы по сравнению с перечисленными видами льда.

Таблица 1.2

Распространение льдов по широтам
(Гляциологический словарь, 1984)

Географическая широта, град	Ледники, % площади суши	Подземный лед, % площади суши	Морской лед, % площади океана	Ледники, подземный и морской лед, % общей площади
90 – 80 с.	68,5	31,5	92,5–97,3	93,2 – 97,6
80 – 70 с.	35,8	64,2	66,1–86,9	79,1 – 90,8
70 – 60 с.	4,5	80,3	22,8–65,2	67,7 – 79,0
60 – 50 с.	0,30	45,3	7,6–35,1	29,3 – 41,1
50 – 40 с.	0,07	5,7	4,1–13,1	5,0 – 9,3
40 – 25 с.	0,47	1,7	0	0,91
25 с. – 30 ю.	0,00	0,00	0	0,00
30 – 35 ю.	0,08	0,01	0	0,01
35 – 50 ю.	0,84	0,1	0	0,04
50 – 60 ю.	10,90	0,8	0,1–11,1	0,19 – 17,8
60 – 90 ю.	99,93	0,07	24,5–84,2	55,2 – 90,6

больше годовой суммы всех осадков на Земле и равна стоку рек за 700 лет. Если бы все ледники и ледниковые покровы растаяли, то уровень Мирового океана поднялся бы более чем на 60 м и все портовые города были бы затоплены.

Вторым по объему видом природных льдов являются подземные льды. Другие виды льдов по своей массе имеют более скромную величину, тем не менее они распространены на огромной территории и оказывают решающее влияние на глобальные климатические условия и условия жизни на Земле.

Льды распространены преимущественно в полярных и приполярных районах. По мере удаления от полюсов относительная площадь их распространения уменьшается (табл. 1.2). Максимальная площадь распространения льдов в Северном полушарии наблюдается в феврале, минимальная – в августе. В Южном полушарии наблюдается противоположная картина – максимум в августе и минимум в феврале.

1.2. КРИОСФЕРА

По предложению польского ученого А.Б. Добровольского (Dobrowolski, 1923) в научную литературу было введено понятие криосферы как оболочки Земли в области взаимодействия атмосферы, гидросферы и литосферы, где возможно наличие воды в твердой фазе, т.е. льда. Нижняя граница криосферы проходит под толщей мерзлых и охлажденных горных пород и под ледниками и ледниковыми покровами. Верхняя граница криосферы находится у нижних слоев ионосферы на высотах до 100 км, где отсутствует влага.

В криосфере образуются системы облаков, в которых зарождаются кристаллы льда и формируются твердые осадки, откладывается снежный покров, происходит сезонное промерзание грунтов, образуются ледяные покровы на реках, озерах и в морях, возникают наледи, распространены ледники и толщи многолетнемерзлых горных пород.

Криосфера существовала на протяжении всей геологической истории Земли, достигая наибольшего развития в эпохи глобального похолодания и развития оледенения Земли.

1.3. ХИОНОСФЕРА И НИВАЛЬНО-ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

В русской гляциологической литературе широкое распространение получило введенное С.В. Калесником (1939) понятие хионосферы как части тропосферы, в пределах которой на поверхности суши при благоприятных условиях рельефа возможно зарождение многолетних снежников и ледников. Исходя из такого определения, хионосфера является частью криосферы, где количество твердых осадков, выпадающих на гипотетическую горизонтальную незатененную поверхность, превышает их убыль и создаются условия для возникновения снежников и ледников.

Верхняя граница хионосферы находится выше самых высоких гор на уровне, где расчетная годовая сумма твердых осадков, которая на первых километрах над уровнем моря увеличивается с высотой, а на больших высотах уменьшается, оказывается равной убыли осадков вследствие испарения под действием солнечной радиации. Нижняя граница образует снеговую линию, ниже которой таяние превышает возможное накопление твердых осадков.

Понятие хионосферы носит несколько условный характер. Так у хионосферы нет четких границ, в горах затруднительно четко выделить снеговую линию, а в полярной области нижняя граница хионосферы может опускаться ниже уровня океана. Тем не менее это понятие с успехом применяется при разработке теории оледенения Земли, особенно при определении возможных климатических пределов возникновения ледников.

К понятию хионосферы близко подходят термины "нивальная область" (область распространения ледников и многолетних снежников) и "ниважно-гляциальный пояс гор" (расположен выше снеговой линии). Нивальные области приурочены к полярным широтам и верхним частям горных хребтов, где распространены нивально-гляциальные природные системы, в которых ведущую роль играют снежный покров и лед.

По распространению и охвату природных явлений различают четыре уровня нивально-гляциальных систем. Высший уровень занимает глобальная гляциосфера. Следующий уровень представляют региональные нивально-гляциальные системы горных областей и архипелагов в полярных и субполярных районах. На более низком уровне расположены местные (локальные) системы на относительно обособленных участках крупных регионов. На низшем уровне находятся системы, образуемые отдельными ледниками и снежниками.

Нивально-гляциальные системы характеризуются набором параметров различных характеристик рассматриваемой территории. К таким параметрам в первую очередь относят: абсолютные и относительные высоты рельефа, высотное положение границы питания ледников, суммы положительных температур и величины аккумуляции-абляции. Главный метод исследования нивально-гляциальных систем – создание реальных моделей, описывающих динамику всех входящих в них объектов в их взаимосвязи друг с другом и с иными компонентами природной среды. Существуют три пути создания таких моделей: математическое описание физических процессов; физическое моделирование и проведение природных экспериментов на эталонных объектах; статистическое и картографическое моделирование (построение карт отдельных параметров и их взаимодействия).

1.4. РОЛЬ ЛЬДОВ В ПРИРОДЕ

Режим формирования, объемы и продолжительность залегания снежного покрова относятся к числу наиболее существенных показателей климата. При замерзании влаги в атмосфере и образовании снежинок выделяется много тепла. Таяние снежного покрова, наоборот, требует затрат тепла (теплоты плавления). Поэтому фазовые переходы воды при образовании и таянии снега уменьшают амплитуду колебаний температуры воздуха. Снежный покров предохраняет почву от сильного переохлаждения, защищает озимые посевы от вымерзания и, являясь своеобразным хранилищем воды, регулирует увлажнение почв и развитие многих растений.

Снежный покров отражает большую часть солнечных лучей и таким образом способствует выхолаживанию поверхности и относительному понижению температуры воздуха над снежной поверхностью. В тех местах, где накопление снега превышает его таяние, формируются многолетние снежники и ледники, которые, однажды образовавшись, при определенных условиях способствуют расширению площади оледенения. Горные ледники и ледниковые купола влияют на климат приледниковых территорий. Большие ледниковые щиты меняют направление воздушных потоков, вызывают значительное охлаждение воздушных масс и приводят к глобальному изменению климата.

Снежный покров, снежники и ледники оказывают интенсивное влияние на рельеф поверхности и способствуют выработке особых форм рельефа – ледниковых цирков, снежниковых каров, снеголавинных конусов и др.

Периодически происходящие повышения и понижения уровня Мирового океана связаны с изменениями объемов ледниковых покровов. Определено, что 1 млн км³ льда эквивалентен слою воды в океанах толщиной около 2,5 м. По данным исследований содержания изотопов кислорода в коралловых террасах, установлено, что в период между 115 и 130 тыс. лет назад уровень океана был несколько выше современного, затем он понижался, достигнув наиболее низкого уровня

(около 120 м ниже современного) примерно 20 тыс. лет назад в эпоху последнего максимума оледенения. В текущем столетии уровень океана повышается со скоростью около 1,5 мм/год.

Фактические изменения уровня океана не всегда соответствовали изменениям объема ледниковых покровов, так как на уровень океана влияют также движения поверхности земли вследствие изменения ледниковой нагрузки, неотектонические движения побережий и изменения температуры воды в океане. Однако зависимость уровня океана от объема льдов на Земле проявляется достаточно четко.

Выводные и шельфовые ледники, края которых оканчиваются в море, и особенно айсберги, образующиеся от таких ледников, оказывают влияние на температурный режим морей и океанов и обитающих в них животных организмов. Так, выявлено, что наибольшее разнообразие морских организмов и животных в Южном полушарии наблюдается около Антарктиды. В непосредственной близости от края ледников обитает несметное количество морских звезд, ежей, голотурий, губок, кораллов, водорослей и других представителей морской флоры и фауны. Там же существуют благоприятные условия для размножения морских животных – пингвинов, тюленей, китов и др.

Морские льды оказывают подчас решающее влияние на климатические условия как на территории морей, так и в прибрежных районах. Они влияют на температурный режим морской воды и на жизнь обитателей моря.

Речные льды в значительной степени определяют гидрологические характеристики водных потоков и формирование русел, оказывают влияние на микроклимат, особенно в период ледохода. Формирование и прорывы ледяных зажоров и заторов могут способствовать размыву берегов, уничтожать растительность в прибрежной полосе и вызывать катастрофические разрушения.

Вытаивание подземных льдов приводит к образованию термокарстовых провалов, солифлюкционных сплывов, оползней и других опасных явлений.

Наледи активно воздействуют на структуру ландшафтов, трансформируют микроклимат, рельеф и растительность, перераспределяют ресурсы поверхностных и подземных вод, изменяют состав и строение подстилающих горных пород.

1.5. ЗАДАЧИ ГЛЯЦИОЛОГИИ

Гляциология – наука о льдах и природных системах, свойства и динамика которых определяются льдом. Гляциология изучает закономерности образования льдов и их физико-механические свойства, распространение льдов на Земле, их генетическое развитие и прогноз дальнейшей эволюции. Объектом изучения являются все виды природных льдов – в атмосфере, на поверхности земли, льды рек, водоемов и морей и в литосфере. Гляциология обобщает ряд более узких научных направлений – ледниковедение, снеговедение, лавино-

ведение, ледоведение, наледеведение, палеогляциологию, гляциоклиматологию, структурную гляциологию, динамическую гляциологию и др. Развиваются также прикладные направления гляциологии, объединяемые в инженерную гляциологию, задачей которой является разработка методов борьбы с вредным влиянием льда и снега на хозяйственную деятельность человека, способов использования их в инженерной практике и приемов управления гляциальными процессами.

К числу основных направлений развития гляциологии относятся: исследование роли льдов в эволюции природной среды и глобальных изменениях климата; изучение нивально-гляциальных процессов и их прогнозирование; оценка снежного покрова и льдов как ресурсов пресной воды; фундаментальное изучение процессов льдообразования и выработка способов создания ледяных массивов с заданными характеристиками; разработка способов искусственного воздействия на гляциальные процессы.

1.6. МЕСТО ГЛЯЦИОЛОГИИ СРЕДИ НАУК О ЗЕМЛЕ

Гляциология неразрывно связана с **геокриологией (мерзлотоведением)** – наукой о мерзлых грунтах и горных породах, процессах их образования, историей развития и условиях существования, а также явлениях, связанных с процессами промерзания, оттаивания и диагенезом мерзлых толщ. Граница между этими науками условная. Принято считать, что гляциология изучает все виды природных льдов, находящихся на поверхности земли (наземное оледенение), а льды, залегающие в толще горных пород (подземное оледенение), – предмет изучения геокриологии. Тем не менее на практике такое деление не всегда удастся конкретизировать. Закономерности образования как наземных, так и подземных льдов имеют много общих черт – у них аналогичные физические и механические свойства. В ряде случаев наземные льды могут погребаться грунтами и таким образом превращаться в подземные. Поэтому подземные льды являются одновременно объектом изучения и гляциологии, и геокриологии.

Гляциология связана с большинством географических наук о Земле и рядом геологических наук.

Определяющую роль в формировании и метаморфизме снежного покрова и льдов оказывают температурный режим, атмосферные осадки и другие показатели метеорологического режима. Это обуславливает необходимость использования таких показателей и проведения исследований на стыке гляциологии и метеорологии. Проблема взаимовлияния оледенения Земли с климатом и океаном требует увязки гляциологических исследований с **физикой атмосферы, климатологией и океанологией**. Для определения стока с ледников необходимо использовать достижения **гидрологии суши**. При сопоставлении карт распространения льдов, их запасов и характеристик применяются новейшие достижения **картографии, аэро- и космической съемки**.

Методики, применяемые в **кристаллографии и петрологии**, исполь-

зуются при изучении структуры и строения льдов. Прогноз изменения оледенения в районах проявления вулканической деятельности требует учета результатов исследований в области вулканологии. При изучении ледников пользуются методами, разрабатываемыми в геофизике. Исследования термического режима подземных льдов и теплового взаимодействия ледников с ложем связаны с геотермией.

Помимо этого гляциология учитывает методы и достижения таких наук, как физика твердого тела, теплофизика, механика, вычислительная математика и некоторые другие технические науки.

Глава 2

ИСТОРИЯ ГЛЯЦИОЛОГИИ

2.1. ФОРМИРОВАНИЕ ГЛЯЦИОЛОГИИ КАК НАУКИ О ЛЕДНИКАХ

Гляциология как наука о горных ледниках начала формироваться в конце XVIII в. Ее основоположником считается швейцарский геолог Орас Бенедикт Соссюр, опубликовавший в 1779–1796 гг. 3 тома книги "Путешествия в Альпах", в которых впервые была проведена классификация ледников, рассмотрено их вязкое течение, описаны разновидности морен и оценены изменения солнечной радиации на ледниках (Saussure, 1779, 1796).

Первый этап развития гляциологии, характеризующийся преимущественно изучением форм горного оледенения, охватывал XIX и начало XX в. В этот период результаты гляциологических исследований носили описательный характер.

В 1882–1883 гг. был проведен 1-й Международный полярный год, когда были начаты гляциологические исследования в Арктике и Антарктике. В Альпах были выполнены специальные гляциологические исследования, а к 1891 г. был составлен первый каталог ледников Альп. С развитием альпинизма стали появляться сообщения о ледниках в Гималаях, Северной и Южной Америке. В 1894 г. была организована Международная ледниковая комиссия. В России со второй половины XIX в. начали проводиться исследования ледников Кавказа, Алтая и Средней Азии. Первый каталог ледников Кавказа был составлен в 1911 г., а ледников Средней Азии – в 1930 г.

В 1932–1933 гг. развернулись работы по программе 2-го Международного полярного года, когда гляциологические исследования проводились на 60 станциях в разных частях земного шара. В СССР работало 17 станций в Арктике. Исследования проводились также на ледниках Кавказа, Урала, Тянь-Шаня, Памира и Алтая. Эти исследования можно считать важным этапом в становлении и развитии второго этапа гляциологии, который характеризовался обширными исследованиями закономерностей оледенения, организацией полустационарных и стационарных наблюдений за ледниками, применением точных приборов

и новых методов для определения количественных параметров ледников.

В 1933 г. была организована Международная комиссия снега и льда Ассоциации гидрологических наук Международного союза геодезии и геофизики, призванная пропагандировать достижения мировой гляциологии и координировать исследования снега и льда в разных странах.

2.2. ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПЕРИОД МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ГОДА (МГГ)

В период с 1 июля 1957 г. по 31 декабря 1958 г. были проведены разносторонние гляциологические исследования в разных районах мира по программе Международного геофизического года (МГГ). 26 стран организовали исследования на 103 ледниковых станциях. Выполнялись также исследования на дрейфующих льдах и в ряде мало изученных районов. Самые обширные исследования были проведены учеными СССР и США. В СССР было организовано 17 гляциологических станций для стационарных гляциологических исследований: на Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, Полярном Урале, в Хибинах, на Эльбрусе, Алтае, в горах Сунтар-Хаята, на леднике Федченко на Памире, в Заилийском, Джунгарском и Терской-Алатау и на 6 станциях в Антарктиде (Мирный, Пионерская, Восток-1, Комсомольская, Восток и Советская).

Во время МГГ были получены количественные показатели состояния ряда ледников, на некоторых из них были начаты систематические наблюдения за их режимом и балансом массы. Помимо наблюдений за ледниками, проводились разносторонние исследования снежного покрова и снежных лавин, пресных ледяных покровов и морских льдов, наледей и подземных льдов. Опробовано и внедрено много новых методик исследований.

2.3. РАСШИРЕНИЕ ОБЛАСТИ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В результате проведения МГГ было накоплено огромное количество данных, характеризующих не только ледники, но и все другие виды льдов в природе. Возник вопрос, как классифицировать и обобщать полученные сведения. Некоторые гляциологи, в том числе известный ученый С.В. Калесник (1963), предлагали сохранить сложившееся понятие гляциологии как науки о ледниках и рассматривать ее как часть обобщенной науки о льдах – криологии. Тем не менее после бурных дискуссий большинство гляциологов склонились к тому, что объектами гляциологических исследований следует считать все виды природных льдов на Земле. Победило мнение, что гляциологию следует рассматривать как науку о природных системах, свойства и динамика которых определяются льдом (см. ранее). Было признано, что единым природным объектом гляциологии являются гляциосфера и составляющие ее нивально-гляциальные системы (Гляциологический словарь, 1984).

2.4. УЧРЕЖДЕНИЯ, ВЕДУЩИЕ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

В России наиболее обширные исследования по общим и прикладным проблемам гляциологии выполняются в Институте географии РАН (Москва). Институт проводит экспедиции для изучения ледников и снежного покрова во многих горных районах, в Арктике и Антарктике, разрабатывает теоретические основы гляциологии, занимается научными обобщениями, издает "Материалы гляциологических исследований". В Институте географии Сибири СО РАН (Иркутск) изучают наледи, в Институте мерзлотоведения СО РАН (Якутск) – подземное оледенение, наледи и снежный покров, в Институте вулканологии ДВНЦ РАН проводятся исследования взаимодействия вулканизма и оледенения.

Значительный объем гляциологических исследований выполняется в учреждениях Гидрометеослужбы. Институт Арктики и Антарктики (Санкт-Петербург) изучает морские льды в Арктике и Антарктике, организует Антарктические экспедиции, разрабатывает радиофизические методы исследований ледников, ледяных покровов и морских льдов. Высокогорный геофизический институт (Нальчик) изучает снежный покров и лавины в горах и разрабатывает активные способы воздействия на процессы образования льда в атмосфере. Государственный гидрологический институт (Санкт-Петербург) и Гидрометцентр (Москва) решают проблемы, связанные с образованием и разрушением речных льдов. На многочисленных гидрологических станциях и постах ведутся комплексные наблюдения за речными льдами.

В Московском государственном университете проводятся исследования современных тенденций горного оледенения, процессов льдообразования, снежного покрова и лавин, физических и механических свойств льда и снега, подземного оледенения. В Томском государственном университете разрабатываются проблемы гляциометеорологии и изучается оледенение Алтая.

Прикладные проблемы гляциологии, связанные с защитой от снежных лавин и селей, разрабатываются в Сибирском государственном университете путей сообщения (Новосибирск). Методы прогнозирования лавинной опасности и активного воздействия на лавинные процессы совершенствуются в службе противолавинной защиты (Кольский полуостров, Кировск).

Значительных успехов достигли гляциологи, работающие в Казахстане, Узбекистане и в Грузии.

Специализированные гляциологические учреждения имеются во многих странах. Например, к числу наиболее известных относятся: Лаборатория по изучению и освоению холодных районов при корпусе военных инженеров Армии США (ХанOVER); Полярный институт имени Р. Скотта в Англии (Кембридж); Швейцарский федеральный институт снега и лавин (Давос); Лаборатория гляциологии и геофизики окружающей среды во Франции (Гренобль); Полярный институт в Норвегии (Осло); Институт низких температур в Японии (Саппоро); Институт

гляциологии и мерзлотоведения в Китае (Ланьчжоу); Институт гляциологии и снеговедения в Аргентине (Мендоса).

Гляциологические исследования проводятся также в Геологической службе США, в Министерстве окружающей среды и рыболовства в Канаде, в Норвежском геотехническом институте, в Институте Антарктики и Национальном институте Патагонских ледников в Аргентине. Гляциологические центры созданы во многих университетах и институтах США (штаты Вашингтон, Висконсин, Огайо, Колорадо, Аляска), Канады (Монреаль, Оттава), Англии (Бристоль, Кембридж, Бирмингем), Австрии (Инсбрук), в Швейцарии (Цюрих, Берн), в Германии (Берлин, Мюнхен), в Дании (Копенгаген), в Норвегии (Осло), в Италии (Падуа, Милан), в Австралии (Мельбурн).

Исследования в области гляциологии координирует и пропагандирует Международная комиссия снега и льда Ассоциации гидрологических наук Международного союза геодезии и геофизики. Комиссия регулярно организует и проводит научные симпозиумы, курирует службу гляциологического мониторинга, участвует в организации специализированных гляциологических курсов, подготавливает обзоры результатов исследований по актуальным вопросам гляциологии.

2.5. СБОР, ХРАНЕНИЕ И ПУБЛИКАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В 1961 г. в составе Межведомственного геофизического комитета при Президиуме Академии наук СССР была образована Секция гляциологии, в задачу которой входили обработка и обобщение материалов гляциологических исследований, полученных во время проведения Международного геофизического года. Секция вскоре превратилась в активное постоянно действующее ядро гляциологов и включала ряд подсекций и рабочих групп. В 1993 г. Секция была преобразована в Гляциологическую ассоциацию. Секция (и затем ассоциация) организывает и регулярно проводит гляциологические симпозиумы, совещания и семинары, способствующие проведению крупных научных проектов, осуществляет многосторонние научные связи с другими организациями, является национальной частью Международной комиссии снега и льда. Большое внимание уделяется публикации результатов исследований и обобщающих работ.

В регулярно издающихся "Материалах гляциологических исследований" публикуются результаты работ в области гляциологии, новые методики исследований, материалы научных симпозиумов и конференций, хроника событий, критика, библиография и информация о деятельности гляциологической ассоциации. Также большое количество материалов с результатами гляциологических исследований публикуется в различных журналах и сборниках научных статей. Краткие аннотации литературы по гляциологии опубликованы в выпусках 48, 49 и 78 "Материалов гляциологических исследований" (Аннотир. библиогр..., 1983, 1984, 1994).

Опубликован ряд коллективных монографий о горных ледниках: "Ледник Федченко" (1962), "Крупнейшие ледники Средней Азии" (1963), "Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята" (Корейша, 1963), "Оледенение Памира" (Забилов, 1955), "Оледенение Урала" (Троицкий и др., 1966), "Оледенение Эльбруса" (1968), "Оледенение Новой Земли" (Чижев и др., 1968), "Оледенение Заилийского Алатау" (Макаревич и др., 1969), "Оледенение Земли Франца-Иосифа" (Гросвальд и др., 1973), "Оледенение Шпицбергена" (Троицкий и др., 1975), "Оледенение северной полярной области" (Чижев, 1976), "Ледник Джанкуат" (1978), "Ледник Абрамова" (1980), "Ледник Туяксу" (1984), "Оледенение Памиро-Алая" (1993), "Оледенение Тянь-Шаня" (1995) и др.

Издано значительное количество монографий по различным вопросам гляциологии. Получили признание работы В.Р. Алексеева (1987), В.В. Богородского, В.П. Гаврило (1980), А.Н. Божинского, К.С. Лосева (1987), К.Ф. Войтковского (1960, 1977, 1989), Б.И. Втюрина (1975), Г.Н. Голубева (1976), Л.Д. Долгушина, Г.Б. Осиповой (1982, 1989), Ю.П. Доронина, Д.Е. Хейсина (1975), М.Б. Дюргерова (1993), В.Ф. Захарова (1981), И.А. Зотикова (1977, 1982), Н.Н. Зубова (1945), С.В. Калесника (1939, 1963), Ю.Ф. Книжникова (1973), Э.Г. Коломыца (1987), В.М. Котлякова (1961, 1968, 1994), А.Н. Кренке (1982), П.П. Кузьмина (1957), В.В. Лаврова (1969), К.С. Лосева (1966), И.С. Песчанского (1967), А.А. Романова (1984), Б.А. Савельева (1963), М.В. Тронова (1954, 1966), Е.С. Трошкиной (1992), Г.К. Тушинского (1949, 1968), В.Г. Ходакова (1978), П.А. Шумского (1947, 1955, 1969).

В период с 1966 по 1982 г. было опубликовано 108 выпусков Каталога ледников СССР. В этих выпусках систематизированы сведения о всех ледниках на территории бывшего СССР. Каждый выпуск включает характеристики географического положения, морфологии, климатических условий и режима ледников, таблицу с основными характеристиками их длины, площади и высотного положения, сведения о стационарных и экспедиционных исследованиях и различные дополнительные материалы. Каталог – результат первой полной инвентаризации ледников в нашей стране. В настоящее время сведения о ледниках уточняются для включения их во Всемирный каталог ледников.

С 1977 г. проводились работы по созданию "Атласа снежно-ледовых ресурсов мира", который был издан в 1997 г. В Атласе более тысячи карт самых разных масштабов – от всего земного шара до конкретных районов, таких как Альпы, Кавказ, Памир, Аляска и др. Картографический том Атласа сопровождается вторым текстовым томом, в котором изложены методологические основы изучения снежно-ледовых ресурсов и даны рекомендации по их использованию. В Атласе приводятся оценки запасов снега и льда, даются характеристики снежно-ледовых образований и их изменчивости, рассмотрены возможности практического использования природных льдов.

Значительную роль в развитии гляциологии сыграло издание "Гляциологического словаря" (1984), содержащего расширенное толкование около 2200 понятий и терминов, употребляемых в гляциологической литературе. При его подготовке были использованы современная русскоязычная и основная англоязычная литература по гляциологии. Группой ученых под руководством В.М. Котлякова были собраны и унифицированы существующие понятия и найдены английские эквиваленты наиболее употребляемым терминам. Благодаря этому словарь носит энциклопедический характер и служит своего рода нормативным документом для толкования терминов, характеризующих все виды природных льдов и связанных с ними явлений. Словарь хорошо иллюстрирован (рисунки и фотографии) и снабжен справочным материалом. На базе "Гляциологического словаря" был разработан и издан четырехязычный гляциологический словарь "Elsevier's Dictionary of Glaciology" (1990), в котором впервые в мировой практике отражено соответствие гляциологических терминов в русском, английском, немецком и французском языках.

В 1957 г. в системе Мировых центров геофизических данных были организованы три Мировых центра данных (МЦД) по гляциологии, предназначенные для сбора, хранения и распространения данных, необходимых при изучении глобальных геофизических процессов и явлений: МЦД "А" в г. Боулдере (США, Колорадо), МЦД "В" в Москве и МЦД "С" в Кембридже (Англия). Впоследствии был создан еще один центр – МЦД "D" в г. Ланьчжоу (Китай). Эти четыре центра занимаются сбором, хранением, систематизацией и распространением литературы по гляциологии, включающей все виды природных льдов и снежный покров. МЦД "А" издает сборники "Glaciological Data", в которых публикуются тематические библиографии и обзорные статьи. В последнее время проводится работа по перестройке работы МЦД с расчетом перевода результатов гляциологических исследований в машиночитаемую форму с записью их на технические носители информации. Определяется состав такой информации, формы ее хранения и порядок выдачи информации заказчикам.

В Швейцарии работает Международная служба мониторинга ледников, которая регулярно раз в пять лет издает мировые сводки результатов наблюдений за колебаниями ледников и раз в два года – бюллетени с результатами измерений баланса массы ледников, на которых проводятся многолетние наблюдения. К числу таких ледников относится ледник Джанкуат на Главном Кавказском хребте в районе Приэльбрусья, где наблюдения проводятся гляциологами Московского государственного университета с участием студентов.

Большое количество гляциологической литературы в виде монографий, сборников научных статей и журналов публикуется в США, Англии, Франции, Швейцарии, Японии, Китае. Сведения о наиболее выдающихся зарубежных специалистах в области гляциологии и их трудах можно найти в "Гляциологическом словаре". Широкой извест-

ностью пользуются издаваемые Международным гляциологическим обществом журнал "Journal of Glaciology", бюллетень "Ice" и научные труды "Annals of Glaciology", в которых публикуются материалы научных симпозиумов. Среди иностранных публикаций можно выделить обобщающие работы по гляциологии Л. Либутри (Liboutry, 1964), Ф. Мюллера и др. (Muller et al., 1976), У. Накая (Nakaya, 1954), У. Филда (Field, 1975), Р.Ф. Флинта (Flint, 1971). На русский язык переведены монографии У.Ф. Бадда (1975), Н. Маэно (1988), У. Патерсона (1972), Э.Ф. Паундера (1967), Р. Флинта (1963) и справочник "Снег" (1986).

Глава 3

ЛЬДООБРАЗОВАНИЕ И КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЛЬДА

3.1. ФАЗОВЫЕ СОСТОЯНИЯ ВОДЫ

Вода находится в трех состояниях – жидком, твердом и парообразном. Переход из одной фазы в другую определяется термодинамическими условиями. На диаграмме фазовых состояний воды (рис. 3.1) выделяют три части, соответствующие указанным трем состояниям воды. Линии, делящие эти части, характеризуют условия воды, находящейся одновременно в двух состояниях. Точка пересечения этих линий называется тройной точкой и характеризует условия, при которых могут одновременно существовать все три фазы – вода, лед и пар. Эта точка соответствует температуре $0,01^{\circ}\text{C}$ и давлению насыщенных паров 610 Па. При нормальном атмосферном давлении в 1 атм температура плавления чистого льда равна нулю, а температура кипения воды – 100°C .

Особенностью представленной диаграммы является то, что граница лед–вода точно характеризует зависимость температуры плавления льда от давления. При обратном процессе (замерзании воды) возможно переохлаждение воды и соответственно существование ее жидкой фазы при более низкой температуре. Температура плавления льда уменьшается с повышением давления на границе раздела твердой и жидкой фаз примерно на $0,1^{\circ}\text{C}/\text{МПа}$ ($0,01^{\circ}\text{C}$ на 1 атм).

Граница лед–пар характеризует зависимость температуры испарения (возгонки) льда от величины давления насыщенных паров. Это значит, что в данном случае мы оперируем не величиной давления воздуха на лед, а давлением водяных паров на границе раздела лед–воздух. С понижением температуры содержание и давление водяных паров в воздухе резко уменьшаются, соответственно уменьшается и температура фазовых переходов. При нормальном атмосферном давлении воздуха и температуре воздуха 0°C давление насыщенных паров над плоской поверхностью льда составляет 610 Па, при температуре -10°C – 260 Па, при -20°C – 103 Па. Над поверхностью переохлажденной воды давление насыщенных паров несколько выше, чем над поверхностью льда, и составляет 286 Па при температуре -10°C и 124 Па при -20°C .

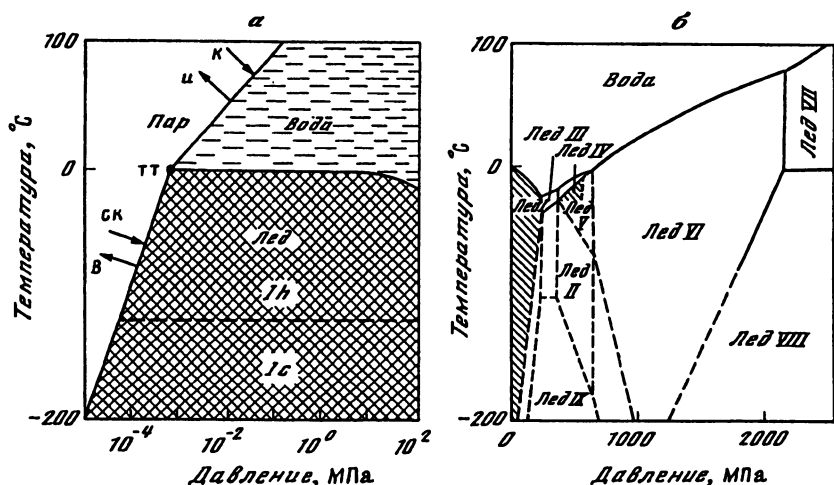


Рис. 3.1. Диаграмма фазовых состояний воды (а) и модификации льда при высоких давлениях (б)

тт – тройная точка; и – испарение; к – конденсация; в – возгонка; ск – сухая конденсация (сублимация); Ih – лед гексагональной структуры; Ic – лед кубической структуры; Л II, Л III ... Л IX – типы льдов (границы стабильных фаз: сплошные линии – согласно экспериментальным данным, штриховые – предполагаемые)

Граница вода–пар характеризует температуру испарения воды и конденсации паров в зависимости от давления насыщающих паров над поверхностью воды.

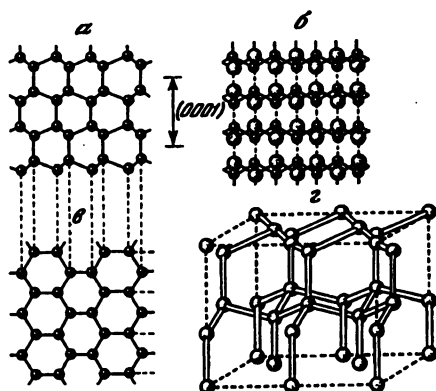
3.2. СТРУКТУРА КРИСТАЛЛОВ ЛЬДА

Структура кристаллов льда формируется на молекулярном уровне. Молекулу воды (H_2O) можно представить в виде шара, соответствующего атому кислорода, с двумя бугорками в местах, где находятся атомы водорода. В кристаллической решетке льда фиксированы атомы кислорода, а положение атомов водорода не поддается точному определению. Каждый атом кислорода окружен четырьмя атомами кислорода ближайших молекул, расположенными на равных расстояниях (2,76 Å) по углам правильного тетраэдра, центром которого является данный атом. Каждая молекула удерживается тремя связями с молекулами, расположенными в базисной плоскости (перпендикулярно главной оси), и только одной связью с молекулами другой плоскости. Это значит, что в кристаллах льда молекулы расположены параллельными слоями в углах шестиугольников (рис. 3.2) и кристаллическая решетка принадлежит к гексагональной сингонии.

У льда встречаются кристаллы, обладающие как гексагональной так и тригональной симметрией. Поэтому П.А. Шумский (1965) пришел к выводу, что кристаллы льда следует относить к дитригонально-

Рис. 3.2. Положение атомов кислорода в кристаллической решетке льда гексагональной структуры (Ih)

a, б – в плоскости главной кристаллографической оси (0001); *в* – в базисной плоскости (перпендикулярной к оси 0001); *з* – схема пространственного расположения атомов



пирамидальному виду симметрии тригональной системы, элементами симметрии которой являются тройная полярная ось и три плоскости симметрии. Правильный шестиугольник свободно растущих кристаллов создается комбинацией двух приблизительно одинаково развитых тригональных форм (призм и пирамид), но последние могут иметь неодинаковое развитие, что характерно для начальных стадий роста, когда кристаллы имеют форму неправильного шестиугольника. Тригональные формы развиваются только попарно и никогда не встречаются в отдельности.

Для кристаллов льда наиболее характерны комбинации тригональных призм и пирамид и моноэдров (простейших форм тригональной сингонии, состоящих из одной грани). В зависимости от относительного развития этих форм кристаллы приобретают пластинчатый или столбчатый габитус. Кристалл льда имеет 4 кристаллографических оси, из них три лежат в базисной плоскости, образуя друг с другом углы в 120 градусов, четвертая (главная ось) направлена перпендикулярно к этой плоскости и является осью симметрии. Оптическая ось, по которой луч света проходит без преломления, совпадает с главной кристаллографической осью.

Лед не обладает идеальной структурой, в его решетке имеются дефекты. В кристаллах встречаются точечные дефекты в виде отсутствия (вакансии) молекулы в узле решетки или наличия дополнительной межузловой молекулы. Имеются также линейные дефекты решетки в виде краевых и винтовых дислокаций, способствующих внутренним деформациям сдвига.

На свободных поверхностях кристаллов льда при температуре выше -6°C существует "квазижидкий" слой, толщина которого увеличивается при повышении температуры от десятка до нескольких сотен ангстрем при приближении к температуре плавления. Каждая молекула воды, находящаяся в толщине кристалла, связана с четырьмя молекулами и зафиксирована в решетке. Для молекул, которые находятся у поверхности, часть связей отсутствует. В результате этого поверх-

Таблица 3.1

Разновидности льда

Тип льда	Кристаллографическая система	Плотность, г/см ³
"Лед Ih"	Гексагональная	0,92
"Лед Ic"	Кубическая	0,92
Стеклообразный	Аморфное вещество	1,10
"Лед II"	Ромбоэдрическая	1,17
"Лед III"	Тетрагональная	1,14
"Лед IV"	Ромбоэдрическая	1,28
"Лед V"	Моноклиная	1,23
"Лед VI"	Тетрагональная	1,31
"Лед VII"	Кубическая	1,50
"Лед VIII"	Кубическая	1,50
"Лед IX"	Тетрагональная	1,14

ностный и приповерхностный слой молекул обладают некоторой подвижностью. Квазизжидкий слой играет определенную роль в процессах метаморфизма кристаллов льда, особенно при метаморфизме снега.

Гексагональная структура характерна для всех природных льдов, однако в лабораторных условиях получены и другие виды льда с иной структурой. Обычный лед с гексагональной структурой относится к типу "лед Ih". При температуре ниже -120°C структура льда изме-

няется и приобретает кубическую систему ("лед Ic"). Такой тип льда неустойчив и при повышении температуры превращается в обыкновенный лед. При температуре ниже -160°C возникает стеклообразный лед аморфного строения. При высоких давлениях (более 2 тыс. атм) выявлено еще восемь типов льда с различными кристаллографическими системами (табл. 3.1). Границы этих льдов показаны на диаграмме состояний воды (см. рис. 3.1).

Первые разновидности льда ("лед II" и "лед III"), существующего при высоких давлениях, были открыты еще в 1900 г. Г. Тамманом. Большой вклад в исследование видов льда внес лауреат Нобелевской премии П. Бриджмен, создавший аппаратуру для получения высоких давлений. В 1912–1946 гг. им были открыты "лед IV", "лед V", "лед VI" и "лед VII". В 1966 и 1968 гг. открыты еще два типа – "лед VIII" и "лед IX".

Кристаллографическая система типов льдов "лед II", "лед III" и "лед V" получается в результате искажения гексагональной решетки в процессе объемного сжатия и уплотнения типа "лед I". При определенных условиях эксперимента в области типа "лед V" образуется более плотный метастабильный "лед IV". При увеличении давления более 6 000 атм формируется "лед VI", строение которого представляется в виде вставленных друг в друга тетрагональных подрешеток. При дальнейшем увеличении давления (более 20 000 атм) образуется более плотный "лед VI", состоящий из внедрившихся друг в друга кубических подрешеток. При охлаждении типа "лед VII" обнаружено резкое уменьшение диэлектрической проницаемости льда, что было объяснено упорядочением расположения протонов и поворотом дипольных молекул. Это дало обоснование для выделения типа "лед VIII". Аналогично, при охлаждении типа "лед III" была обнаружена еще одна разновидность – "лед IX".

3.3. ОБРАЗОВАНИЕ ЛЬДА

Образование льда из жидкой фазы воды называется **конжеляционным льдообразованием**. Самопроизвольная объемная кристаллизация воды возможна лишь при значительном переохлаждении. В атмосфере неоднократно наблюдалось наличие жидких капель воды при температуре до -40°C . Небольшие объемы дистиллированной воды удавалось охладить до -72°C , и только после этого кристаллизация начиналась сразу в многочисленных точках жидкости.

В воде обычно существует некоторое количество инородных ядер (взвешенные твердые частицы, полимерные молекулы, выступы на поверхности контактируемых с водой твердых тел и др.), которые становятся центрами кристаллизации при значительно меньшем переохлаждении, часто в пределах -1°C . После образования зародышей кристаллов возникают условия для вынужденной кристаллизации, когда на границах кристаллической фазы устанавливаются термодинамические условия перехода от неупорядоченного расположения молекул воды к упорядоченному расположению молекул в кристаллах.

В зависимости от условий охлаждения первичные кристаллы льда в воде могут быть скелетными или сплошными. Для образования скелетных кристаллов необходим быстрый отвод выделяющегося при кристаллизации тепла, что возможно лишь при переохлаждении воды. Скелетные кристаллы развиваются большей частью вблизи от поверхности воды в виде длинных и остроконечных игл. От берегов или от твердых предметов, на которых развиваются центры кристаллизации, по поверхности воды быстро разрастаются плоские и широкие листовидные или саблевидные лучи. Такие пестрые лучи развиваются асимметрично. В случаях малого количества первоначальных зародышей кристаллы могут достигать крупного размера. Так, отмечались растущие от берега лучи длиной до нескольких метров. Если переохлаждение захватывает большой слой воды, то быстро разросшиеся по поверхности остроконечные иглы продолжают расти вниз, образуя вертикальные пластинки. В процессе роста игл переохлаждение воды быстро уменьшается, и скелетный рост сменяется ростом сплошных кристаллов. Между иглами образуются тонкие ледяные диски, лежащие на поверхности воды, после чего формируется слой сплошного поверхностного льда. В реках и водоемах зародышами кристаллов зачастую оказываются выпадающие на переохлажденную поверхность воды снежинки, что способствует ускоренному формированию поверхностного слоя льда. Дальнейшее льдообразование связано с ростом кристаллов только в направлении нормали к поверхности кристаллизации, без зарождения новых кристаллов. В этом случае переохлаждение воды незначительно, оно происходит лишь со стороны растущих кристаллов льда и вызывается отводом тепла через эти кристаллы.

При медленном замерзании спокойной водной поверхности в верхнем слое льда кристаллы ориентированы преимущественно в направлении нормали и частично параллельно поверхности замерзания. При

замерзании быстро движущейся воды ориентировка осей кристаллов хаотическая.

В условиях интенсивного перемешивания переохлажденной воды и наличия ядер кристаллизации в толще воды формируются кристаллы **внутриводного льда** в виде губчатой рыхлой массы с прослойками воды и примесей. Внутриводный лед образуется на реках со скоростью движения воды более 0,3 м/с и в водоемах с волнением свыше 2 баллов. Кристаллы льда имеют форму пластинок круглой и неправильной формы, иногда встречаются также кристаллы чечевицеобразной и шаровой формы. Разновидностью внутриводного льда является **донный лед**, который наблюдается чаще всего на камнях на дне горных потоков малой глубины, например, на каменистых перепадах. Нередко донный лед встречается на погруженных в воду предметах. Образование льда происходит как в результате кристаллизации переохлажденной воды, так и посредством примерзания взвешенных в потоке кристаллов внутриводного льда. Накапливаясь в больших количествах, донный лед может приобрести плавучесть и всплыть на поверхность в виде суги.

Присутствие в воде растворенных солей изменяет условия ее замерзания. Раствор при охлаждении теряет свою однородность. Если он имеет малую концентрацию, то при охлаждении ниже точки замерзания чистой воды из него начинает выделяться чистый лед, а концентрация раствора увеличивается. Раствор с высокой концентрацией при охлаждении становится перенасыщенным, из него начинают выделяться кристаллы соли. Таким образом, для каждой температуры раствора ниже точки замерзания чистой воды, имеются две предельные равновесные концентрации солей, за границами которых из раствора выделяются кристаллы льда или солей (рис. 3.3). Температура, соответствующая точке пересечения этих границ, называется **эвтектической**. При этой температуре и соответствующей концентрации раствора выделяются одновременно обе составные части, и состав раствора в течение этого времени замерзания остается неизменным, т.е. раствор замерзает целиком. В результате образуется эвтектическая смесь кристаллов льда и соли. Если начальная концентрация раствора была меньше эвтектической смеси, то после охлаждения ниже эвтектической температуры образуется смесь эвтектики и льда – гипозэвтектика, а если начальная концентрация раствора выше эвтектической температуры, то образуется смесь эвтектики с солью – гиперэвтектика. Соли при температуре льда выше эвтектической содержатся в виде жидкого рассола, концентрация которого по мере охлаждения возрастает, а количество уменьшается. При малом содержании солей почти весь рассол во льду сосредоточен в виде пленок или изолированных включений на границах кристаллов. Увеличение содержания солей приводит к образованию прослоек рассола внутри кристаллов в базисных плоскостях, разделяющих кристаллы на ряд пластинок.

При выпадении переохлажденных дождевых капель в условиях отрицательной температуры воздуха на ветках деревьев, проводах,

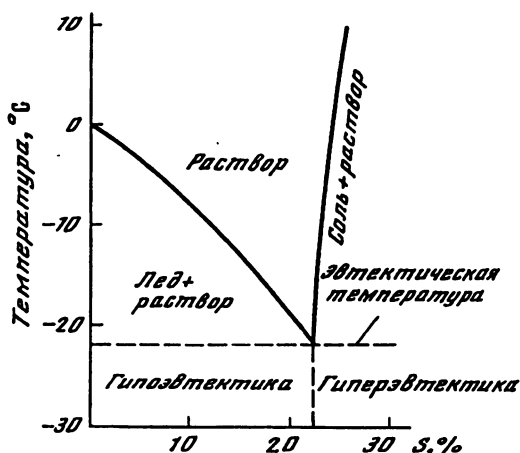


Рис. 3.3. Кривые, характеризующие затвердевание водного раствора хлористого натрия

дорожных покрытиях и других поверхностях образуется тонкий слой плотного льда – гололед. Процесс формирования гололеда наблюдается при температуре воздуха от 0 до -3°C , реже – при более низкой температуре. Толщина корок льда может достигать нескольких сантиметров и вызывать обламывание веток на деревьях и обрыв проводов, затруднять движение на автомобильных дорогах и аэродромных покрытиях.

Повторные кратковременные контакты воды с холодной поверхностью твердых тел могут приводить к процессам обледенения. Известны случаи гибели от обледенения рыболовецких судов и случаи аварии самолетов. Много технических осложнений возникает при обледенении гидротехнических сооружений, причалов и береговых сооружений.

При достаточно низкой температуре поверхности твердого тела и отводе тепла кристаллизации воды на поверхности формируются зародыши кристаллов льда, которые при поступлении новых порций воды растут и создают приконтактный слой льда. Пороговая температура поверхности твердого тела, ниже которой начинается обледенение, зависит от состава тела и характера его поверхности. Чем ровнее поверхность, тем ниже температура образования льда. Так, на полированной поверхности мрамора пороговая температура составляет около -5°C , а на шероховатой поверхности она повышается до $-3,8^{\circ}\text{C}$. Наиболее низкая температура требуется для образования льда на материалах с плохо смачиваемой поверхностью, например, на фторопласте намерзание льда начинается при температуре ниже -10°C , а на хорошо смачиваемой деревянной поверхности лед начинает образовываться при отрицательной температуре всего в несколько десятых долей градуса. После появления первичного льда процесс обледенения ускоряется, так как нарастание новых кристаллов на первичный

ледяной слой уже не требует значительного охлаждения поверхности, как при формировании зародышей кристаллов.

Изучение закономерностей обледенения имеет важное значение для выработки защитных мероприятий, которые развиваются в четырех направлениях. Наиболее известным и технически простым, но трудоемким способом является механическое удаление первичного слоя льда. Второй способ – обогрев подвергаемой обледенению поверхности до температуры немного выше пороговой: это позволяет избежать начальное образование зародышей кристаллов. Эффективной оказалась разработка специальных лакокрасочных покрытий, понижающих пороговую температуру льдообразования, и химических веществ, растворяющих кристаллы льда. Зарекомендовало себя так называемое "конструктивное" направление, включающее в себя применение защитных конструкций и всех перечисленных антиобледенительных мероприятий. Так, подвергающиеся обледенению поверхности самолета делают гладкими, покрывают антиобледенительными покрытиями и оборудуют устройствами, позволяющими создавать импульсную вибрацию внешней обивки и таким образом разрушать и "сбрасывать" зарождающуюся ледяную корочку. Применяются также химические реагенты, препятствующие образованию зародышей кристаллов. На судах стремятся применять защитные экраны, уменьшающие площадь контакта воды с надпалубными надстройками и оборудованием. Такие экраны покрываются антиобледенительными составами и могут частично обогреваться. Для защиты гидротехнических сооружений применяются конструктивные решения, включающие химические воздействия и обогрев.

При замерзании растекающихся по твердому основанию капель, струй и безусловных водных потоков образуются **натечные льды**. Такие льды широко распространены в природе в виде самостоятельных образований, а также в составе ледяных тел сложного генезиса. Источниками воды является таяние льда и снега, выходы подледных и подземных вод. Послойное нарастание натечного льда приводит к образованию наледей.

Замерзание воды в замкнутых пространствах при всестороннем охлаждении приводит к образованию окруженного льдом водного ядра. Вследствие увеличения объема воды при ее кристаллизации в жесткой замкнутой системе повышается давление, понижающее температуру замерзания водяного льда. Повышение давления чаще всего приводит к деформированию или разрушению емкости или стенок замкнутой системы.

При замерзании воды в грунтах образуются лед-цемент, сегрегационные, инъекционные и жильные льды.

Кристаллизация льда из водяного пара может происходить путем конденсации воды и последующего ее замерзания или непосредственно минуя жидкую фазу. В гляциологии кристаллизация льда из пара называется **сублимацией водяного пара**, или сухой конденсацией. Термин "сублимация" в данном случае не соответствует применяемому

Таблица 3.2

**Генетическая классификация природных пресных льдов
и условия их образования
(Шумский, 1955)**

Подгруппа	Вид льда	Процессы и физические условия образования
1. Конжеляционные льды		
Обыкновенные конжеляционные льды	Первично-конжеляционный лед	Протокристаллизация сильно переохлажденной воды (начальные стадии роста кристаллов), замерзание снежуры
	Селективно-конжеляционный лед	Вынужденная ортотропная кристаллизация с геометрическим отбором или участием протокристаллизации
	Ортотропно-конжеляционный лед	Вынужденная ортотропная кристаллизация
	Ритмически-конжеляционный лед	Всестороннее промерзание воды в замкнутой льдом системе
Повторно-конжеляционные льды	Натечный лед	Замерзание воды, стекающей по твердой поверхности
	Повторно-жильный лед	Замерзание воды в морозобойных трещинах
Разделительно-конжеляционные льды	Сегрегационный лед	Медленное промерзание тонкозернистых увлажненных рыхлых грунтов в незамкнутых системах с местным перераспределением влаги.
	Инъекционный лед	Промерзание увлажненных рыхлых грунтов с миграцией и внедрением отжимаемой воды
2. Осадочные льды (снег)		
Свежий снег	Пушистый снег	Отложения твердых атмосферных осадков без ветра при отрицательной температуре
	Метелевый снег	Отложения твердых атмосферных осадков при ветре
Молодой снег	Мелкозернистый снег	Смерзание, сублимационное округление зерен снега, оседание снежного покрова
Старый снег	Зернистый снег	Собираательная сублимационная перекристаллизация зерен и оседание снежного покрова
	Снег-плавун	Перекристаллизация, образование глубинной изморози

Таблица 3:2 (продолжение)

Подгруппа	Вид льда	Процессы и физические условия образования
3. М е т а м о р ф и ч е с к и е л ь д ы		
Фирн	Рекристаллизационный лед	Оседание с дроблением слоев и рекристаллизация поверхностных толщ в центральных частях областей питания материковых ледниковых покровов и на очень больших высотах и горах
	Режеляционный фирн	Режеляционное округление, собирательная перекристаллизация, оседание (в верхних слоях в областях питания ледников и в "снежниках")
	Инфильтрационный фирн	Инфильтрационное уплотнение и рост зерен, оседание, паратектоническая перекристаллизация (в результате действия напряжений сжатия)
Первичные осадочно - метаморфические льды	Первично-рекристаллизационный лед	Оседание и первичная рекристаллизация (в глубинных толщах в центральных частях областей питания материковых ледниковых покровов)
	Инфильтрационно-рекристаллизационный лед	Инфильтрационное уплотнение и рост зерен, оседание, паратектоническая перекристаллизация
	Инфильтрационный лед	Заполнение пор фирна водой и ее замерзание
	Инфильтрационно-конжеляционный лед	Инфильтрационное льдообразование в горизонтах протаивания
Динамометаморфические льды	Вторично-рекристаллизационный лед	Метаморфизм течения основной массы движущегося ледникового льда (дробление под действием течения и давления на контактах кристаллов, паратектоническая перекристаллизация)
	Фрикционно-режеляционный лед	Частичное дробление, плавление и замерзание по зонам надвигов в ледниках, образование голубых и загрязненных "лент" и полос
	Компрессивно-режеляционный лед	Плавление и замерзание льда в участках временного избытка давления в придонных участках ледников
	Фрикционно-катакластический лед	Дробление и перетирание под влиянием трения в зонах надвигов в ледниках
	Компрессивно-катакластический лед	Дробление и окатывание под влиянием давления и движения обломков части ледяных покровов движущихся вод

Таблица 3.2 (окончание)

Подгруппа	Вид льда	Процессы и физические условия образования
	Обломочный лед	Гравитационное дробление и окатывание обломков при движении ледяных лавин и наступании ледников
Термометаморфические льды	Режеляционный лед	Собирательная режеляционная перекристаллизация поверхностных слоев мертвого ледникового льда
	Деструкционный лед	Избирательное радиационное таяние верхней поверхности ледяных тел

в физике аналогичному термину, характеризующему обратный процесс – переход вещества из твердого состояния в парообразное, минуя стадию жидкости, который в гляциологии принято называть испарением, или **возгонкой льда**.

Самопроизвольное образование зародышей кристаллов льда непосредственно из пара не наблюдается. В процессе охлаждения водяных паров обычно сначала достигается возможность конденсации воды в виде маленьких капель воды. Эти капельки при наличии в них центров кристаллизации в виде частиц твердых, жидких и газообразных веществ замерзают и становятся центрами сублимационной кристаллизации. Такой процесс характерен для зарождения снежинок в атмосфере (закономерности образования и типы снежинок описаны в 6.1). Сублимационный лед образуется также в виде кристаллической изморози и инея на поверхности земли, растений и предметов, на стенках подземных выработок.

Основную массу льдов на Земле представляют **метаморфические льды**, образующиеся в результате процессов изменения структуры, плотности и свойств снега за счет внутренней энергии и внешних воздействий и превращения его в фирн и лед.

3.4. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЬДОВ

Природные пресные льды подразделяются в зависимости от условий их образования, особенностей залегания и петрографического строения. Наиболее совершенная генетическая классификация льдов принадлежит П.А. Шумскому (1955). Льды разделяются на три группы – конжеляционные, осадочные и метаморфические, каждая из которых разделена на подгруппы. Всего выделено 28 видов ледяных пород. Перечень выделенных в этой классификации подгрупп льдов с указанием условий их образования приведен в табл. 3.2. Более подробные сведения о разновидностях льдов приводятся в последующих главах.

Глава 4

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА

4.1. ПЛОТНОСТЬ И ПОРИСТОСТЬ

Плотность чистого льда $\rho_{\text{ч}}$ при температуре $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и давлении 1 атм ($1,01 \cdot 10^5$ Па) равна $916,8\text{ кг/м}^3$. При увеличении давления плотность льда несколько увеличивается. Так, в основании Антарктического ледникового щита в местах его наибольшей мощности, достигающей 4200 м, плотность льда может достигать 920 кг/м^3 . Плотность льда увеличивается также при понижении температуры (примерно на $1,5\text{ кг/м}^3$ при понижении температуры на $10\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Пресные льды часто содержат поры, заполненные воздухом, газами и водяными парами. Плотность таких льдов, естественно, меньше плотности чистого льда. Пористость льда n характеризуется отношением суммарного объема пор к объему образца. Пористость и фактическая плотность ρ льда связаны зависимостью

$$n = \left(\frac{\rho_{\text{ч}} - \rho}{\rho_{\text{ч}}} \right) 100\%. \quad (4.1)$$

Газообразные включения во льду образуются или непосредственно из атмосферы, или из замерзающей воды. По своему химическому составу эти включения обычно близки к составу атмосферного воздуха. Воздушные включения во льду бывают в виде мелких сферических плотностей или удлинённых ячеек. Плотный прозрачный лёд или совсем не содержит макропор, или количество их незначительно (пористость в пределах 1%). При большем количестве воздушных включений лёд менее прозрачен и имеет мутный оттенок. Такой лёд встречается обычно в нижних слоях ледяного покрова, в ледниках и в ледяных жилах. Встречается также лёд с весьма большим количеством воздушных пор (от 5 до 40%), который имеет снегообразный вид. Возникает он чаще всего в результате смерзания увлажнённого снега.

Помимо воздушных включений, льды могут содержать твердые

Таблица 4.1
Плотность морского льда, кг/м^3

Соленость, ‰	Температура, $^{\circ}\text{C}$			
	-2	-6	-10	-20
2	924	920	921	923
6	932	926	926	926
10	939	931	929	930
15	953	939	935	935

включения, соли и жидкие рассолы, что существенно влияет на их плотность. Так, плотность морского льда в зависимости от солености и температуры варьирует от 920 до 953 кг/м³ (табл. 4.1).

4.2. ТЕПЛОВАЯ ДЕФОРМАЦИЯ

При понижении температуры линейные размеры и объем образцов и массивов льда уменьшаются, а при повышении температуры наблюдается противоположный процесс – **термическое расширение льда**. Коэффициент линейного расширения льда зависит от температуры, увеличиваясь при ее повышении. В интервале температуры от –20 до 0 °С коэффициент линейного расширения в среднем равен $5,5 \cdot 10^{-5}$, а коэффициент объемного расширения соответственно составляет $16,5 \cdot 10^{-5}$ на 1 °С. В интервале от –40 до –20 °С коэффициент линейного расширения уменьшается до $3,6 \cdot 10^{-5}$ на 1 °С.

Закономерности расширения морского льда несколько отличаются от закономерностей расширения чистого льда. Это относится и ко льду с примесями солевых растворов. Объясняется это тем, что, кроме обычного расширения или сокращения твердой и жидкой компонент, при изменении температуры происходит увеличение (или уменьшение) общего объема вследствие растворения пресного льда рассолом или

Таблица 4.2

Коэффициент объемного расширения морского льда, $1/^\circ\text{C} \cdot 10^{-5}$
(Савельев, 1963)

Соленость ‰	Температура льда, °С			
	–1,8	–8	–12	–18
1	–13,3	9,9	14,0	16,3
2	–28,2	2,9	11,1	15,6
5	–73,2	–18,1	2,3	13,7
10	–147,9	–53,2	–6,8	10,5
15	–222,7	–88,2	–36,8	7,8

ростом кристаллов за счет вымораживания воды из рассола. Поэтому при некоторых значениях температуры и солености вместо термического расширения при повышении температуры наблюдается уменьшение его объема т.е. коэффициент объемного расширения приобретает отрицательное значение (табл. 4.2).

4.3. ТЕПЛОТА ПЛАВЛЕНИЯ И ВОЗГОНКИ

Количество тепла, требуемое для таяния единицы массы льда без изменения его температуры, называется **удельной теплотой плавления льда**. Замерзающая вода выделяет такое же количество тепла. При

0 °С и при нормальном атмосферном давлении удельная теплота плавления льда равна $L_{пл} = 333,6$ кДж/кг.

Скрытая теплота испарения воды в зависимости от ее температуры равна

$$L_{исп} = 2500 - 24\theta \text{ кДж/кг}, \quad (4.2)$$

где θ – температура льда в °С.

Удельная теплота возгонки льда, т.е. количество тепла, требуемое для непосредственного перехода пресного льда в пар при постоянной температуре, равно сумме затрат тепла, требуемого для таяния льда $L_{пл}$ и испарения воды $L_{исп}$:

$$L_{возг} = L_{пл} + L_{исп}. \quad (4.3)$$

Удельная теплота возгонки почти не зависит от температуры испаряющегося льда (при 0 °С $L_{возг} = 2834$ кДж/кг, при –10°С – 2836, при –20 °С – 2837 кДж/кг). При сублимации пара выделяется аналогичное количество тепла.

4.4. ТЕПЛОЕМКОСТЬ, ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ И ТЕМПЕРАТУРОВОДНОСТЬ

Количество тепла, необходимое для нагрева единицы массы льда на 1 °С при постоянном давлении, называется удельной теплоемкостью льда. Теплоемкость пресного льда C_l уменьшается с понижением температуры:

$$C_l = 2,12 + 0,0078\theta \text{ кДж/кг}. \quad (4.4)$$

Для пористого льда и снега иногда определяют объемную теплоемкость, которая равна сумме теплоемкостей содержащихся в них кристаллов льда, воздуха и водяного пара. Теплоемкости воздуха и водяного пара по сравнению с теплоемкостью ледяных зерен малы (табл. 4.3), и ими обычно пренебрегают. Объемную теплоемкость сухого снега выражают в виде произведения удельной теплоемкости льда на величину плотности снега.

Таблица 4.3

Теплоемкость компонентов снега при $\theta = 0^\circ\text{C}$ и $P = 1$ атм

Компоненты	Плотность, кг/м ³	Теплоемкость	
		удельная Дж/(кг· К)	единицы объема Дж/(м ³ · К)
Лед	917	2117	$1,94 \cdot 10^6$
Воздух	1,293	1005	$1,3 \cdot 10^3$
Водяной пар	0,00493	2010	9,9

**Эффективная теплоемкость морского льда, кДж/(кг·К)
(Богородский, Гаврило, 1980)**

Соленость льда, ‰	Температура льда, °С				
	-2	-4	-10	-20	-30
0	2,09	2,09	2,05	1,97	1,88
2	11,3	4,40	2,14	2,09	1,97
4	20,4	6,74	2,72	2,18	2,01
6	29,6	9,04	3,10	2,30	2,09
8	38,7	11,4	3,43	2,43	2,14
10	47,9	13,7	3,77	2,51	2,22
15	70,8	19,5	4,65	2,80	2,34
20	93,7	25,3	5,53	3,10	2,51
25	117	31,1	6,40	3,35	2,68
30	139	36,9	7,28	3,64	2,85
35	162	42,7	8,08	3,94	3,01

Температура мокрого снега 0 °С, при ее понижении содержащаяся в снеге вода замерзает. Поэтому кажущаяся теплоемкость мокрого снега, а точнее, количество тепла, выделяемого при понижении температуры снега от 0 до -1 °С, включает в себя теплоемкость ледяного скелета и скрытую теплоту замерзания содержащейся в снеге воды.

Для морского льда используется понятие **эффективной теплоемкости**, характеризующей выделение или поглощение тепла при изменении температуры 1 кг льда на 1°С с учетом происходящих при этом фазовых переходов в солевых ячейках (образование или таяние части льда). Эффективная теплоемкость морского льда увеличивается по мере повышения его солености и уменьшается с понижением температуры (табл. 4.4).

Распространение тепла во льду определяется **коэффициентом теплопроводности льда** $\lambda_{\text{л}}$, который численно равен потоку тепла при разности температуры в 1°С на расстоянии 1 м. Теплопроводность пресноводного льда увеличивается с понижением температуры:

$$\lambda_{\text{л}} = 2,22(1 - 0,159\theta) \text{ Вт/(м·К)}. \quad (4.5)$$

Теплопроводность пористого льда и снега определяют **эффективным коэффициентом теплопроводности** $\lambda_{\text{эф}}$, который включает два вида передачи тепла: кондукцию по льду и термическую диффузию паров по парам и между зернами снега. Величина эффективного коэффициента теплопроводности снега зависит от его плотности и температуры. По мере увеличения плотности увеличивается кондуктивная теплопередача. При температуре ниже -25 °С теплопередача диффу-

Таблица 4.5

Зависимость температуропроводности льда ($10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$) от температуры и солёности (Савельев, 1963)

Температура, °С	Солёность, ‰					
	0	2	5	10	15	20
0	1,14	—	—	—	—	—
–5	1,20	0,48	0,42	0,38	0,23	0,14
–10	1,26	0,48	0,50	0,42	0,32	0,26
–15	1,34	0,50	0,50	0,41	0,37	0,34

зией по сравнению с кондуктивной теплопередачей мала, и в этом случае коэффициент эффективной теплопроводности может рассматриваться как истинный коэффициент молекулярной кондуктивной теплопередачи. По мере повышения температуры количество тепла, передаваемого термической диффузией, увеличивается, и при температуре около 0°С оно достигает величины, сопоставимой с кондуктивной теплопередачей.

Эффективная теплопроводность морского льда изменяется в зависимости от солёности и температуры – уменьшается с увеличением солёности и увеличивается при понижении температуры.

Скорость изменения температуры льда при стационарном температурном режиме определяется коэффициентом температуропроводности a , который зависит от величины коэффициента теплопроводности λ , теплоемкости C_d и плотности ρ :

$$a = \frac{\lambda}{C_d \rho} \text{ м}^2/\text{с}. \quad (4.7)$$

Температуропроводность пресного льда зависит от его температуры, а у солёных льдов наблюдается уменьшение коэффициента с повышением солёности льда (табл. 4.5).

4.5. РЕЖЕЛЯЦИЯ

Лед обладает свойством режеляции (смерзаемости), которое характеризуется тем, что при соприкосновении и сжатии двух кусков льда они смерзаются. Под действием местных повышенных давлений на контактах может происходить некоторое плавление льда. Образующаяся при этом вода выдавливается в места, где давление меньше, и там замерзает. Смерзание ледяных поверхностей может происходить и без давления, и без участия жидкой фазы.

Свойство режеляции льда было открыто М. Фарадеем еще в 1850 г., когда он наблюдал смерзание кусков льда со смоченными поверхностями. Режеляция наглядно проявляется в известных опытах по прорезанию кусков льда проволокой. Впервые такой опыт был

проведен англичанином Боттомли в 1882 г. Он установил на двух опорах ледяной блок, затем охватил этот блок между опорами петель из металлической проволоки и повесил к ней груз. Проволока постепенно погружалась в лед и прошла через ледяной блок, но блок остался целым. Под действием создаваемого грузом давления под проволокой лед таял, образуемая при этом вода выжималась в пространство над проволокой и там замерзала. Ледяной блок оставался целым и прозрачным, и лишь там, где прошла проволока, во льду была заметна слегка затуманенная полоса.

Благодаря свойствам режеляции трещины в ледяных покровах и массивах способны "залечиваться" и трещиноватый лед может превращаться в монолитный. Это весьма важно при использовании льда в качестве строительного материала для возведения инженерных конструкций (ледяных складов, водонепроницаемых ядер гидротехнических сооружений и др.).

4.6. МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфизмом льда называется изменение его структуры и текстуры под воздействием молекулярных и термодинамических процессов. Эти процессы наиболее полно проявляются при образовании метаморфических льдов, когда из первоначального скопления едва соприкасающихся между собой частиц снега со временем формируется сплошной, непроницаемый агрегат ледяных кристаллов. При этом происходят относительные смещения кристаллов, поверхностные изменения их формы и размеров, деформации и рост одних кристаллов за счет других. Классификация процессов метаморфизма представлена в табл. 4.6.

Первоначальными формами метаморфизма разрозненных кристаллов льда являются их **округление** и **собирательная перекристаллизация** под действием поверхностной энергии кристаллов. Для единичного кристалла характерно стремление его к равновесной форме (в соответствии с принципом минимума свободной энергии), что выражается в округлении кристалла. В поликристаллических агрегатах наблюдается уменьшение количества кристаллов вследствие поглощения мелких кристаллов более крупными. Механизм этих процессов применительно к метаморфизму снежного покрова описан в главе 6.6.

В кристаллическом льде метаморфизм происходит преимущественно в виде собирательной перекристаллизации с ростом среднего размера кристаллов и уменьшением их количества в единице объема. По мере увеличения размеров кристалла интенсивность перекристаллизации замедляется.

При механическом деформировании льда, что характерно для движущегося ледникового льда, помимо процессов собирательной перекристаллизации, проявляются процессы перекристаллизации вследствие **динамометаморфизма** – преобразований петрографической структуры льдов в процессе их деформирования и движения под влиянием внешних

Таблица 4.6

**Классификация процессов метаморфизма ледяных пород
(Шумский, 1955)**

Источник энергии		Типы метаморфизма			
		Общая характеристика	Рекристаллизация и дислокационный метаморфизм (в твердой фазе)	Режеляционный метаморфизм (через жидкую фазу)	Сублимационный метаморфизм (через паробразную фазу с участием поверхностной миграции)
Внутренняя энергия	Свободная поверхностная энергия кристаллов	Округление кристаллов (приближение к равновесной форме)	Рекристаллизационное округление	Режеляционное округление	Сублимационное округление
		Собирательная перекристаллизация	Собирательная рекристаллизация	Собирательная режеляционная перекристаллизация	Собирательная сублимационная перекристаллизация
	Свободная внутренняя энергия напряженного состояния	Динамометаморфизм	Миграционная рекристаллизация	Паратектоническая режеляционная перекристаллизация	Паратектоническая сублимационная перекристаллизация
			Полигонизация		
Внешняя энергия		Дислокационный метаморфизм	Катаклаз и милонитизация	Режеляционный динамометаморфизм трения и давления	Рост глубинной изморози

динамических воздействий, собственного веса и колебаний температуры. Среди них выделяют **паратектоническую перекристаллизацию**, происходящую в результате действия повышенных местных напряжений в контактах между кристаллами и разрушения кристаллов, и **дислокационный метаморфизм**, связанный с измельчением кристаллов, включающий катаклаз (растрескивание и дробление льда под влиянием динамических процессов) и милонитизацию (хрупкие разрывы кристаллов и движение их обломков).

4.7. ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Лед является одноосным, оптически положительным кристаллом, обладающим свойством двойного преломления, при этом у него самый низкий показатель преломления из всех известных минералов. В результате двойного лучепреломления световой поток в кристалле поляризуется. Это позволяет определять положение осей кристаллов с помощью поляроидов.

При прохождении света через поликристаллический лед наблюдается ослабление потока вследствие поглощения и рассеяния, при этом световая энергия переходит в тепловую, вызывая радиационный нагрев и таяние льда. Рассеянный свет распространяется во льду во всех направлениях, в том числе выходит через облучаемую поверхность. Из-за рассеяния света лед выглядит голубым и даже изумрудным, а при наличии во льду значительного количества воздушных включений он приобретает белый цвет.

Отношение количества отраженной от поверхности льда и выходящей через поверхность рассеянной лучевой энергии к общей энергии поступающего на поверхность света называется альбедо льда. Величина альбедо зависит от состояния поверхности льда – для чистого холодного льда величина альбедо порядка 0,4, а при таянии и загрязнении поверхности она снижается до 0,3–0,2. При отложении на поверхности льда снега альбедо существенно увеличивается. Альбедо снежного покрова меняется от 0,95 для свежевыпавшего сухого снега в полярных и горных районах до 0,20 для влажного загрязненного снега.

Глава 5

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА

5.1. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ДЕФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ ЛЬДА

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

Под действием небольшой нагрузки лед может изменять свою форму без разрушения структуры и изменении объема – как бы течь. Поэтому вязкопластические деформации льда иногда сравнивают с течением очень вязкой жидкости.

Кристаллы льда характеризуются резко выраженной анизотропией механических свойств в зависимости от направления усилий сдвига

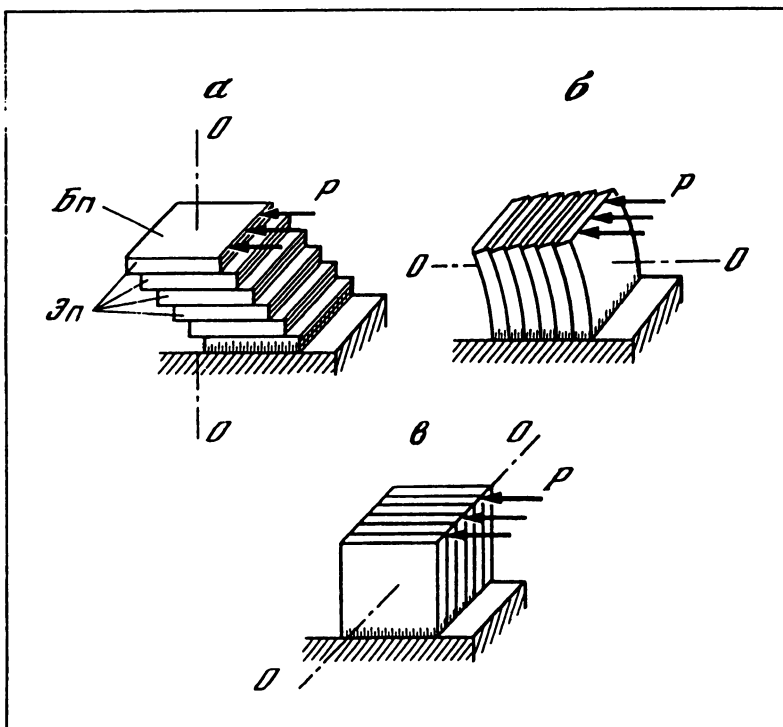


Рис. 5.1. Основные направления сдвигающих усилий относительно главной кристаллографической оси кристалла

ОО – оптическая ось кристалла; *Бп* – базисная плоскость; *Эп* – элементарные пластинки; *P* – направление сдвигающего усилия.

а – направление усилия *P* совпадает с *Бп*; *б* – направление усилия *P* перпендикулярно *Бп*; *в* – направление усилия *P* в плоскости, перпендикулярной *Бп*

относительно главной кристаллографической оси и базисной плоскости. Атомы в пространственной решетке кристалла располагаются таким образом, что сдвиг в базисной плоскости вызывает разрыв только двух молекулярных связей, в то время как разрушение по любой другой плоскости, перпендикулярной к базисной, требует разрыва по меньшей мере четырех связей на одну кристаллическую ячейку. Поэтому структуру льда представляют как совокупность многочисленных очень тонких, но прочных гибких пластинок, расположенных перпендикулярно к оси кристалла, которые могут сравнительно легко сдвигаться друг относительно друга. Скольжение элементарных пластинок может происходить в любом направлении базисной плоскости, вплоть до полного извлечения частей кристалла.

В тех случаях, когда направление сдвигающего усилия не совпадает с базисной плоскостью, происходят одновременно изгиб элемен-

тарных пластинок и их относительные сдвиги. И только при температуре, близкой к температуре плавления, пластические сдвиги бывают в любых направлениях, так как в этом случае в кристалле разрушаются многие внутренние связи.

Возможны три основных направления сдвигающих усилий относительно базисной плоскости кристаллов (рис. 5.1, *а, б, в*). В случае *а*, когда направление сдвигающего усилия совпадает с базисной плоскостью кристалла, происходит только смещение пластинок, и деформация носит пластический характер. Если сдвигающее усилие параллельно оптической оси кристалла (случай *б*), то элементарные пластинки кристалла изгибаются упруго, при этом наблюдаются небольшие относительные сдвиги пластинок по базисным плоскостям вследствие их искривления. После того как напряжения в элементарных пластинках достигнут некоторого предела, пластинки ломаются. Деформация при таком направлении сдвигающего усилия является упругопластической и при возрастании напряжения сменяется разрушением. В случае *в*, когда направление сдвигающего усилия перпендикулярно оптической оси кристалла и действует в плоскости, перпендикулярной к базисной, элементарные пластинки "допускают" только упругую деформацию. При увеличении напряжения возможен изгиб пластинок вследствие потери устойчивости и некоторых сдвигов в направлениях, не совпадающих с направлением сдвигающего усилия. Дальнейшее увеличение напряжения приводит к разрушению кристалла.

В тех случаях, когда направление сдвигающего усилия не совпадает ни с одним из указанных трех направлений, происходят как упругие, так и пластические деформации. В момент приложения усилия упругая деформация кристалла распространяется со скоростью акустических волн. Элементарные пластинки еще как бы жестко соединены друг с другом, и их изгиб затруднен. Возникающие при этом внутренние напряжения сдвига вызывают соответствующие относительные скольжения пластинок, характерные для пластической деформации.

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

С. Стейнеман (см.: Войтковский, 1977) установил, что при сдвиге кристалла по базисным плоскостям можно выделить две стадии ползучести. В первой стадии скорость деформации плавно повышается и кривые ползучести имеют слегка вогнутый вид (рис. 5.2, *а*). При достижении относительной деформации 10–20% происходит своеобраз-

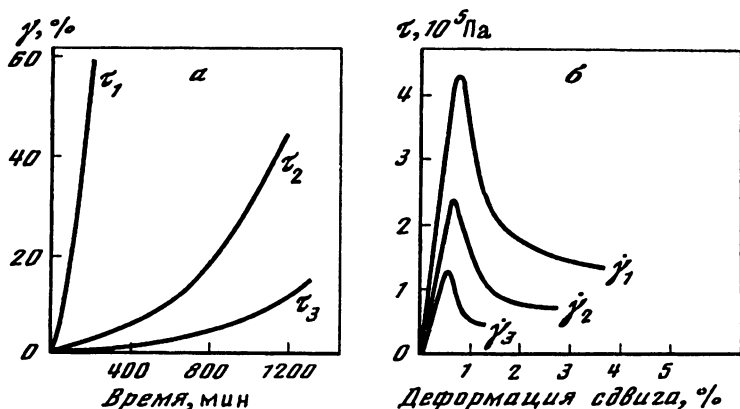


Рис. 5.2. Деформации монокристаллов льда

а – кривые ползучести при сдвиге по базисным плоскостям при $\theta = -2,3^\circ \text{C}$ ($\tau_1 = 2,2 \cdot 10^5 \text{ Па}$; $\tau_2 = 0,5 \cdot 10^5 \text{ Па}$; $\tau_3 = 0,4 \cdot 10^5 \text{ Па}$); б – сопротивление сдвигу по базисным плоскостям при $\theta = -15^\circ \text{C}$ (скорости сдвига $\dot{\gamma}_1 = 16 \cdot 10^{-5} \text{ мин}^{-1}$; $\dot{\gamma}_2 = 8 \cdot 10^{-5} \text{ мин}^{-1}$; $\dot{\gamma}_3 = 2 \cdot 10^{-5} \text{ мин}^{-1}$)

ное "размягчение" кристалла, характеризующееся интенсивным кратковременным нарастанием скоростей сдвига и последующим установлением примерно постоянной повышенной скорости сдвига. Кристалл, однажды деформированный до второй стадии, остается "мягким" даже после пребывания в разгруженном состоянии в течение нескольких сотен часов.

В тех случаях, когда сдвиг по базисным плоскостям происходит с заданной постоянной скоростью, сопротивление, увеличиваясь по мере нарастания деформации почти линейно, достигает максимума при относительной деформации 0,5–2%, после чего начинает уменьшаться сначала довольно резко, а затем более плавно (рис. 5.2, б). Величины максимального сопротивления сдвигу тем больше, чем быстрее происходит сдвиг и чем ниже температура кристалла. Уменьшение сопротивления сдвигу связано с "расслаблением" кристалла из-за роста количества дислокаций.

Кристалл льда допускает значительные пластические деформации растяжения при действии растягивающего усилия под углом к базисной плоскости. Известны случаи, когда образец вытягивался в 2 раза больше своей первоначальной величины и превращался в тонкую ленту, оставаясь монокристаллом. Оптическая ось при этом меняла свое направление и становилась почти перпендикулярной к направлению растяжения. В тех случаях, когда направление растяжения совпадает с осью кристалла, пластическая деформация небольшая, преимущественно наблюдается упругая деформация, что заканчивается разрушением кристалла. Растяжение в базисной плоскости также не допускает

существенных пластических деформаций и завершается разрушением кристалла.

У кристалла, подвергнувшегося пластической деформации под действием внешнего усилия, после прекращения такого действия деформация уменьшается, что влечет за собой частичное восстановление начальной формы. Такой процесс происходит не сразу, а в течение некоторого времени. В момент прекращения действия усилия наступает мгновенное упругое восстановление, затем наблюдается своеобразная "обратная ползучесть", заключающаяся в постепенном уменьшении деформации кристалла.

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

Как было показано, деформация поликристаллического льда происходит в основном за счет трех факторов: упругих и пластических деформаций кристаллов, их относительных перемещений и разрушения. Все эти факторы тесно взаимосвязаны и оказывают влияние друг на друга. Одновременно с ними во льду идут процессы рекристаллизации, которые также оказывают влияние на характер деформации. Слабо напряженные кристаллы растут за счет более напряженных. Некоторые перенапряженные кристаллы разрушаются, при этом появляются их обломки, свободные в начале их образования от напряжений, которые также растут за счет старых напряженных кристаллов и затем сами начинают испытывать напряжения и деформироваться. Таким образом, за счет рекристаллизации происходит частичное "залечивание" трещин. Этим и объясняется тот факт, что в ряде случаев лед "течет" и не имеет видимых пределов деформирования.

В момент приложения нагрузки к образцу или массиву поликристаллического льда происходит упругая деформация. В результате этой первичной упругой деформации внутри кристаллов и на контактах между ними возникают напряжения, которые, в свою очередь, вызывают пластические деформации кристаллов, их относительные сдвиги, а в некоторых случаях и разрушение кристаллов. В начальный же момент возможны большие концентрации напряжений в отдельных точках кристаллов, способствующие внутренним сдвигам и скольжению по границам кристаллов, образованию микротрещин и небольшому разрушению кристаллов. Эти процессы ведут к перераспределению

внутренних напряжений, частичному их выравниванию. Происходит перекомпоновка частиц льда, которая улучшает сопротивление льда нагрузке и увеличивает жесткость льда, что вызывает уменьшение скорости его деформирования.

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

В процессе деформирования во льду возникают трещины, которые распространяются в пределах одного или сразу нескольких кристаллов. Трещины чаще всего возникают параллельно базисной плоскости или перпендикулярно ей. При текучести льда под давлением внутренние трещины "приспосабливают" анизотропную кристаллическую структуру льда к пластическим деформациям. Такие трещины в процессе деформирования могут частично исчезать за счет процессов режеляции и рекристаллизации. В тех случаях, когда во льду возникают растягивающие напряжения, возникают благоприятные условия для роста трещин, приводящих к разрушению льда. Под действием динамических нагрузок трещины во льду возникают при прохождении упругой волны нагрузки и волн разгрузки. Они приурочены к зонам, где при прохождении этих волн возникают максимальные растягивающие напряжения.

Количественные параметры, характеризующие упругие и вязкопластические свойства конкретных массивов льда и их прочность, определяются на основании полевых и лабораторных испытаний образцов льда. Наиболее простым и распространенным способом определения механических свойств льда является испытание образцов в виде кубиков или цилиндров, подвергая их одноосному сжатию (рис. 5.3, а). Применяют два вида испытаний в зависимости от конструкции прессов или приспособлений для сжатия образцов. При использовании приспособлений, позволяющих создавать заданные по программе величины нагрузки на образец, измеряются значения продольных и поперечных деформаций образца с учетом времени действия нагрузки. Некоторые прессы для испытаний образцов сконструированы таким образом, что в них задается постоянная скорость сжатия образца ($de/dt = \text{const}$). В этом случае замеряются и фиксируются величины сопротивления образца сжатию вплоть до его разрушения.

Вторым простейшим способом испытаний является чистый сдвиг образцов (рис. 5.3, б), на основании которого определяется зависимость величины относительного сдвига от интенсивности напряжений сдвига с учетом времени их действия. Испытания, так же как и при одноосном сжатии, можно проводить при заданном значении напряжений сдвига или при задаваемой скорости деформации сдвига.

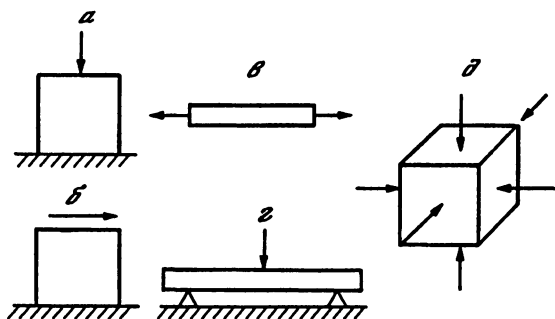


Рис. 5.3. Способы загрузки образцов льда

a – одноосное сжатие; *б* – чистый сдвиг; *в* – растяжение; *з* – изгиб; *д* – сложное напряженное состояние

Помимо этих двух простейших способов определения свойств льда, применяются испытания образцов льда на растяжение, изгиб и сжатие при сложном напряженном состоянии (см. рис. 5.3, *в*, *з*, *д*).

5.2. УПРУГИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА

При изменении величины нагрузки на лед возникают три различного рода деформации: 1) упругообратимая "мгновенная" деформация, распространяющаяся со скоростью звуковых волн, 2) медленно обратимая деформация упругого последействия, которую иногда называют эластичной, 3) необратимая деформация ползучести. Все три рода деформации взаимосвязаны, четких границ между ними нет, особенно трудно выделить обратимую деформацию последействия. Начальная стадия обратимой деформации последействия начинается непосредственно за "мгновенной" упругой деформацией и воспринимается чаще всего как упругая деформация. Последующая же стадия является частью деформации ползучести. Наибольшая скорость нарастания деформации последействия наблюдается в начальный момент после изменения нагрузки, поэтому при статических методах испытаний образцов льда выделить чисто упругую часть деформации весьма затруднительно. Это и является основной причиной значительного расхождения приводимых различными исследователями количественных параметров, характеризующих упругие свойства льда.

Упругие свойства материала принято характеризовать величинами модуля упругости E , модуля сдвига G и коэффициента поперечной деформации (коэффициента Пуассона) ν , которые связаны между собой зависимостью

$$E = 2G(1 + \nu). \quad (5.1)$$

Модуль упругости характеризует сопротивляемость льда упругой деформации при сжатии или растяжении, модуль сдвига – сопротивляе-

мость деформации при сдвиге:

$$\varepsilon = \frac{\sigma}{E}, \quad \gamma = \frac{\tau}{G}, \quad (5.2)$$

где σ – величина нормального напряжения, τ – величина напряжения сдвига, ε – относительное сжатие или растяжение, γ – относительная деформация сдвига.

Для определения модулей упругости и сдвига применяются два метода: динамический и статический. Динамический метод основан на вычислении модулей по скорости распространения во льду продольных и поперечных упругих волн. Сущность статического метода заключается в измерении величин деформации образцов льда под действием статических нагрузок.

Первые опыты по определению модуля упругости льда при статических нагрузках были проведены еще в начале прошлого века Юнгом, в честь которого модуль упругости называется модулем Юнга. Позже такие опыты проводились многими исследователями. Получаемые значения модуля упругости льда варьировали в весьма широких пределах – от 10^3 до 10^4 МПа. Долгие годы такой разброс значений модуля упругости вызывал удивление и подчас недоверие к результатам исследований различных авторов. Лишь сравнительно недавно удалось выяснить причину этих вариаций.

Большой разброс в результатах измерений модуля упругости льда объясняется тем, что при статическом методе исследований деформации льда замеряются не в момент приложения нагрузки, а спустя некоторый промежуток времени. Этот промежуток обычно небольшой и измеряется секундами, однако этого достаточно для того, чтобы, наряду с "мгновенной" упругой деформацией, произошла ощутимая деформация последствия. В итоге получается, что определяемый по замеренной суммарной деформации модуль не характеризует сопротивляемость "мгновенной" упругой деформации, а является мерой сопротивления льда обратимой деформации за определенный промежуток времени. Чем больше напряжение, тем более существенную роль составляет эластическая деформация. Соответственно вычисляемый на основании замеров деформации модуль упругости должен уменьшаться с увеличением напряжений, что и подтверждено многочисленными опытами.

Более стабильные значения модуля упругости получают при динамических методах испытаний на основании измерения скоростей распространения упругих волн. Скорость распространения во льду звуковых волн практически не зависит от величины нагрузки и определяется лишь плотностью льда, его структурой и температурой. Скорость продольных волн в чистом льде (около 3800 м/с при температуре 0 °С и увеличивается до 4200 м/с при –20 °С). В пористых льдах и в снеге скорость распространения волн уменьшается по мере увеличения их пористости (рис. 5.4). Скорость распространения волн в морском льде уменьшается по мере увеличения его солёности.

Рис. 5.4. Зависимость скорости продольных волн (c_l) от плотности льда и снега (ρ) при температуре -4°C :

1 – снег возраста нескольких дней;
2 – фирн; 3 – лед и снег различной плотности

Динамический модуль упругости льда E связан со скоростью распространения продольной звуковой волны C_l , коэффициентом Пуассона ν и плотностью ρ и выражается зависимостью:

$$C_l = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1+\nu)(1-2\nu)}}. \quad (5.3)$$

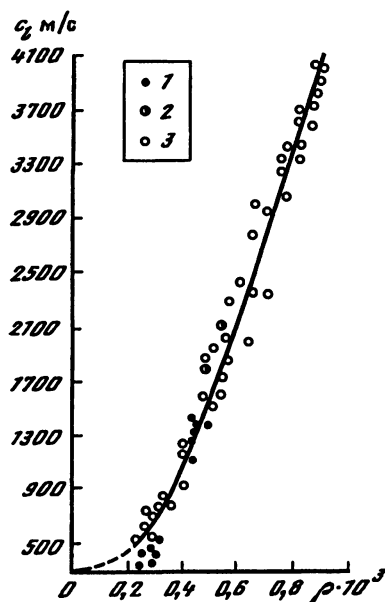
Динамический модуль упругости чистого льда при температуре -2°C составляет

$90 \cdot 10^2$ МПа, а при -40°C он увеличивается до $95 \cdot 10^2$ МПа. Существенные различия модулей упругости наблюдаются у льдов различной плотности: для льда плотностью $\rho = 900 \text{ кг/м}^3$ $E = 70 \cdot 10^2$ МПа, а при плотности $\rho = 700 \text{ кг/м}^3$ он составляет лишь $40 \cdot 10^2$ МПа. Модули упругости морских льдов в зависимости от температуры и солёности составляют от $30 \cdot 10^2$ до $90 \cdot 10^2$ МПа.

Динамический модуль упругости льда является мерой скорости распространения упругих волн и поэтому характеризует лишь ту часть обратимой деформации, которая происходит "мгновенно" в момент приложения нагрузки. Поэтому при использовании количественных показателей модуля упругости льда требуется указывать, каким образом он определен и для каких целей будет использован.

Модуль сдвига, так же как и модуль упругости, определяется на основании статических или динамических испытаний льда. Соответственно статический модуль сдвига характеризует обратимую деформацию сдвига за определенный промежуток времени, а динамический модуль соответствует лишь "мгновенной" деформации в момент приложения или изменения нагрузки. Статический модуль сдвига пресного льда $G_{\text{ст}} \approx 15 \cdot 10^2$ МПа, а динамический модуль – в два раза больше.

Коэффициент Пуассона (ν) представляет собой отношение упругой поперечной деформации образца льда при сжатии или растяжении к упругой продольной деформации и равен $\approx 0,36$.



5.3. ВЯЗКОПЛАСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА

Пластические деформации льда под действием внешних усилий и внутренних напряжений обычно сопровождаются нелинейно вязким течением. Совместное проявление этих видов деформации принято называть ползучестью. Процесс ползучести связан с непрерывным изменением формы тела, без изменения его объема, и возникает только при наличии напряжений сдвига, так как при равномерном всестороннем сжатии происходит лишь уплотнение материала.

Свойства ползучести наиболее наглядно представляются в виде кривых ползучести (рис. 5.5, 5.6), на которых графически отображено нарастание деформации при длительном действии постоянных по величине нагрузок. Деформация ползучести начинается после приложения нагрузки непосредственно вслед за начальной упругой деформацией. Первая стадия характеризуется уменьшением скорости деформации и называется стадией замедляющейся ползучести. При напряжениях сдвига меньше некоторой величины $\tau_{дл}$, называемой пределом длительной ползучести, после первой стадии устанавливается постоянная скорость нарастания деформации (стадия установившейся ползучести, которая может продолжаться неопределенно длительное время). При напряжениях сдвига больше указанного предела продолжительность стадии установившейся ползучести ограничивается определенным промежуток времени, после которого скорость деформации начинает увеличиваться. Это увеличение скорости ползучести соответствует третьей стадии – стадии ускоряющейся ползучести, которая может завершиться разрушением испытываемого образца льда.

Продолжительность стадии установившейся ползучести зависит от величины действующих напряжений сдвига, уменьшаясь с увеличением действующего напряжения τ относительно $\tau_{дл}$. При больших значениях напряжений сдвига ($\tau \geq \tau_{дл}$) стадия установившейся ползучести исчезает и первичная ползучесть переходит в стадию ускоряющейся ползучести, минуя вторую стадию. Предел длительной ползучести составляет $\tau_{дл} = 0,10 + 0,12$ МПа при 0°C , $\tau_{дл} \approx 0,2$ МПа при -2°C и $\tau_{дл} \approx 0,3$ МПа при -4°C .

Соответственно к трем основным стадиям ползучести можно выделить три стадии рекристаллизации льда в процессе деформирования льда: рост кристаллов, относительную стабилизацию структуры и дробление кристаллов (рис. 5.7). В первые моменты после приложения нагрузки кристаллы как бы приспосабливаются к новым термодинамическим условиям. Наблюдаются относительные повороты и смещения кристаллов, а также их частичное разрушение, что ведет к упрощению формы кристаллов. Интенсивность этого процесса постепенно затухает, и дальнейшее изменение структуры деформируемого льда обуславливается стремлением системы к минимуму поверхностной и свободной энергии. Менее напряженные кристаллы растут за счет более напряженных, мелкие кристаллы поглощаются более крупными. При этом общее количество кристаллов уменьшается, а средний объем увеличи-

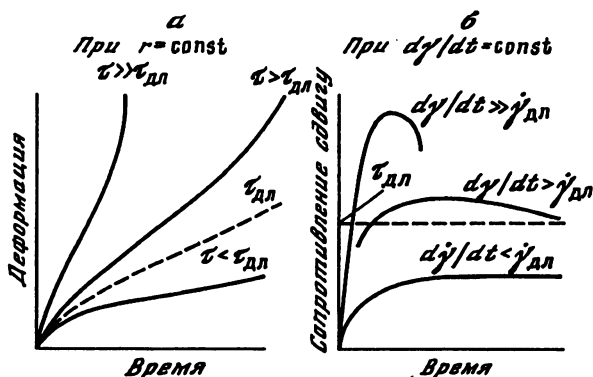


Рис. 5.5. Кривые ползучести льда (а) и сопротивления льда деформированию с постоянной скоростью (б)

$\dot{\gamma}_{\text{дл}}$ – скорость деформации сдвига при $\tau_{\text{дл}}$

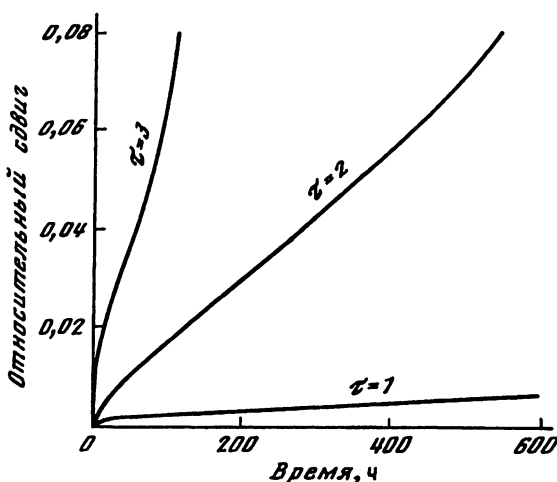


Рис. 5.6. Экспериментальные кривые ползучести поликристаллического льда при чистом сдвиге и температуре $-1,8^\circ\text{C}$ (τ – напряжение сдвига, 10^5 Па)

вается. По мере деформирования скорость роста кристаллов замедляется, и спустя некоторое время наступает относительная стабилизация структуры, характеризующаяся упорядочением ориентировки кристаллов и тем, что количество образующихся микротрещин уравнивается количеством "залечиваемых" дефектов благодаря процессам режеляции. Дальнейшее деформирование приводит к прогрессирующему нарастанию трещин и дроблению кристаллов.

При деформировании льда с заданной постоянной скоростью сопротивление изменяется во времени в зависимости от скорости деформиро-

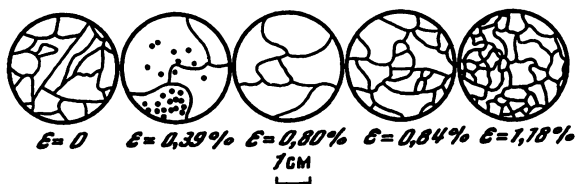


Рис. 5.7. Изменение структуры поликристаллического льда в процессе ползучести при одноосном сжатии ($\theta = -10^\circ\text{C}$, $\sigma = 0,2\text{ МПа}$, ϵ – относительная деформация сжатия)

вания (рис. 5.5, б). При малой скорости деформирования сопротивление льда в момент приложения нагрузки начинает увеличиваться и достигает некоторой постоянной скорости, соответствующей стадии установившейся ползучести. При увеличении скорости деформирования сопротивление льда после стадии установившейся ползучести начинает уменьшаться, приближаясь к величине предела длительной ползучести. При больших скоростях деформирования сопротивление льда быстро нарастает до предела его прочности, после чего образец разрушается.

Скорость установившейся ползучести льда изменяется в зависимости от величины напряжений сдвига, температуры и структуры льда. Она тем больше, чем больше напряжение, при этом увеличивается с ростом напряжений в степенной зависимости. Скорость ползучести увеличивается при повышении температуры, особенно при приближении к температуре таяния (рис. 5.8). Зависимость от структуры выражается менее четко. Скорость ползучести крупнокристаллического льда несколько больше, чем мелкозернистого. Для льдов с четкой ориентировкой кристаллов скорость ползучести при сдвиге, перпендикулярном осям кристаллов, больше скорости сдвига вдоль осей.

Установившаяся скорость ползучести льда при чистом сдвиге равна

$$\frac{d\gamma}{dt} = \frac{K}{1 - \theta} \tau^n, \quad (5.4)$$

где τ – величина напряжения сдвига, Па; θ – температура льда, $^\circ\text{C}$; n , K – эмпирические коэффициенты, зависящие от структуры льда (для льда беспорядочной структуры $n \approx 2$ и $K = (0,6 + 1,2) \cdot 10^{-18}$ град/Па²с).

Скорость ползучести при сложном напряженном состоянии описывается аналогичной зависимостью, только с учетом интенсивности касательных напряжений и объемного сжатия. Расчеты скоростей и величин деформации льда в первой и третьей стадиях ползучести требуют проведения более сложных расчетов. При переменных нагрузках скорость ползучести определяется не только величиной действующих напряжений, но зависит также от "истории загрузки" (величин предшествующих нагрузок и времени, прошедшего после их изменения).

С ползучестью льда связано явление **релаксации напряжений** при постоянстве величины деформации. Если ко льду приложить внешнее

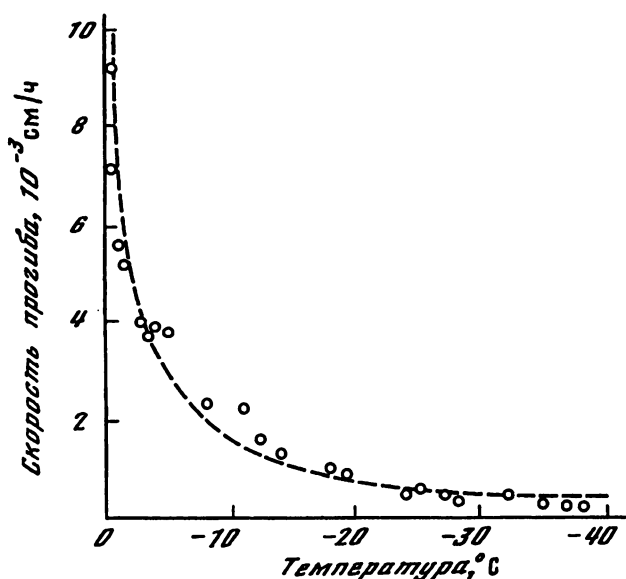


Рис. 5.8. Зависимость скорости прогиба ледяной балки (сечение балки $10 \cdot 10$ см, пролет 100 см, нагрузка 40 кг) от температуры

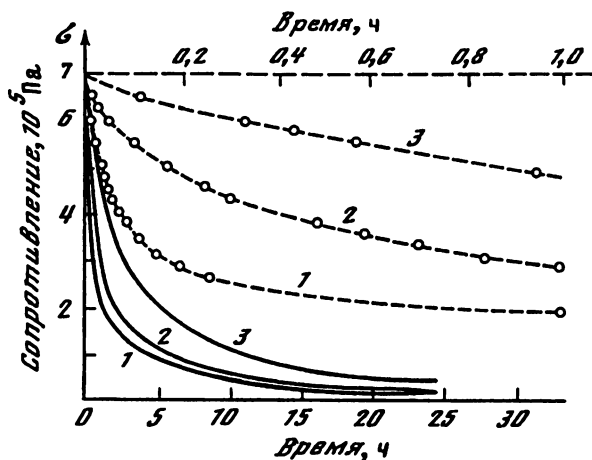


Рис. 5.9. Релаксация напряжений во льду при предварительном одноосном сжатии под нагрузкой $\sigma = 0,7$ МПа при $\theta = -3^\circ\text{C}$ (график дан в двух масштабах времени)

Продолжительность ползучести под нагрузкой до начала релаксации (в ч): 1 – 0,1; 2 – 1,4; 3 – 8,0

усилие, а затем ограничить нарастание деформации, сохранив ее величину неизменной, то упругая часть общей деформации начинает уменьшаться за счет соответствующего нарастания пластической. С уменьшением упругой части деформации уменьшается и сила сопротивления льда.

Скорость релаксации напряжений зависит от структуры и температуры льда, величины начального напряжения и продолжительности деформирования льда до начала релаксации. Сила сопротивления льда при постоянстве его деформации убывает тем быстрее, чем меньше промежуток времени между моментом приложения нагрузки и началом релаксации, т.е. напряжения релаксируют тем быстрее, чем меньше лед деформировался за счет ползучести (рис. 5.9).

5.4. ПРОЧНОСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЬДА

Под понятием прочности подразумевается способность материала сопротивляться разрушению под воздействием механических нагрузок. Так как разрушение льда в значительной степени зависит от вида нагрузок и условий их приложения, то для оценки его прочности применяется целый набор прочностных характеристик. Для получения таких характеристик наиболее часто проводят испытания образцов льда на одноосное сжатие и на сдвиг. Проводят также испытания льда на растяжение, изгиб и вдавливание штампов. Наиболее полноценные данные получают при комплексных испытаниях льда на трехосное сжатие, однако такие испытания проводятся редко из-за их сложности. Величина напряжения, при которой лед разрушается, называется пределом сопротивления или пределом прочности. В зависимости от вида испытаний определяют величины пределов прочности льда на одноосное сжатие, срез, разрыв, изгиб и смятие.

Для испытаний на сжатие из ледяного покрова или массива льда вырезают образцы в виде кубиков с гранями 7, 10 или 20 см и подвергают их сжатию при постоянной скорости деформирования или при постоянной скорости нагружения. Предельное сопротивление льда к моменту начала разрушения кубика при сжатии с постоянной скоростью деформирования или наибольшая нагрузка фиксируются как предел прочности. Наблюдается значительный разброс показателей прочности, так как на их количественную величину, помимо основных характеристик льда (температуры, плотности и структуры), существенное влияние оказывают методика проведения испытаний и размеры испытываемых образцов. Так, в зависимости от скорости деформирования образца льда предел прочности изменяется в 1,5–4 раза (табл. 5.1). При сжатии образца возрастающей нагрузкой предел прочности увеличивается по мере повышения скорости нагружения и достигает максимума при ее скорости порядка 0,3 МПа/с. При дальнейшем увеличении скорости нагружения предел прочности начинает уменьшаться, так как появляются условия для хрупкого разрушения образца льда при распространении в нем волн упругой деформации. Влияние скорости нагружения

Таблица 5.1

Предел прочности речного льда на сжатие
(Коржавин, 1962)

Скорость деформирования*, см/мин	Предел прочности (МПа) при температуре, °С					
	0	-2	-4	-6	-8	-10
2	1,4	2,1	2,7	3,5	4,1	4,9
20	1,0	1,0	1,1	1,1	1,3	1,4

* Скорость сжатия кубиков размером $10 \cdot 10 \cdot 10 \text{ см}^3$.

особенно сильно сказывается при низкой температуре, когда проявляются хрупкие свойства льда, а по мере приближения к 0°C это влияние уменьшается. Понижение температуры увеличивает прочность льда.

Сопоставление результатов испытаний различных по величине образцов льда показывает, что среднее для большого количества образцов значение предела прочности по мере увеличения размеров образцов уменьшается. Проявляется так называемый масштабный эффект. Объясняется это тем, что при увеличении объема деформируемого материала увеличивается вероятность наличия в образце дефектов и ослабленных структурных элементов, которые служат потенциальными очагами разрушения.

Прочность льда с беспорядочной структурой обычно несколько выше прочности льда с ориентированной структурой. Так, в ледяном покрове рек прочность мутного льда начального ледообразования в 1,1–1,4 раза больше прочности прозрачного льда правильного кристаллического строения. Предел прочности льда упорядоченной структуры при сжатии вдоль осей кристаллов примерно на 10% больше, чем при сжатии перпендикулярно осям кристаллов.

Соппротивление льда разрыву зависит от тех же факторов, что и сопротивление раздавливанию, только численные показатели прочности на разрыв значительно меньше прочности на сжатие (табл. 5.2). На величину прочности льда при разрыве большое влияние оказывают различные включения во льду и структурные неоднородности, которые могут стать очагом разрушения. Если при сжатии образец льда после появления трещин может допускать дальнейшее увеличение нагрузки, то при растяжении образец обычно разрывается без предварительного образования трещин, т.е. первая трещина быстро растет и служит причиной разрыва.

Соппротивление льда срезу, так же как и предел прочности при других видах разрушения, увеличивается с понижением температуры и может изменяться в зависимости от структуры льда, направления среза относительно направления осей кристаллов и скорости нагружения. Предел прочности при срезе – того же порядка, как и при растяжении.

Таблица 5.2

Минимальные
и максимальные значения
пределов прочности льда

Способ разрушения льда	Пределы прочности льда, МПа
Сжатие	1,0–8,0
Разрыв	0,2–2,0
Срез	0,2–3,0
Изгиб	0,4–3,0
Вдавливание штампа	1,0–10,0

Величина прочности льда при изгибе обычно определяется как максимальное растягивающее напряжение в изгибаемом образце, вычисляемое на основании формул, выведенных для изгиба балок из упругого материала. Но так как во льду происходят вязкопластические деформации, то расчетное напряжение оказывается больше фактического. Этим и определяется тот факт, что предел прочности при изгибе бывает несколько больше предела прочности при растяжении.

При вдавливании в лед жесткого тела (штампа) величина сопротивления и характер его разрушения зависят от размеров и формы штампа, скорости вдавливания, а также размеров и конфигурации того объема льда, в который вдавлируется штамп. При медленном нарастании нагрузки и ее длительном действии, вызывающем малые по сравнению с пределом прочности напряжения под штампом, отмечается плавное погружение штампа, обусловленное ползучестью льда. Быстрое нарастание нагрузки вызывает хрупкое разрушение льда около штампа с образованием трещин. Предельное сопротивление местному сжатию может быть до 2,5 раза больше предела прочности при одноосном сжатии.

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

Глава 6

ФОРМИРОВАНИЕ И МЕТАМОРФИЗМ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

6.1. ОБРАЗОВАНИЕ КРИСТАЛЛОВ ЛЬДА В АТМОСФЕРЕ

Нагреваемые у земной поверхности воздушные массы насыщаются водяными парами и поднимаются вверх, постепенно охлаждаясь. При определенной температуре влажность воздуха достигает предельной насыщенности, дальнейшее понижение температуры приводит к тому, что воздух становится перенасыщенным. Излишки водяных паров конденсируются в виде мельчайших капель, которые в зависимости от конкретных термодинамических условий могут исчезать, расти или замерзать, превращаясь в кристаллики льда. Зародыши кристаллов льда растут вследствие конденсации на их поверхности паров воды из окружающего воздуха и замерзания этой влаги. Скорость роста кристаллов тем больше, чем ниже температура облака, в котором зарождаются эти кристаллы. Утяжеленные кристаллы льда начинают падать и при этом обрастают дополнительным слоем льда вследствие замерзания капель воды, которые они встречают на своем пути. Заметное падение кристаллов льда в атмосфере начинается при достижении ими размера около 50 мкм.

Кристаллы образующегося в атмосфере льда разнообразны по своей форме: звездочки, пластинки, иглы, призмы, пирамиды, столбики и комбинированные фигуры. Их форма определяется комплексом термодинамических условий в зависимости от вида облаков и высоты их положения, температуры и влажности воздуха, направления и скорости движения воздушных потоков.

По условиям формирования снежинок тропосферу можно разделить на следующие три зоны.

1. Нижняя тропосфера – зона слоисто-дождевых облаков. Здесь наблюдается большая абсолютная влажность воздуха с температурой от 0 до -15°C при малом пересыщении по отношению ко льду. В этих условиях развиваются пластинчатые скелетные формы снежинок – звездочки и пластинки.

2. Средняя тропосфера – зона высокостойких и высококучевых облаков. Температура воздуха от -15°C до 30°C , влажность средняя. Условия благоприятны для роста сплошных кристаллов – толстых пластинок и призм.

3. Высокая тропосфера – зона перистых облаков. Температура

ниже -30°C , абсолютная влажность малая. При большом пересыщении (в конвективных перистых облаках) развиваются кристаллы в виде полых призм. При среднем пересыщении (перисто-слоистые облака) растут одиночные сплошные кристаллы.

Во время падения снежинки проходят через слои воздуха с различными температурно-влажностными условиями, конечная форма кристаллов при достижении земли является результатом сложного взаимодействия их с окружающей средой на всем пути их падения.

Рост снежинок в атмосфере обычно происходит одновременно путем сублимации водяного пара и замерзания оседающих переохлажденных капелек воды. При повышенном питании переохлажденными каплями кристаллы теряют правильную форму и могут превратиться в сферические зерна снежной крупы. Если кристалл попадает в более крупнокапельную часть облака, то возникают условия для образования прозрачных зерен ледяной крупы или шаровидных ледяных образований – града. При замерзании капель дождя образуются зерна прозрачного льда – ледяной дождь.

6.2. МЕЖДУНАРОДНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СНЕЖИНОК

Форма и размеры достигающих земной поверхности частиц твердых осадков зависят от термодинамических условий зарождения и роста кристаллов льда в атмосфере и температуры приземных слоев воздуха. В соответствии с международной классификацией различают 10 основных типов снежинок (рис. 6.1, 1–10).

1 – **пластинки** – тонкие плоские кристаллы шестиугольной формы с максимальным размером 0,1–5 мм;

2 – **звездчатые кристаллы** – тонкие плоские кристаллы в виде дендритовых звезд с лучами. Обычно имеют 6 лучей, иногда встречаются кристаллы с 12 и 18 лучами (сросшиеся звездочки). Средний диаметр звезд 0,5–10 мм, толщина от 5 до 30 мкм. Звезды – наиболее часто наблюдающаяся форма снежинок, выпадающих при небольших морозах;

3 – **столбики** – призматические, или полые пирамиды, пирамиды и комбинации этих форм. Максимальная длина – до нескольких миллиметров, отношение длины к поперечнику от 2 до 4. Выпадают при температуре ниже -20°C ;

4 – **иглы** – тонкие цилиндрические кристаллы длиной 0,2–6 мм и диаметром 0,02–0,2 мм и их сростки. Образуются при низкой температуре и "сухости" воздуха;

5 – **пространственные древовидные кристаллы** – сложные кристаллы с лучами в виде листьев папоротника, расходящихся по многим направлениям (ежи). Диаметр кристаллов – до нескольких миллиметров;

6 – **увенчанные столбики** ("запонки") – столбики со звездочками или пластинками на концах, а в ряде случаев с дополнительными пластинками в промежуточных положениях перпендикулярно к оси столбика. Возможно срастание нескольких столбиков. Размеры столбиков – до нескольких миллиметров;

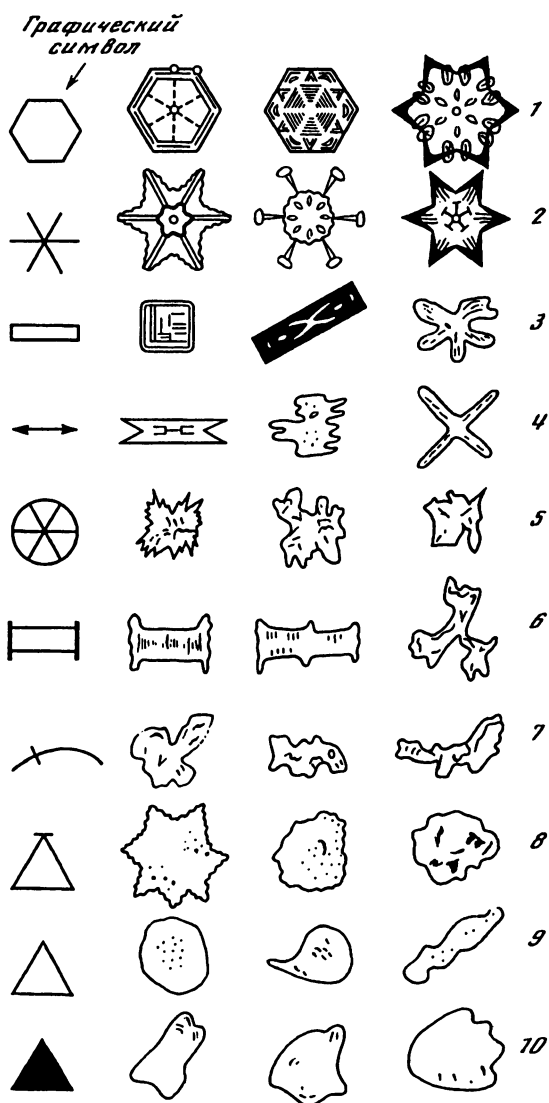


Рис. 6.1. Международная классификация твердых осадков
 Типы снежных кристаллов (1–10) даны в тексте

7 – **неправильные кристаллы** – частицы, состоящие из нескольких беспорядочно сросшихся кристаллов. Размер частиц – до нескольких миллиметров;

8 – **круп** – снежные белые мягкие или прозрачные ледяные шарики диаметром 0,5–5 мм;

Таблица 6.1

Размеры снежинок и плотность свежеснежавшего снега в Хибинах при различной температуре воздуха и малой скорости ветра (Савельев и др., 1967)

Преобладающая форма снежинок	Температура воздуха, °С	Средний диаметр снежинок или хлопьев, мм	Плотность свежеснежавшего снега, кг/м ³
Пластины и слабо расчлененные звезды	-22,0	1-1,5	30
Мелкие дендритовые звезды	-15,6	1-2	40
Пластины и дендритовые звезды	-14,3	до 2,5	50
Звезды, опушенные изморозью	-11,2	2-3	40
Сложные дендритовые звезды	-7,9	до 5	50
Дендритовые звезды	-5,4	6-8	60
Сложные звезды и хлопья	-4,5	5-7	50
Мелкие хлопья	-3,6	10-15	100
Крупные хлопья	-0,5	35-40	140
Очень крупные хлопья, опушенные изморозью	-0,2	10-20	170
Крупные влажные хлопья	2,4	15-20	200
Крупные мокрые хлопья с дождем	4,8	до 50	260

9 – ледяной дождь – прозрачные ледяные шарики, иногда с незамерзающим ядром, диаметром 1–3 мм;

10 – град – шаровидные ледяные образования, часто имеющие на поверхности слой прозрачного льда, иногда с острыми выступами или сложной огранкой. Диаметр градин – до 150 мм.

В количественном отношении среди выпадающих твердых осадков преобладают пластинчатые и звездчатые снежинки. Отношение толщины таких снежинок к их диаметру составляет примерно 1:50. Размер снежинок тем больше, чем выше температура приземного слоя (табл. 6.1).

В безветренную погоду при температуре 0°С снежинки во время падения могут соединяться и выпадать в виде крупных хлопьев. При сильном ветре они сталкиваются в воздухе, крошатся и выпадают в виде обломков.

6.3. ФОРМИРОВАНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Формирование снежного покрова в значительной степени определяется метеорологическими условиями и характером земной поверхности. При выпадении в безветренную погоду снег покрывает поверхность земли слоем примерно одинаковой высоты, независимо от форм рельефа. Плотность свежеснежавшего сухого снега составляет 30–100 кг/м³, мокрого снега – до 200 кг/м³, мокрого снега, выпадающего с дождем, – до 300 кг/м³. Если же снег выпадает с ветром со скоростью более 3 м/с

в условиях верховой метели, то снежинки, достигающие поверхности снежного покрова, не могут сразу закрепиться и начинают скользить, катиться или сальтировать по поверхности. Хрупкие снежинки разрушаются и переносятся в понижения рельефа или задерживаются в подветренных местах около препятствий. Обломки снежинок могут закрепляться и на снежном покрове. Этому способствует повышенная температура и даже частичное оплавление поверхности снежинок в точках их соударения со снежинками, ранее закрепившимися в снежном покрове. Измельченные кристаллы упаковываются более компактно, чем при спокойном снегопаде. Плотность слоя сухого снега, сформировавшегося при верховой метели, может достигать 200–300 кг/м³.

Отложенный во время снегопада слой снега находится в нестабильных условиях, он уплотняется под действием собственного веса и подвержен процессам перекристаллизации. Звездчатые кристаллы распадаются на части. Зубчики кристаллов испаряются, и пар конденсируется на более крупных зернах, которые при этом увеличиваются и округляются. Затем они могут превращаться в ограненные зерна и глубинную изморозь.

При последующих снегопадах формируются новые слои снежного покрова, которые оказывают воздействие на ранее сформировавшиеся слои и сами непрерывно измельчаются.

Существенные изменения снежного покрова происходят также из-за процессов таяния и испарения с поверхности, под воздействием жидких осадков и других метеорологических факторов.

В процессе формирования снежного покрова в нем могут возникать ледяные корки, слои уплотненного ветром снега, слои глубинной изморози и слои с различной структурой снега.

В течение времени залегания снежного покрова различия в характеристиках соседних слоев могут нарастать или, наоборот, исчезать в зависимости от конкретных термодинамических условий их существования.

6.4. ВЕТРОВОЙ ПЕРЕНОС СНЕГА

Существенное перераспределение снега в снежном покрове происходит при низовых метелях, которые часто бывают спустя некоторое время после прекращения снегопада. При увеличении скорости ветра в приземном слое до определенной величины, зависящей от свойств снежного покрова, частицы снежного покрова подхватываются ветром и приходят в движение. Эти частицы катятся, "подпрыгивают" и, ударяясь о поверхность снежного покрова, разрушают ее, приводя в движение новые массы частиц. Основная масса метелевого потока состоит из частиц снега диаметром 0,2–0,3 мм. Эти частицы перемещаются преимущественно путем сальтации, т.е. последовательные скачкообразные траектории состоят из двух ветвей – в начальной стадии прыжка частица поднимается вверх почти вертикально, затем, увлекаемая потоком воздуха, достигает некоторой максимальной

высоты (для большинства частиц она не превышает 20 см), после чего она снижается и под острым углом ударяется о дефляционную поверхность. При ударах сальтирующие частицы разрушают поверхность снежного покрова и выбивают новые частицы, иногда сами при этом разрушаясь. Образовавшиеся при разрушении частицы снова подхватываются потоком воздуха. Наиболее легкие из них поднимаются на высоту до нескольких метров и "плавают" в ветровом потоке во взвешенном виде. Крупные частицы снега диаметром 0,4 мм и более перемещаются в основном путем перекачивания по поверхности снежного покрова.

В процессе метелевого переноса снежинки испаряются, поэтому существует некое предельное расстояние, на которое они могут быть перенесены до их полного испарения. Эта предельная дальность переноса снега для условий Сибири и Крайнего Севера составляет 2–5 км.

Наибольший расход метелевого потока, определяемый как вес частиц снега, проносящихся за единицу времени через единицу площади поперечного сечения потока, наблюдается непосредственно у поверхности снежного покрова. Здесь, на высоте нескольких сантиметров, расход может достигать 200–800 г/м² с. С удалением от поверхности расход твердых частиц снега резко уменьшается. Основная масса снега (до 90%) переносится в приземном слое толщиной 10 см.

При низовой метели выделяют три типа участков: участки снего-съема, характеризующиеся преимущественно дефляцией (сдуванием) снега; участки снегопереноса с относительным равновесием между дефляцией и снегоотложением и участки снегонакопления.

Ветровой поток, попадая в снегосборный бассейн, начинает постепенно насыщаться снегом. Расстояние, на котором происходит полное насыщение потока, называют длиной разгона метели. На этом участке длиной порядка нескольких сот метров дефляция преобладает над аккумуляцией. На втором участке, где метелевый поток полностью насыщен, наблюдается волнообразное изменение переноса. Эта своеобразная пульсация общего расхода переносимого снега является одной из основных причин образования на поверхности снежного покрова волнистой ряби, барханов и застрогов. Заструги приобретают вид вытянутых узких гребней, имеющих крутые подветренные и пологие наветренные склоны. Высота гребней чаще всего – около 20–30 см, реже встречаются более высокие заструги. Между застругами располагаются ветровые борозды. Длина застругов достигает нескольких метров, их длинные оси совпадают с направлением господствующих ветров.

Для детальной характеристики метелевого снегопереноса практикуется построение розы переноса снега, которая вычерчивается так же, как роза ветров.

Общее количество снега, переносимого через границу, перпендикулярную направлению преобладающего снегопереноса, в условиях Подмосковья достигает нескольких десятков кубометров на 1 пог. м. В Северном Казахстане и на Урале зафиксирован перенос снега

до 400 м³/пог. м, а в арктических районах он может достигать 1000 м³/пог. м.

Для защиты дорог, карьеров, населенных пунктов и других объектов от снежных заносов применяются лесные насаждения и различные конструкции снегозадерживающих заборов, щитов, стенок, валов, решеток и других конструкций.

6.5. УПЛОТНЕНИЕ СНЕГА

Снег представляет собой пористую массу, состоящую из прочных, но слабо связанных между собой кристаллических зерен льда, между которыми содержится воздух. Под действием собственного веса и внешней нагрузки кристаллические агрегаты деформируются и сближаются, воздушные поры уменьшаются и плотность снега увеличивается. В результате таких процессов толщина первоначальных слоев снежного покрова непрерывно уменьшается и поверхность покрова "оседает". В снежном покрове на горизонтальной поверхности деформация снега происходит по принципу компрессионного сжатия, т.е. при одностороннем сжатии без возможности бокового расширения. Такое деформирование моделируется сжатием образца снега в жестком цилиндрометре, когда увеличение плотности соответствует величине относительной деформации (рис. 6.2)

$$\varepsilon = \frac{h_0 - h_t}{h_0} = \frac{\rho_t - \rho_0}{\rho_t}, \quad (6.1)$$

где h_0 и h_t – высота образца снега в начале и в процессе его уплотнения; ρ_0 и ρ_t – соответствующие значения плотности снега.

Деформация снега происходит в основном за счет вязкопластических деформаций кристаллических агрегатов и связей между ними. Скорость деформации и соответственно скорость уплотнения снега зависят от состояния снега и величины нагрузки.

Зависимость между величиной нагрузки и скоростью вязкого уплотнения близка к линейной:

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = \frac{\sigma}{\eta_k}, \quad (6.2)$$

где t – время действия нагрузки; σ – давление на снег; η_k – коэффициент компрессионной вязкости, который меняется в зависимости от плотности, структуры и температуры снега.

Наибольшее влияние на величину коэффициента компрессионной вязкости оказывает плотность снега. Так, по данным наблюдений за оседанием снежного покрова, величина η_k в диапазоне плотностей от 80 до 500 кг/м³ менялась от $2 \cdot 10^5$ до $5 \cdot 10^9$ Па·с. Существенное влияние оказывает также температура снега, при ее повышении от -30 до -3°C величина коэффициента компрессионной вязкости уменьшается в 10–100 раз в зависимости от структуры и плотности снега.

Вязкость мелкозернистого метелевого снега обычно намного мень-

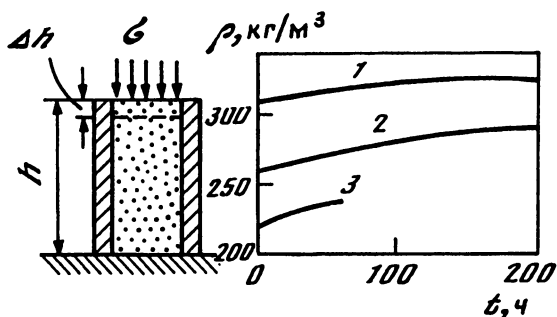


Рис. 6.2. Компрессионное уплотнение снега ($\theta = -6^\circ \text{C}$; $\sigma = 1500 \text{ Па}$)
 ρ_0 , кг/м: 1 – 310, 2 – 260, 3 – 220

ше вязкости обыкновенного зернистого снега, уплотненного до такой же плотности, особенно на ранних стадиях метаморфизма. η_k возрастает по мере увеличения размеров зерна приблизительно пропорционально третьей степени диаметра зерна (D), т.е. $\eta_k \approx kD^3$.

Глубинная изморозь характеризуется большим значением η_k по сравнению с обыкновенным зернистым снегом (при одинаковых плотности и температуры).

При повышении температуры закономерности уплотнения снега усложняются вследствие увеличения жидкоподобного слоя на поверхности кристаллов и появления свободной воды. При большом содержании воды (более 5%) снег под действием нагрузки вначале уплотняется быстро, пока не произойдет объединение зерен в крупные сростки. Затем скорость уплотнения резко уменьшается.

В снежном покрове интенсивнее всего уплотняются нижние слои, испытывающие нагрузку от расположенных выше слоев и имеющие обычно более высокую температуру. При новых снегопадах давление на нижние слои увеличивается, соответственно возрастает и скорость уплотнения снега. Одновременно с этим происходит замедление скорости уплотнения снега по мере увеличения его плотности. На интенсивность уплотнения снежного покрова большое влияние, помимо механического компрессионного уплотнения, оказывают процессы метаморфизма снега.

6.6. МЕТАМОРФИЗМ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Метаморфизмом снега называется совокупность происходящих в нем процессов, которые приводят к преобразованию его структуры – изменению формы, размеров и количества кристаллов льда и связей между ними.

Основными процессами метаморфизма являются: возгонка льда и сублимация водяного пара на поверхности кристаллов; перераспределение молекул льда в результате термодинамической неустойчивости

поверхности кристаллов; миграция жидких пленок по поверхности кристаллов и водяного пара по межкристаллическому пространству под воздействием разности температуры и разной концентрации водяного пара в различных слоях снежного покрова; спекание (смерзание) ледяных кристаллов; таяние льда и замерзание воды в снеге; разрушение и вязкие деформации ледяных связей между кристаллами; относительные перемещения кристаллов под действием собственного веса и внешних нагрузок.

Различают четыре типа метаморфизма снега: изотермический, температурогradientный, метаморфизм таяния–замерзания и динамометаморфизм.

Характерными чертами изотермического метаморфизма являются разрушение и упрощение формы первоначальных снежинок, образование округлых ледяных кристаллов и их сближение, разрушение первоначальных и создание новых связей между кристаллами. Основные механизмы этих изменений – механические разрушения снежинок и связей между кристаллами и перераспределение молекул по поверхности кристаллов. На выпуклых участках поверхности кристаллов молекулы льда обладают большей свободной энергией, чем на плоских и вогнутых. Неоднородно также давление паров в межкристаллическом воздушном пространстве около поверхности кристаллов – оно тем больше, чем меньше радиус кривизны поверхности. Из-за разности давления паров и различий в распределении свободной энергии происходит удаление вещества с более выпуклых участков поверхности, перемещение этого вещества путем поверхностной диффузии или процессов возгонки – сублимации и отложения вещества на менее выпуклых и вогнутых участках. В результате такого перераспределения вещества происходят округление зерен снега и рост более крупных за счет мелких (собирательная перекристаллизация).

Метаморфизм начинается с того, что выпадающие на поверхность земли снежинки разрушаются и распадаются на части, после чего в результате округления и собирательной перекристаллизации снег превращается в мелкозернистую среду, состоящую из округлых, продолговатых или неправильной формы зерен примерно одинакового размера. В дальнейшем количество зерен в единице объема снега уменьшается, а средний их диаметр увеличивается. Это приводит к постепенному превращению мелкозернистого снега в среднезернистый, а затем в крупнозернистый.

Изотермический метаморфизм включает также спекание контактирующих зерен и образование ледяных шеек, которые особенно интенсивно растут в начальные периоды после соприкосновения ледяных зерен. Образование шейки происходит вследствие возгонки – сублимации льда, а также объемной и поверхностной диффузии.

Перераспределение "ледяной материи" при изотермическом метаморфизме ограничивается микрообластями, непосредственно прилегающими к кристаллам.

Температурогradientный метаморфизм характеризуется преобра-

зованием структуры снега путем роста одних кристаллов за счет уменьшения и исчезновения других под действием температурного градиента внутри снежного покрова.

Воздух в порах снега почти полностью насыщен водяным паром и имеет температуру, близкую к температуре зерен снега. Упругость и плотность водяного пара уменьшаются по мере понижения температуры, поэтому при наличии в снежном покрове температурного градиента пар перемещается по порам в сторону, где температура снега ниже и плотность пара меньше, как правило, от поверхности земли вверх. Плотность насыщенного пара при нормальном атмосферном давлении при 0°C равна $0,0049 \text{ кг/м}^3$, а при -10°C — $0,0024 \text{ кг/м}^3$.

Из-за разной концентрации водяного пара в различных точках снежной толщи возникают интенсивные процессы возгонки льда, миграции водяного пара и его сублимации. Кристаллы льда испаряются с более теплых поверхностей, образовавшийся при этом водяной пар мигрирует по межкристаллическому пространству в направлении, противоположном направлению теплового градиента, и сублимируется на более холодных поверхностях ближайших кристаллов.

В результате температуроградиентного метаморфизма растут новые формы скелетных кристаллов, которые постепенно заменяют обломки снежинок и зерна снега. В нижних слоях снежного покрова растут крупные кристаллы глубинной изморози в виде ограненных призм, пирамид и чашеобразных форм. Интенсивность процесса перекристаллизации тем больше, чем больше градиент температуры и чем выше температура рассматриваемого слоя снега. Наиболее высокая интенсивность этого процесса наблюдается в начале зимы в тех случаях, когда малая толщина снежного покрова сочетается с низкой температурой воздуха. При таких условиях нижний слой свежевыпавшего снега может за одну-две недели полностью превратиться в слой глубинной изморози (иней).

Описанные два типа метаморфизма обычно действуют одновременно, и их разделение несколько условно, тем более, что сублимационная перекристаллизация (перераспределение вещества через паровую фазу), определяющая температуроградиентный метаморфизм, играет важную роль в изотермическом метаморфизме. Поэтому можно говорить лишь о преобладании того или иного типа метаморфизма. Так, первый тип метаморфизма характерен для ранней стадии диагенеза снежного покрова и изменений структуры снега в изотермических условиях, а второй тип отражает влияние температурного градиента.

Третий тип метаморфизма связан с таянием кристаллов и замерзанием воды в снеге. При проникновении воды в горизонты снежного покрова с отрицательной температурой происходит частичное замерзание водных пленок на поверхности зерен и вокруг контактов между ними. Заметные изменения в форме и величине зерен и связях между ними происходят при замерзании воды в снеге. Повторение процессов частичного таяния и последующего замерзания мокрого снега вызывает

фирнизацию снега и образование различных новых структур, начиная от рыхлой структуры из округлых зерен бусинок или полусфер, мало связанных друг с другом, и кончая снежистым пористым льдом.

Процессы изменения структуры снега, связанные с энергией напряженного состояния и деформацией под действием внешних механических усилий, называют **динамометаморфизмом**. Под воздействием внешних усилий на контактах между зернами снега и в самих зернах вблизи контактов возникают повышенные местные напряжения. Неоднородность напряженного состояния в ледяных зернах способствует их рекристаллизации. Менее напряженные кристаллы и их части растут за счет более напряженных участков. В результате в снеге происходят интенсивное перераспределение внутренних микронапряжений в зернах и на контактах между ними, структурная перестройка, соответствующая действующему напряженному состоянию и нарастающим деформациям снега. Работа, затрачиваемая на пластическую деформацию снега и его уплотнение, превращается в тепловую энергию, интенсифицирующую динамометаморфизм.

Динамометаморфизм снега самым тесным образом взаимосвязан с метаморфизмом, происходящим из-за термодинамической нестабильности кристаллов льда и под действием потоков тепла и диффузии водяного пара в снеге. Поэтому для оценки роли динамометаморфизма необходимо сопоставлять процессы изменения структуры снега, деформируемого под действием внешних нагрузок, с метаморфизмом такого же снега в аналогичных температурных условиях, но без нагрузок.

Динамометаморфизм вызывает существенные изменения механических свойств снега в процессе его деформации. Чаще всего он сопровождается уплотнением снега и увеличением его прочности.

При метаморфизме снежного покрова проявляются две противоположные тенденции в изменении механических свойств снега. Сублимационная перекристаллизация ведет к увеличению размеров зерен, уменьшению их количества в единице объема и структурному разрыхлению, при котором уменьшается относительная контактная поверхность и снижается прочность снега, что, в свою очередь, может интенсифицировать оседание снежного покрова. Последнее вызывает уплотнение снега, увеличивает количество и площадь контактов между зернами и ведет к упрочнению снега. В зависимости от физико-географических и конкретных метеорологических условий могут возникать противоположные тенденции изменения данного слоя снега или снежного покрова, в целом, в сторону уплотнения при преобладании оседания и в сторону разрыхления при быстром росте зерен и незначительном изменении плотности.

Оседание снега происходит плавно по мере вязкого уплотнения или путем резких, внезапных просадок, которые обычно связаны с нарушением первичной структуры в каком-то слое и с быстрым вытеснением воздуха из снега, сопровождаемым шумом.

В формировании и развитии естественного снежного покрова можно выделить две стадии метаморфизма: раннего диагенеза и эпигенеза

(Шумский, 1955). Для первой стадии типичны быстрое протекание процессов сублимационного округления зерен снега, уплотнение и смерзание их на контактах. Продолжительность этих процессов относительно невелика, порядка нескольких суток. В результате формируется мелкозернистый снег, в котором ледяные зерна с диаметром 0,1–1 мм образуют пространственную ледяную решетку.

Большое влияние на эту стадию метаморфизма оказывают условия выпадения снега и формирования снежного покрова, мощность данного слоя и вышележащих слоев, температурный режим, ветер и ряд других факторов. Так, в районах с частыми и обильными снегопадами при относительно высокой температуре создаются условия для быстрого уплотнения снежного покрова. Малое количество выпадающего снега и низкая температура благоприятны для интенсивного сублимационного округления и температурогradientного метаморфизма. В районах с сильными ветрами и резкими колебаниями погоды формируется неоднородный слоистый снежный покров с ветровыми и ледяными корками, что создает различия и в интенсивности процессов метаморфизма в слоях снежной толщи.

Во второй стадии метаморфизма обычно происходят укрупнение зерен и дальнейшее уплотнение снега. Здесь также наблюдается разнообразие в интенсивности и направленности процессов изменения структуры снега в зависимости от исходной плотности, мощности и структуры, от величины нагрузки, температурных условий и ряда других факторов. Мелкозернистый снег превращается в среднезернистый (с диаметром частиц 1–2 мм) и затем в крупнозернистый (с диаметром частиц более 2 мм).

В нижних горизонтах снежного покрова при наличии температурного градиента образуются слои глубинной изморози, состоящие из крупных чашеобразных кристаллов, относительно слабо связанных друг с другом. При резком оседании вышележащих слоев снега и других механических воздействиях кристаллы глубинной изморози и связи между ними могут частично разрушиться, и тогда слой глубинной изморози может стать псевдотекучим.

В слоях, где в результате температурогradientного метаморфизма сформировались ограниченные кристаллы и глубинная изморозь, после исчезновения температурного градиента возникает стадия регрессивного метаморфизма, при котором эти формы кристаллов начинают разрушаться.

6.7. ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ТАЯНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Термический режим снежного покрова определяется преимущественно теплообменом на поверхности и в меньшей степени между почвой и снегом.

В осенне-зимний период из почвы в снежный покров поступает тепло в виде кондуктивного потока за счет охлаждения и промерзания почвы и геотермического потока, возможна также миграция водяного

пара из почвы в снежный покров. В период таяния, когда температура снежной толщи приближается к нулю, возможно изменение направления потока — тепло будет поступать из снега в почву и расходоваться на повышение температуры верхнего слоя мерзлой почвы под снегом.

Величина потока тепла на поверхности снежного покрова определяется элементами радиационного баланса, турбулентным теплообменом, испарением или конденсацией, выпадением жидких осадков. Интенсивность потока непостоянная и может изменяться в широких пределах даже в течение одних суток, возможно также изменение направления потока.

Большое количество энергии поступает к поверхности снежного покрова в виде прямой и рассеянной солнечной радиации, однако лишь небольшая ее часть поглощается снегом, а остальная отражается от его поверхности. Альbedo снежного покрова (отношение количества отраженной радиации к количеству падающей на поверхность снега радиации) изменяется в зависимости от структуры, влажности и загрязненности снега. Для свежевывапавшего снега альbedo составляет от 0,95 до 0,80. Это значит, что снежный покров может получать лишь от 5 до 20% поступающей радиации. Альbedo поверхности сухого метелевого снега колеблется от 0,80 до 0,65. Альbedo снега снижается по мере его увлажнения, особенно в период таяния. Альbedo средне- и крупнозернистого тающего снега бывает порядка 0,60–0,40, а у загрязненного снега с водой оно может уменьшаться до 0,20.

Количество поступающей прямой солнечной радиации зависит от ориентации и крутизны склонов, соответственно наблюдаются большие различия термического режима снежного покрова на разных склонах.

Снег плохо пропускает радиацию, поэтому проникающая в снег часть солнечной энергии поглощается верхним слоем снежного покрова толщиной в несколько десятков сантиметров. Верхний (10 см) слой поглощает до 90% радиации. Под действием проникающей радиации может возникать парниковый эффект снеготаяния при отрицательной температуре воздуха, когда на поверхности снежного покрова образуется тонкая ледяная корка, а под ней происходит частичное оплывание кристаллов.

Много тепла снежный покров теряет в виде длинноволновой радиации. Определенную роль играют также элементы радиационного баланса, учитывающие обратную радиацию от облаков и атмосферы. Сочетание прихода тепла за счет проникающей радиации и потери путем длинноволновой радиации приводит к тому, что в ночное время радиационный баланс чаще всего имеет отрицательное значение и соответственно поток тепла направлен из снежного покрова в атмосферу, а в дневные часы — наоборот.

Турбулентный теплообмен обуславливается разностью температуры воздуха и поверхности снега. В том случае, когда температура воздуха выше температуры поверхности снега, тепло от воздуха передается в снег. Если же воздух холоднее снега, то тепло поступает из снега в воздух. Интенсивность турбулентного теплообмена увеличи-

вается по мере увеличения разности температуры поверхности снега и воздушных масс и роста скорости движения воздуха над снежным покровом. Турбулентный теплообмен может сопровождаться выносом водяных паров из толщи снега, возгонкой снега и испарением водных пленок. При определенных условиях происходит сублимация содержащихся в воздухе водяных паров на поверхности снега в виде инея. Наиболее благоприятные условия для его образования появляются в ясные холодные ночи, без сильного ветра, при поступлении масс влажного воздуха.

При солнечной погоде и движении над поверхностью снега холодного воздуха с дефицитом влажности происходит интенсивное испарение (возгонка) снега. Особенно значительное испарение наблюдается на открытых безлесных участках, примыкающих к лесным массивам. Так, в Центральной Якутии в некоторые годы в весеннее время испаряется более 1/3 массы снежного покрова.

Суточные изменения температуры поверхностного слоя распространяются в снежный покров на глубину около 50 см, причем амплитуда колебаний температуры быстро уменьшается с глубиной, а температурный градиент в этой зоне может изменять направление.

Таяние снежного покрова начинается в приповерхностном слое за счет проникающей радиации или на поверхности за счет турбулентного теплообмена при температуре воздуха выше 0°C , образовавшаяся при этом свободная вода просачивается вниз. Если средние слои снежного покрова имеют отрицательную температуру, то просачивающаяся вода замерзает в виде линз льда.

По мере усиления таяния снега зона фильтрации воды увеличивается, температура снега в ней повышается до 0°C и в снеге образуются постепенно расширяющиеся микроканалы для стока воды. При наличии в снежном покрове ледяной корки вода, достигнув этой корки, может стекать далее по ней или фильтровать по нижнему слою толщи снега и образовывать подснежные каналы стока.

Глава 7

РАСПРОСТРАНЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

7.1. ПЛОЩАДИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И МАССА СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Формирование и масса снежного покрова обуславливаются географической зональностью, рельефом поверхности, общей циркуляцией атмосферы и количеством твердых осадков. Значительную неоднородность в формировании снежного покрова, особенно в горах, вызывает ветровой перенос снега. Площадь и масса ежегодно образующегося снежного покрова на земном шаре представлены в табл. 7.1. Распространение снежного покрова показано на рис. 7.1. Как видно из этого рисунка, в Европе сезонный снежный покров бывает почти на всей

Таблица 7.1

Площадь и масса ежегодно образующегося снежного покрова
(Котляков, 1994)

Снежный покров	Площадь, млн км ²	Средняя аккумуляция, г/см ²	Масса сезонного снега, 10 ¹¹ т
Северное полушарие			
Постоянный на суше	2	25	5
Временный на суше	59	14	83
На постоянных морских льдах	9	10	9
На сезонных морских льдах	9	12	11
Южное полушарие			
Постоянный на суше	14	16	22
Временный на суше	2	15	3
На постоянных морских льдах	5	18	9
На сезонных морских льдах	15	20	30
Всего	115	15	172

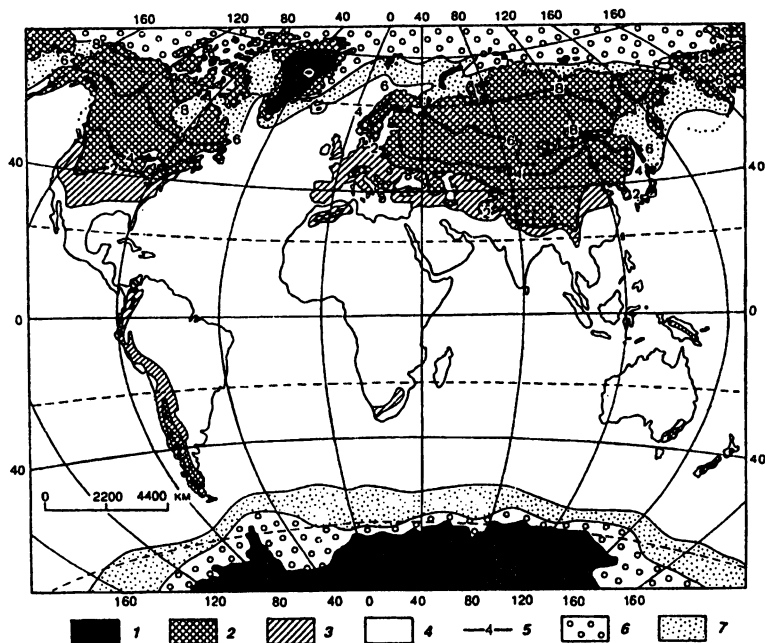


Рис. 7.1. Распространение снежного покрова на земном шаре

1 – территории, постоянно покрытые снегом и льдом; 2 – территории, где образуется устойчивый снежный покров, но продолжительность его различная; 3 – территории с неустойчивым снежным покровом; 4 – территории, где снежный покров не образуется; 5 – изолинии продолжительности залегания снежного покрова (в месяцах); 6 – снежный покров на постоянных морских льдах; 7 – снежный покров на сезонных морских льдах

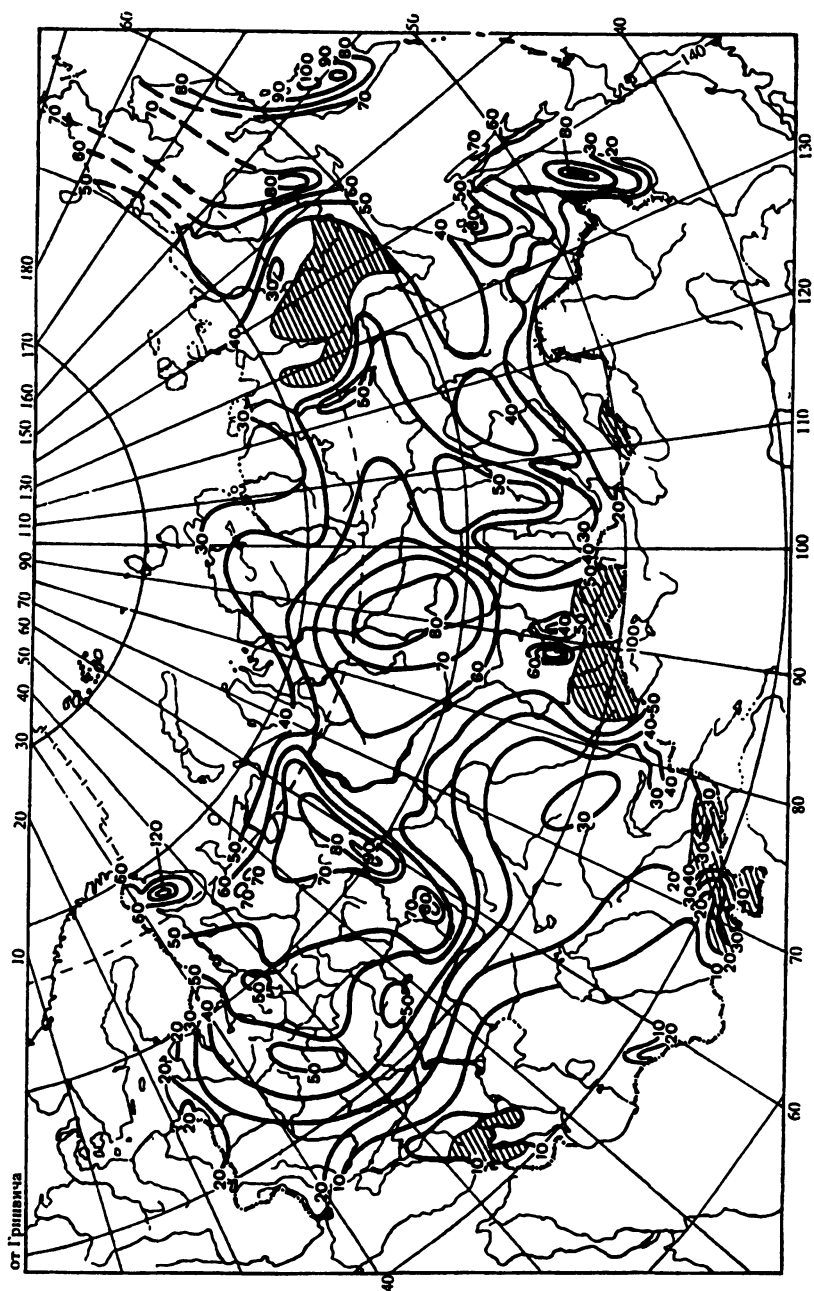


Рис. 7.2. Максимальная толщина снежного покрова (в см) на территории бывшего СССР

территории, в Азии снежный покров распространяется на большей части территории, бесснежные районы распространены лишь южнее 30–40 параллели. В Африке и Австралии снежный покров практически отсутствует, он встречается лишь в горных районах. В Северной Америке снежный покров распространяется на всей территории Канады и значительной части США. В Южной Америке снежный покров образуется в горной цепи Анд и в южных районах. Вся Антарктида является территорией, постоянно покрытой снегом. Вокруг нее образуется зона морских льдов, на которых откладывается сезонный снежный покров.

На территории России и других республик бывшего СССР снежный покров распространен повсеместно. Его максимальная толщина показана на рис. 7.2. При рассмотрении этой схемы следует иметь в виду, что в данном случае показана усредненная максимальная толщина, и в локальных условиях в определенные годы снежный покров может быть существенно больше указанных средних величин.

7.2. ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ЗАЛЕГАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в пределах бывшего СССР увеличивается с юга на север и на северо-восток (рис. 7.3). В равнинных районах Крыма, Закавказья и Средней Азии устойчивый снежный покров бывает только в наиболее суровые зимы, а в остальные годы покров неустойчив. На большей части северных районов Азии продолжительность залегания снежного покрова достигает более 240 суток. В горных районах продолжительность залегания снежного покрова возрастает с увеличением высоты местности. В Северной Америке продолжительность залегания снежного покрова увеличивается с юга на север. Аномалии такого распределения наблюдаются в прибрежных районах Атлантического и Тихого океанов (рис. 7.4).

Время формирования, высота, плотность и продолжительность залегания снежного покрова зависят от характеристик климата, в частности от его континентальности. В областях с резко континентальным климатом большая часть снега выпадает в начале зимы и откладывается на мерзлую почву. Толщина снега относительно небольшая, и в нем возникают большие градиенты температуры, способствующие процессам температуроградиентного метаморфизма и образованию слоя глубинной изморози.

В областях с умеренно континентальным климатом снег чаще всего начинает откладываться на еще теплую почву, и первые слои снега могут растаивать. Поэтому устойчивый снежный покров формируется с запозданием по сравнению с датами начала снегопадов. Снегопады бывают в течение всей зимы, поэтому снежный покров характеризуется слоистостью. Для него характерны процессы уплотнения и изотермического метаморфизма.

Обычно наблюдаются существенные различия в формировании

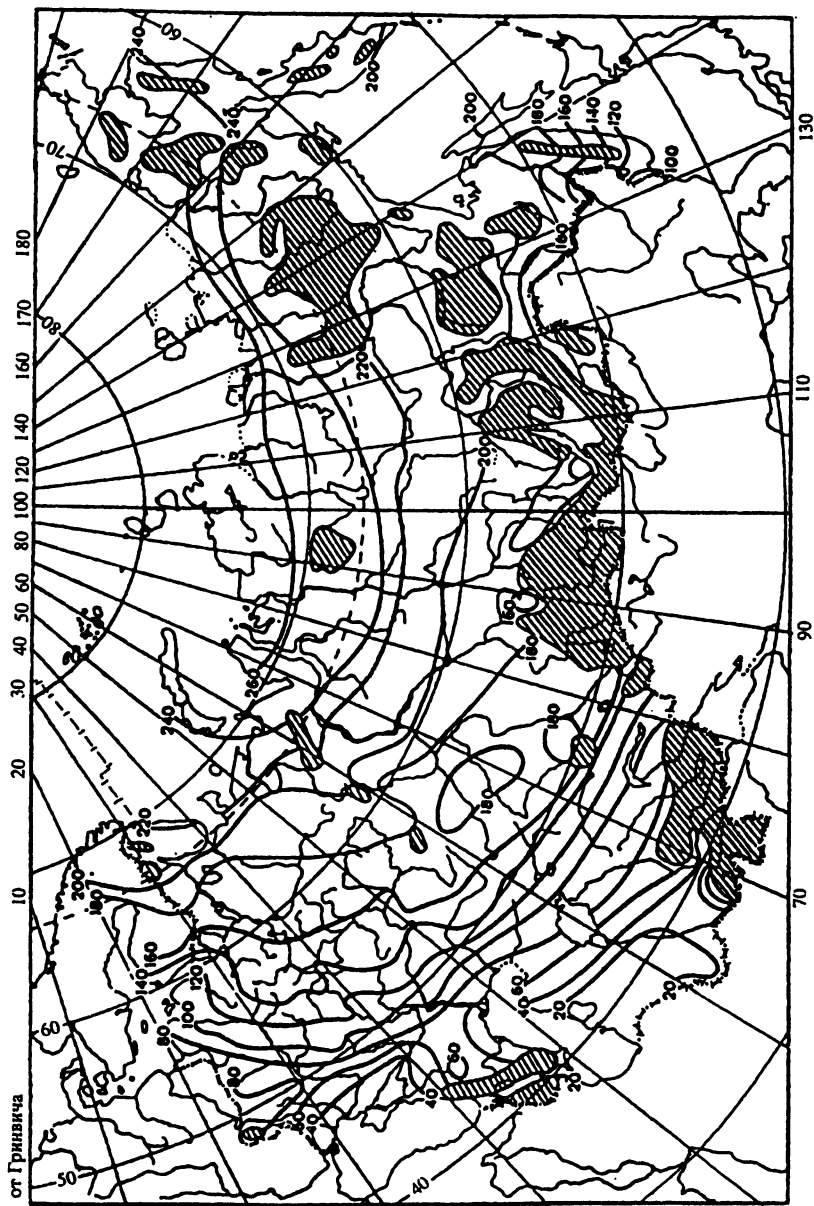


Рис. 7.3. Продолжительность залегания снежного покрова (изолинии, в днях) на территории бывшего СССР (заштрихованы горы)

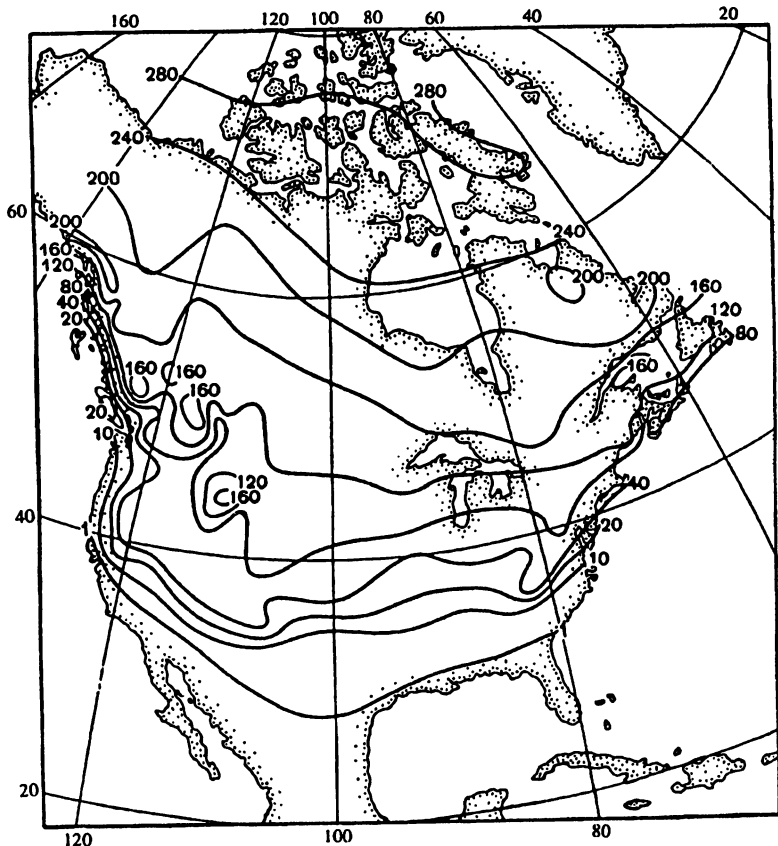


Рис. 7.4. Продолжительность залегания снежного покрова (изолинии, в днях) в Северной Америке

снежного покрова из года в год. По объемам выпадающего снега выделяют много-, средне- и малоснежные зимы. Много- и малоснежными зимами принято называть такие зимы, когда средние декадные высоты снежного покрова отклоняются от средних многолетних величин больше, чем на 25%. Если же отклонения не достигают 25%, то зима считается среднеснежной.

Повторяемость типов зим связана с общим характером зимней циркуляции атмосферы. Например, в Европейской части России наибольшее количество снега обусловлено господством меридиональной циркуляции, при которой поступающие с севера массы холодного воздуха способствуют удлинению периода со снегопадами. В резко континентальных условиях Сибири повышенная снежность связана с господством западной циркуляции осенью, когда происходит основное снего-

накопление. В зависимости от типа зимы меняются и конкретные сроки залегания снежного покрова.

Для характеристики снежности территории иногда применяется предложенный Н.И. Осокиным безразмерный коэффициент S , представляющий собой произведение продолжительности периода с устойчивым снежным покровом T (суток) на среднюю высоту снежного покрова за тот же период h (см), деленное на 1000:

$$S = k_s \cdot Th, \quad (7.1)$$

где $k_s = 0,001$ 1/см·сут.

Показатель снежности S растет в направлении с юга на север и от континентальных к морским условиям. Количественные значения коэффициента S чаще всего находятся в пределах от 0 до 20, а в ледниковых районах он может достигать 100.

7.3. КАРТОГРАФИРОВАНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

На картах отражаются многочисленные характеристики снежного покрова. Наиболее распространено обзорное мелкомасштабное картографирование (в масштабе 1:5 000 000 и мельче), позволяющее выявить региональные особенности снежного покрова. Имеются карты распространения снежного покрова на континентах и на земном шаре (см. рис. 7.1), карты средних и максимальных толщин снежного покрова (см. рис. 7.2), карты начала образования устойчивого снежного покрова и продолжительности его существования (см. рис. 7.3, 7.4), карты времени схода снежного покрова, карты плотности и массы снежного покрова, карты с изображением стратиграфических особенностей и ряда других характеристик снега.

Такие карты составляются на основании результатов проводимых на метеостанциях наблюдений и специализированных исследований, позволяющих установить коррелятивные связи между характеристиками снежного покрова в конкретных условиях и показателям, полученными на ближайшей метеостанции. Значительную сложность при этом представляют способы территориального осреднения показателей. Для отдельных участков территории составляются карты среднего и крупного масштаба, например, карты распределения снега как источник влаги на полях. Для составления таких карт используются материалы снегомерных съемок, маршрутные и выборочные наблюдения и специальные исследования.

7.4. СНЕЖНАЯ МЕЛИОРАЦИЯ И ЗАЩИТА ОТ СНЕЖНЫХ ЗАНОСОВ

Снежные мелиорации включают комплекс мероприятий по уменьшению ветрового переноса и задержанию снега на полях, улучшению водно-теплого режима почв и изменению продолжительности залегания снежного покрова.

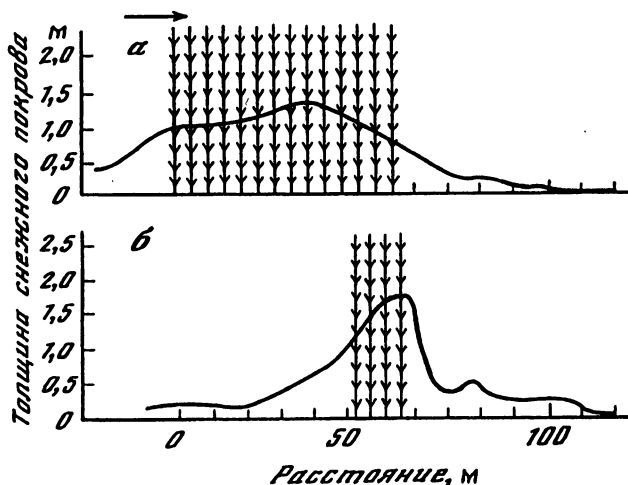


Рис. 7.5. Распределение снега в широкой (а) и узкой (б) лесных полосах (стрелкой показано направление ветра)

Для задержания снега применяются кулисный посев высокостебельных растений и выращивание снегосборных лесных полос. Широкие лесные полосы собирают внутри себя весь метелевый снег, а узкие полосы формируют снежный вал в подветренной стороне (рис. 7.5). Кулисы растений и лесные полосы располагаются под прямым углом к направлению преобладающего переноса снега. Расстояния между полосами определяют с таким расчетом, чтобы они не превышали длины зоны разгона метелей и чтобы не было интенсивного испарения переносимого снега.

Эффективным способом удержания снега на полях являются выпашивание в снежном покрове траншей с одновременным созданием валиков из выпашанного снега и полосное уплотнение снега. Для этого используются типовые дорожные машины и специальные приспособления – снегопахи, снеговые плуги, валкователи и уплотнители. Траншеи и валики предотвращают ветровую дефляцию снега. Более плотный снег тает медленнее рыхлого, поэтому полосы уплотненного снега замедляют сход снежного покрова и создают барьеры для потоков талой подснежной воды.

Изменяя сроки проведения и виды снегомелиоративных работ, можно ускорять или замедлять таяние снега, регулировать сток талых вод и в некоторых пределах улучшать водно-тепловой режим почв.

Для защиты дорог, населенных пунктов и промышленных объектов от снежных заносов применяется комплекс мероприятий по снегозадержанию и уменьшению количества переносимого низовыми метелями снега. Используются три основных вида снегозащиты: задержание и закрепление снега на подступах к защищаемым объектам; конструи-

рование незаносимых сооружений; применение специальных снегозащитных устройств.

Наибольшее распространение получили снегозащитные щиты и траншеи, снеговые заборы и снегозащитные лесонасаждения. Переносные решетчатые деревянные щиты начали применяться для защиты от снежных заносов железных дорог еще в прошлом веке. В настоящее время применяются как переносные, так и постоянные снегозащитные щиты и заборы, особенно в районах, где трудно или просто невозможно создать снегозащитные лесонасаждения.

В качестве примера незаносимых сооружений можно привести конструктивное решение для оснований зданий на станции "Молодежная" и на других Антарктических станциях. Здания приподняты на тонких опорах над поверхностью земли на высоту около 2 м, чтобы метелевый поток спокойно проносился под зданием. Таким образом, вместо скопления надувов снег около зданий частично выдувается. К специальным снегозащитным устройствам относятся выдувающие и направляющие щиты и различные комбинированные конструкции.

Глава 8

ОСОБЕННОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ГОРАХ

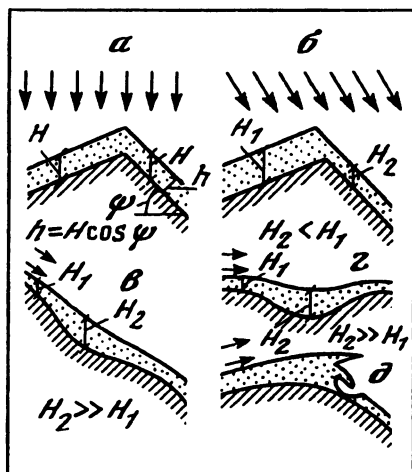
8.1. СНЕГОНАКОПЛЕНИЕ НА СКЛОНАХ ГОР

Снежный покров на склонах гор характеризуется значительной неоднородностью и изменчивостью. При выпадении снега с отсутствием ветра на склонах крутизной менее 50° формируется снежный покров примерно одинаковой высоты, однако его толщина на крутых склонах будет меньше, чем на пологих (рис. 8.1, а). На более крутых склонах весь снег не удерживается, часть снежинок скатывается вниз на более пологие участки, что увеличивает неоднородность снежных отложений. Выпадение снега, сопровождающееся ветром, приводит к тому, что на наветренных склонах его откладывается больше, чем на подветренных (рис. 8.1, б). Усиление ветра вызывает общую метель, резко меняющую условия формирования снежного покрова в зависимости от местных орографических особенностей горной поверхности.

Существенное перераспределение снега происходит при низовых метелях, которые часто бывают после прекращения снегопада. На неровной поверхности с мелкими формами рельефа метелевый перенос после первых снегопадов нивелирует неровности и делает их мало заметными. По мере увеличения количества выпавшего снега неоднородность снежного покрова увеличивается, происходит сдувание снега с положительных форм рельефа, возникают большие надувы в понижениях, на гребнях гор и бровках горных плато образуются снежные карнизы (см. рис. 8.1, в, з, д). Вблизи препятствий образуются сугробы сложной формы.

Рис. 8.1. Формирование снежного покрова в горах

а – при снегопаде без ветра; *б* – при снегопаде со слабым ветром; *в, г* – при метелевом снегопереносе; *д* – формирование снежного карниза



На формирование снежного покрова оказывает влияние ряд факторов, определяемых расположением и конкретными характеристиками горных склонов. Среди них можно выделить: абсолютную высоту местности; положение ее внутри или на периферии горного массива; экспозицию склона по отношению к странам света, направлению

влажносущих потоков воздуха и господствующим ветрам; угол наклона поверхности склона, расчленение рельефа и характер растительности.

Количество выпадающих твердых осадков обычно увеличивается с абсолютной высотой. Наибольшее количество осадков выпадает на периферийные склоны горного массива со стороны поступления влагонесущих воздушных масс. По мере удаления в глубь горного массива количество осадков уменьшается. Экспозиция склона по отношению к господствующим ветрам влияет на характер метелевого снегопереноса. Экспозиция по отношению к странам света определяет степень воздействия солнечной радиации и соответственно продолжительность залегания снежного покрова. В горах умеренного и южного поясов наибольшие снеготзапасы наблюдаются на северных склонах. Снеготзапасы здесь в 1,5–2, а иногда даже в 3–4 раза больше, чем на южных склонах.

8.2. ПРОСТРАНСТВЕННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Возникающая во время снегопада и метелевого снегопереноса пространственная неоднородность толщины, плотности и строения снежного покрова значительно увеличивается в результате суммарного действия различных физико-механических процессов. Среди них можно выделить шесть основных: механическое уплотнение снега под действием силы тяжести и напряжений сжатия; сублимационное округление и собирательная перекристаллизация зерен снега; изменение температурного режима, таяние и замерзание; массоперенос; температурогradientный метаморфизм; динамометаморфизм.

Скорость механического уплотнения определяется величиной нагрузки, начальной плотностью и температурой. Основной нагрузкой, вызывающей уплотнение снега на ровном склоне, является вес вышележащих слоев снежного покрова. Снег нижних слоев интенсивнее уплотняется на тех участках, где больше общая толщина снежного покрова.

Вязкое течение снега на склоне может несколько увеличивать скорость уплотнения. На вогнутых участках в снежном покрове возникают напряжения сжатия, направленные параллельно поверхности снежного покрова, которые вызывают дополнительное уплотнение. В результате плотность снега на вогнутых формах рельефа может быть большей, чем на выпуклых.

Температурный режим оказывает определяющее влияние на все физико-механические процессы в снеге и его прочностные характеристики. В холодные месяцы в нижних слоях снежного покрова обычно наблюдается градиент температуры, направленный в сторону основания покрова. Это значит, что у грунта температура снега выше (часто около 0°), чем вблизи поверхности. В верхнем слое на глубину порядка 20–40 см распространяются суточные колебания температуры, и здесь градиент температуры может в течение суток менять свое направление. При одинаковых температурных условиях на поверхности снежного покрова градиент температуры больше на тех участках, где меньше толщина покрова, поэтому при равной высоте снежного покрова он возрастает по мере увеличения угла наклона склона. Соответственно изменению величины температурного градиента меняется интенсивность диффузии водяного пара, перекристаллизации снега и образования глубокой изморози, что существенно меняет прочностные характеристики снежного покрова.

В поверхностном слое снежного покрова возможно частичное таяние и замерзание снега. За счет солнечной радиации даже при отрицательной температуре воздуха происходит оплавление ледяных частиц, когда же солнце перестает освещать склон, на его поверхности возникает ледяная корочка. Температурный режим снежного покрова, особенно в период снеготаяния, существенно зависит от ориентации и крутизны склона.

Наблюдения показали, что плотности разновозрастных слоев снежного покрова на расположенных рядом ровных и вогнутых участках склона могут отличаться друг от друга на десятки процентов, а такие прочностные характеристики, как сцепление и сопротивление разрыву — в несколько раз. В местах локальных неоднородностей поверхности склона существенные различия в плотности, строении и прочности снежного покрова могут наблюдаться на расстоянии нескольких метров.

8.3. ИЗМЕНЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА С ВЫСОТОЙ МЕСТНОСТИ

С увеличением абсолютной высоты температура воздуха уменьшается и увеличивается количество твердых осадков. Соответственно увеличивается и количество снегозапасов на склонах гор (табл. 8.1). В ряде случаев в распределении снегозапасов большую роль играют перенос снега через гребни гор и отложение значительного количества метелевого снега, что служит причиной существенного повышения градиента снегозапасов с высотой, не согласующегося с градиентом твердых осадков.

Таблица 8.1

Величины градиентов снегозапасов в различных горных странах
(Котляков, 1968)

Горная страна	Интервал высот, м	Градиент снего- запасов, мм/100 м высоты
Большой Кавказ	1000-2400	25-125
Полярный Урал	200-750	25-40
Заилийский Алатау	1000-3000	15-25
Алтай	1000-2000	17-27
Становое нагорье	500-2000	10-15
Хребты Приамурья	500-1500	12-16
Сихотэ-Алинь	500-1000	4-10
Бассейн р. Терек	1000-1600	2-5
	1600-1800	15
	1800-2000	70
Бассейны рек Абхазии	1000-1400	60-80
	1400-1800	130-150
	1800-2000	200
Итальянские Альпы	1200-2100	4-70
Шумава (Южная Чехия)	400-1100	30-100

Таблица 8.2

Средние значения плотности снежного покрова, кг/м³
(Котляков, 1968)

Горные страны	Интервалы высот, м					
	500-1000	1000-1500	1500-2000	2000-2500	2500-3000	3000-3500
Восточные Альпы	170	200	230	280	340	400
Кавказ	240	250	280	300	320	350
Тянь-Шань и Памир	170	200	220	250	280	300

С высотой местности увеличиваются сроки залегания и средние значения плотности снежного покрова (табл. 8.2). Однако изменение плотности снежного покрова с высотой не всегда четко выражено. В нижних и средних частях увлажненных горных массивов в низких широтах плотность снега с высотой уменьшается. Так, на западном Кавказе в декабре-январе плотность снега на высотах 500 м достигает 350 кг/м³, а на высоте 2000 м – около 220 кг/м³, в феврале-марте плотности увеличиваются соответственно до 400 и 350 кг/м³, и разница между ними уменьшается. Такое распределение плотностей в данном случае объясняется частыми оттепелями, способствующими подтаиванию и уплотнению снега на низких уровнях.

На распределение плотности снежного покрова оказывают влияние ориентация, крутизна и конфигурация склонов. Плотность снега на южных склонах часто бывает больше, чем на северных. На выпуклых участках склонов она обычно ниже, а на вогнутых – несколько выше, чем плотность снежного покрова на ровных участках склонов.

Прочностные характеристики снежного покрова определяются его строением, плотностью и температурой, в зависимости от которых они меняются в широких пределах. Поэтому четкая зависимость этих характеристик от высоты отсутствует, ее можно определять лишь для конкретных склонов в заданные интервалы времени.

8.4. ТАЯНИЕ И РАЗРУШЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА СКЛОНАХ

Таяние снежного покрова происходит за счет как поступления тепла из приповерхностного слоя воздуха, так и солнечной радиации. Соответственно можно выделить два типа таяния: адвективное и радиационное. Преобладание того или иного типа зависит от интенсивности солнечной радиации, температуры и влажности воздуха, скорости ветра и состояния снежного покрова.

При повторяемости ясных дней таяние снега начинается еще при отрицательной температуре воздуха, иногда до -10° . Наиболее интенсивное радиационное таяние происходит в условиях мощного прихода лучистой энергии, что характерно для высокогорных и высокоширотных условий. Сроки начала и интенсивность радиационного таяния зависят от ориентации и крутизны склонов и высотного положения рассматриваемого участка снежного покрова.

Вторжение в горный район теплых воздушных масс вызывает адвективное таяние снега, которое может начинаться почти одновременно на всех высотах горного склона, и мало зависит от его крутизны и ориентации. Интенсивность адвективного таяния тем больше, чем выше температура поступающих теплых воздушных масс и больше скорость их распространения.

Оба типа таяния дополняют друг друга. В начале процесса таяния, когда снежная толща имеет еще отрицательную температуру, талая вода фильтруется внутрь снежного покрова и там замерзает, образуя ледяные прожилки и ледяные линзы. Затем фильтрация захватывает всю толщу снежного покрова и ее излишки начинают стекать по поверхности склона. Интенсивность таяния существенно увеличивается после того, как из-за уменьшения толщины снежного покрова над его поверхностью начинают выступать камни и гряды. Это особенно проявляется на каменистых склонах южной экспозиции, где появление бесснежных поверхностей уменьшает общую отражательную способность склона и увеличивает поглощение солнечной энергии.

Увлажнение снега в процессе таяния в ряде случаев нарушает устойчивость снежного покрова на склонах и является причиной зарождения и схода лавин из мокрого снега.

8.5. СНЕЖНИКИ

Снежниками называют скопления снега, сохраняющиеся в течение части или всего теплого периода года после полного стаивания окружающего снежного покрова. Снежниками становятся отложения метелевого снега (навейные снежники) и лавин (лавинные снежники).

Зимой во время метелей у подошвы речных, озерных и морских террас скапливается значительное количество метелевого снега. В начале лета эти скопления сохраняются некоторое время после схода основной массы снежного покрова в виде снежных лент, подчеркивающих наличие террас в рельефе. На гребнях и бровках плато в горах во время метелей образуются мощные снежные карнизы, которые в летнее время сохраняются в виде временных или постоянных снежников-карнизов.

Лавинные снежники подразделяют на три группы: лотковые, склоновые и подножий склонов. Лотковые снежники сохраняются в понижениях лавинных лотков и в эрозионных бороздах, где скапливается большое количество метелевого снега или остается часть переносимого лавиной снега. На склонах снег накапливается на горизонтальных поверхностях ступеней и в понижениях, скрывая неровности поверхности склона. В летнее время скопления снега и окружающий снежный покров в таких местах не успевают растаять и сохраняются в виде снежников. Лотковые и склоновые снежники хорошо подчеркивают строение склонов и конфигурацию лавинных лотков.

Низвергающиеся на дно долины снежные лавины создают мощные конусы выноса, сохраняющиеся в летнее время в виде снежников. Такие лавинные снежники могут содержать обломки скал и частицы грунта, захваченные лавиной со склонов, а также вырванные лавиной кусты и стволы деревьев.

По продолжительности существования снежники разделяют на три типа: весенние, летние и перелетки. Снежники распространены повсеместно в зоне формирования снежного покрова. На равнинах они характерны для безлесных ландшафтов. В степных районах они встречаются в оврагах и балках. В тундре снежники распространены на береговых уступах, в долинах, у подножий гряд и холмов. В горах навейные снежники приурочены преимущественно к субнивальному и горно-тундровому поясам. В местах, где ранее были ледники, которые затем отступили, наблюдаются мощные навейные снежники, заполняющие углубления между валами и холмами моренного рельефа. При увеличении снежности и изменении климатических условий снежники-перелетки могут превращаться в ледники. Таким образом, подобные снежники можно рассматривать как переходную форму от снежного покрова к оледенению. Нижняя граница распространения снежников-перелетков образует орографическую снеговую линию, которая располагается на 500–1550 м ниже теоретической снеговой линии.

Глава 9

СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

9.1. НАРУШЕНИЕ УСТОЙЧИВОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ОБРАЗОВАНИЕ ЛАВИН

Снежный покров на склонах гор в определенных условиях теряет устойчивость и под действием силы тяжести начинает двигаться вниз. Пришедшая в движение масса снега может захватывать на своем пути и вовлекать новые его порции снега и низвергаться до более пологих участков склона или до противоположного склона долины. Такая движущаяся снежная масса называется лавиной. Снежные лавины – широко распространенное природное явление, которое существенно осложняет хозяйственное освоение горных районов и представляет угрозу для жизни людей.

Участок склона и долины, где зарождается, движется и останавливается снежная лавина, называют **лавиносором**. В лавиносороме обычно можно выделить три зоны: зарождения, транзита (пути движения) и отложения (выброса) лавинного потока (рис. 9.1). Границы между этими зонами нечеткие и носят условный характер. Так, зона отложения конкретной лавины может стать зоной транзита для последующей более мощной лавины.

Одной из основных причин нарушения устойчивости снежного покрова служит увеличение массы снега до критической величины в результате выпадения осадков и метелевого снегопереноса. Вторая распространенная причина – уменьшение удерживающих сил в результате разупрочнения снега вследствие процессов ползучести, метаморфизма и таяния.

Нарушение устойчивости рыхлого сухого снега наступает при увеличении слоя этого снега до некоторой критической величины, при которой сдвигающие усилия на потенциальной поверхности обрушения (по поверхности старого снега, по гладкой поверхности склона или по ослабленной прослойке в снежном покрове) достигают величины предельного длительного сопротивления снега сдвигу. Происходит это во время снегопадов, чаще всего на склонах крутизной 30–40°. Сначала по мере нарастания слоя увеличивается интенсивность вязкого уплотнения и течения снега, что приводит к мелким нарушениям сплошности снежного покрова. В какой-то момент наступают критические условия, когда некоторая масса рыхлого снега теряет сцепление с основанием и начинает двигаться с ускорением, оказывая динамическое давление на расположенный ниже по склону участок снежного покрова. Это давление, в свою очередь, нарушает устойчивость встречаемого на пути массива снега и способствует вовлечению его в движение (рис. 9.2, а). В результате возникает расширяющийся в плане поток, который на крутом склоне движется с возрастающей скоростью, захватывая все новые и новые порции снега. Набрав скорость, поток рыхлого снега может вовлекать в движение старый, более плотный снег.

Рис. 9.1. Схема лавиносбора

Зоны: 1 – зарождения лавин, 2 – транзита, 3 – отложения снега

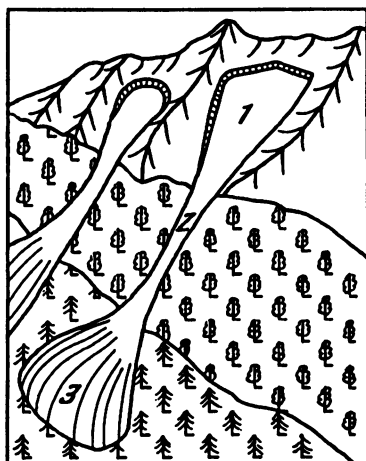
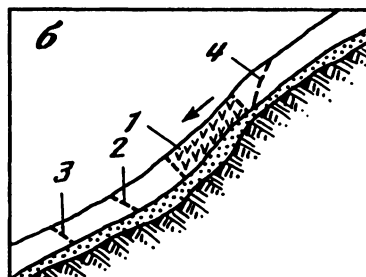
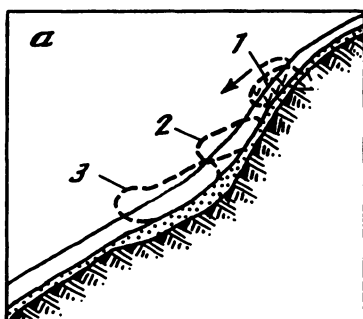


Рис. 9.2. Нарушение устойчивости сухого рыхлого снега (а) и плиты из слабо уплотненного снега (б)

1 – начальный объем снега, который теряет устойчивость и начинает соскальзывать; 2, 3 – последовательные контуры участков вовлекаемого в движение снега; 4 – участок плиты, теряющей устойчивость после соскальзывания начального объема снега



Свежий снег чаще всего откладывается в виде снежных плит, обладающих повышенным по сравнению с рыхлым снегом сцеплением. Снежные плиты могут состоять из снега любого вида: мягкого свежего, уплотненного метелевого, твердого старого и мокрого весеннего. Конкретные причины и механизм нарушения устойчивости снежных плит во многом зависят от их плотности и прочностных характеристик, которые, в свою очередь, определяются условиями формирования снежного покрова и последующими процессами уплотнения и метаморфизма снега.

Нарушение устойчивости плит малой плотности (менее 200 кг/м^3) происходит чаще всего на контакте свежего снега с более плотным старым снегом вследствие увеличения напряжения сдвига, вызванного выпадающим свежим снегом или отложениями метелевого снега. На склоне с переменным профилем условия для нарушения устойчивости возникают в первую очередь на крутых его участках. Пришедшая в движение масса снега захватывает затем снег и на более пологих участках, где он находился в устойчивом состоянии (рис. 9.2, б). Воз-

никшая лавина может вовлекать в движение на своем пути старый уплотненный снег. Обрушение чаще всего происходит во время снегопада или при низовой метели, а также в течение ближайших часов после их окончания. Если в этот период лавина не возникает, то вероятность нарушения устойчивости мягкой плиты резко уменьшается, так как снег уплотняется и предельное сопротивление сдвигу плиты по основанию увеличивается.

Плита из твердого снега может находиться в локально неустойчивом состоянии, т.е. в состоянии, когда сдвигающие усилия превышают предельное сопротивление сдвигу плиты по основанию и плита удерживается за счет сил сжатия, сдвига и растяжения по краям неустойчивого участка (рис. 9.3). Обрушение происходит чаще всего вследствие нарушения целостности плиты и резкого уменьшения сил сопротивления на ее краях. Непосредственной причиной нарушения устойчивости плиты могут быть различные случайные факторы: резкая неоднородная осадка слоя снега под плитой, излом плиты при проходе лыжника или при искусственном воздействии на снежный покров, образование трещины в зоне растяжения при быстром понижении температуры. Предельное состояние может быть достигнуто и при постепенном перераспределении внутренних напряжений в плите в результате процессом метаморфизма, ползучести и ослабления связей ее с основанием.

Характерная особенность обрушения снежных плит – одновременное нарушение устойчивости снежного покрова на значительном по площади участке, что сопровождается разрывом пласта на верхней границе этого участка. Видимая граница отрыва представляет собой ломаную линию или неровную дугу в верхней части лавиносбора. Поверхность отрыва близка к плоскости, перпендикулярной к основанию снежной плиты. Наибольшие плиты обрушиваются на склонах крутизной 30–45°. При движении плита быстро разрушается, дробится и превращается в снежный поток. Нижняя часть потока состоит из обломков плиты, его плотность близка к плотности потерявшего устойчивость снежного покрова. Верхняя часть потока состоит из мелких частиц раздробленной плиты, плотность его убывает с высотой.

В весенний период через снежный покров просачивается вода, образующаяся при таянии верхних слоев. Она перемещается в виде пленок на поверхностях зерен или фильтруется между зернами. При этом зерна округляются, а ледяные связи между ними заменяются водными пленками. Это приводит к уменьшению сил сцепления и сопротивления снега сжатию, что может вызвать нарушение устойчивости снежного покрова. Начальным импульсом нарушения устойчивости снега служат: падение части снежного покрова, случайно движущийся по склону камень или ком снега, увеличение содержания воды в снеге, резкое оседание снега на локальном участке или искусственное воздействие на снежный покров. В результате действия какого-либо из перечисленных факторов даже на небольшом участке снежного покрова нарушаются первоначальные связи между зернами снега и образуются

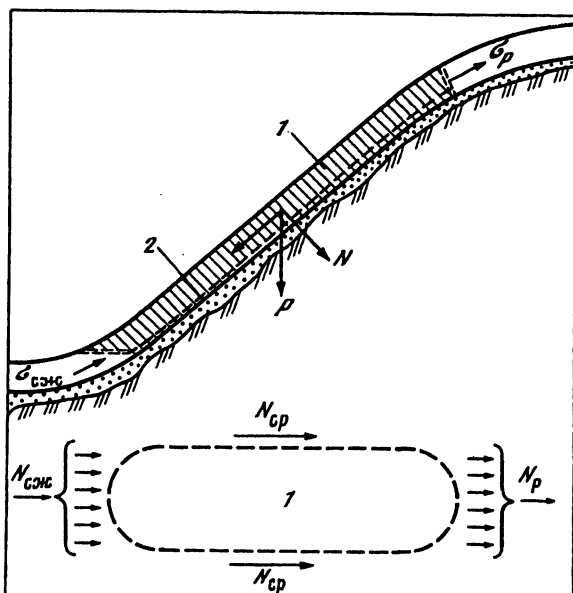


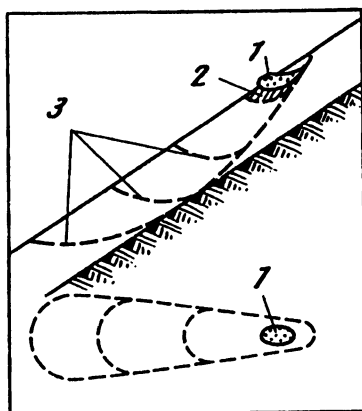
Рис. 9.3. Нарушение устойчивости плиты из плотного снега

1 – локально неустойчивый участок плиты; 2 – поверхность скольжения плиты

$N_{сж}$, N_p , $N_{ср}$ – суммарная сила сопротивления сжатию, растяжению и срезу; $\sigma_{сж}$ и σ_p – напряжения сжатия и растяжения

Рис. 9.4. Зарождение лавины из мокрого снега

1 – начальный объем снега, потерявший сцепление с основанием; 2 – зона, в которой может произойти скачкообразное уплотнение под действием дополнительной нагрузки от пришедшего в движение объема снега; 3 – последовательные контуры вовлекаемого в движение снега



зона неустойчивого состояния (рис. 9.4). Масса снега в этой зоне начинает сползать вниз, оказывая дополнительное силовое воздействие на расположенный под ней и ниже по склону снежный покров, что увеличивает напряжения сжатия и сдвига на границе между зоной неустойчивого состояния и ненарушенным снежным покровом.

Если напряжение сжатия превышает сопротивление снега сжатию, происходит скачкообразное уплотнение снега в прилегающей зоне, сопровождающееся нарушением начальных структурных связей между

его зернами. При этом нарушается сцепление снежной массы в уплотненной зоне с ненарушенным снежным покровом, что облегчает частичное соскальзывание нарушенной массы снега и последующее нарастание давления на расположенный ниже ненарушенный снежный покров. После этого процесс может повторяться с нарушением все новых зон снежного покрова и вовлечением их в соскальзываемую массу снега. Работа, совершаемая движущимся снегом, расходуется на его частичное таяние, особенно на контакте скольжения. Это вызывает дополнительное увлажнение, уменьшает сопротивление сдвигу и способствует увеличению скоростей сползания, что, в свою очередь, повышает силы давления на ненарушенный снежный покров и способствует вовлечению в движение новых масс снега и расширению движущегося потока в плане.

В условиях интенсивного неравномерного снеготаяния и концентрации талой воды в снежной массе возможно образование водоснежных потоков, которые по своему составу и характеру движения занимают промежуточное положение в ряду катастрофических склоновых процессов между снежными лавинами и селевыми потоками. Наиболее существенным отличием водоснежных потоков от лавин из мокрого снега является то, что в их образовании ведущую роль играет появление в снеге свободной воды, а также то, что потоки могут формироваться на относительно пологих склонах, где возникновение лавин невозможно.

9.2. ДВИЖЕНИЕ ЛАВИН

В зависимости от состояния и свойств лавинного снега выделяют шесть форм движения лавин (Москалев, 1977).

1. Движение облака из пылеватого (порошкообразного) снега, которое может сопровождать или обгонять более плотное ядро потока.

2. Турбулентное движение малосвязного сухого снега подобно движению сыпучих материалов. Во время движения трение между частицами уменьшается и происходит своеобразное "разжижение" потока.

3. Движение обломков снежных плит. Между нижней поверхностью обломков плиты и поверхностью скольжения может возникать эффект воздушной смазки (воздушной подушки).

4. Движение комьев снега: скольжение, качение, перемешивание.

5. Движение консолидированной массы влажного или мокрого снега, подобно течению пластического вещества или вязкой жидкости.

6. Турбулентное движение снежно-водяной смеси, иногда с примесью захваченных потоком частиц грунта и камней, подобно движению селевых потоков.

Возможны промежуточные случаи и переход одной формы движения в другую на протяжении пути лавины.

Лавина обычно начинается с ускоряющегося движения потерявшей устойчивость массы снега, которая вовлекает в движение снег на своем пути. Потенциальная энергия перемещающейся вниз по склону снежной массы расходуется на ускорение движения массы и работу по преодо-

лению сил сопротивления, иначе говоря, она превращается в кинетическую энергию движения и тепловую энергию.

Сопротивление движению лавины складывается из сил трения снежной массы по основанию, внутреннего трения в снежном потоке, сопротивления разрушению вовлекаемого лавиной снежного покрова и сопротивления воздуха. Наибольшее сопротивление лавинный поток испытывает в головной части. Из-за этого создаются условия для перемешивания снежной массы и пульсаций скоростей перемещения переднего фронта лавины. По данным инструментальных измерений скоростей движения лавин установлено, что перемещение переднего фронта лавины периодически с интервалом в несколько секунд замедляется, а толщина головной части потока несколько увеличивается, затем происходит своеобразный выброс с ускоренным перемещением переднего фронта.

Одной из основных практических задач лавиноведения является определение границ выброса лавин путем непосредственных наблюдений в лавиносборах за сошедшими лавинами и следами ранее сошедших мощных лавин с использованием методов дендрохронологии, дешифрирования аэрофотоснимков, анализа всей доступной информации и статистико-вероятностных расчетов. Так, по различиям возраста деревьев в зоне выброса лавин можно оценить время и границы распространения наиболее мощных лавин в прошлые годы. Помимо непосредственно зафиксированных границ, часто приходится оценивать "расчетные" границы, соответствующие наиболее мощным лавинам, которые сходят не чаще одного раза в 20, 50 или 100 лет. Они обычно определяются на основании статистической обработки результатов наблюдений за лавинами, сошедшими в заданном и аналогичных лавиносборах. Так, в соответствии с "Инструкцией по проектированию и строительству противолавинных защитных сооружений (СН 517-80)" при недостатке сведений о реальных границах положение переднего края отложений лавинного потока можно ориентировочно оценить путем упрощенного графоаналитического метода с использованием статистических данных.

Для этой цели на продольном профиле лавиносбора из точки, соответствующей верхней границе зоны зарождения лавин (линии отрыва), проводят горизонтальную и вертикальную координатные оси и наклонную линию под углом α (рис. 9.5). Ее пересечение с продольным профилем определяет расчетную границу выброса лавин заданной повторяемости и заданных характеристик лавиносбора. Величину угла α находят из зависимости

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{H}{L} = f_{\min}, \quad (9.1)$$

где L – дальность выброса лавины по горизонтали; H – перепад высот; $f_{\min}$ – минимальная величина отношения H/L , зависящая от площади и крутизны зоны зарождения лавин, объема лавин, типа лавин и других характеристик.

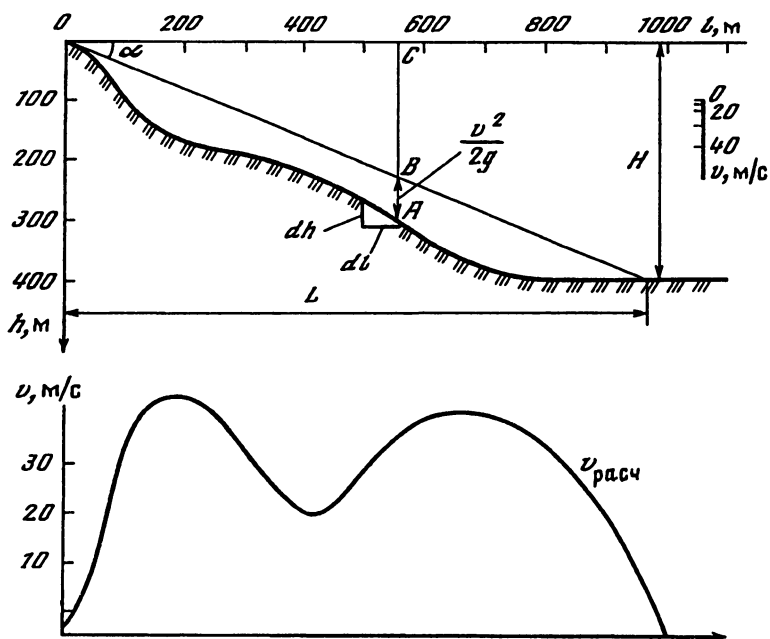


Рис. 9.5. Графоаналитический способ расчета скоростей движения и расчетной дальности выброса лавины

Условные обозначения см. в тексте

Ориентировочные значения величины $f_{\min}$ для лавин повторяемостью реже одного раза в 50 лет приведены в табл. 9.1.

Зная дальность выброса лавины, можно ориентировочно оценить и скорость движения, используя графоаналитический способ, разработанный С.М. Козиком (1962). В соответствии с ним величина скорости лавины v определяется по величине разности высот Δh между продольным профилем лавинного пути и линией, соединяющей на продольном профиле лавинного пути его верхнюю границу с точкой остановки переднего фронта лавины:

$$\Delta h = \frac{v^2}{2g}, \quad (9.2)$$

где $g = 9,8 \text{ м/с}^2$ – ускорение силы тяжести.

Для упрощения расчетов строят шкалу зависимости скоростей от величины Δh , после чего достаточно измерить величину линии АВ (см. рис. 9.5) и по указанной шкале определить скорость лавины в заданной точке ее пути. Натурные измерения скоростей движения показали, что в лавиносборах простой формы рассчитанные таким образом скорости движения лавин из сухого снега близки к фактическим, если расчетные скорости находятся в пределах 40 м/с. В других случаях расчетные

Таблица 9.1

Ориентировочные значения коэффициента $f_{\text{мин}} = H/L_{\text{макс}}$

Средняя крутизна снего-сбора и пути схода лавин, град	Площадь снегосборного бассейна, га						
	1	2	5	10	20	30	40
25	0,50	0,48	0,43	0,36	0,32	0,31	0,30
30	0,51	0,49	0,44	0,40	0,37	0,35	0,34
35	0,56	0,53	0,49	0,46	0,44	0,42	0,40
40	0,61	0,58	0,55	0,52	0,50	0,49	0,48
45	0,66	0,65	0,63	0,61	0,59	0,58	0,56

скорости могут оказаться завышенными, тем не менее порядок величин обеспечивается. Уточнение расчетов требует более детальных сведений о лавиносборе и характеристиках лавин и проведения более сложных расчетов.

Сход лавин часто сопровождается потоками воздуха, взвешенной в воздухе снежной пыли и вихрями. Все эти явления получили обобщенное название снеговоздушных потоков. Такие потоки могут распространяться далеко за пределы действия основного снеголавинного потока и производить разрушения на своем пути. Наибольшей разрушительной силой обладают снеговоздушные потоки, возникающие при сходе пылеобразных лавин из сухого рыхлого снега.

9.3. ЛАВИНООПАСНЫЕ ТЕРРИТОРИИ

На территории бывшего Советского Союза выделено пять групп лавиноопасных территорий, включающих 51 лавиноопасный район (рис. 9.6).

I. Арктические районы с метелевыми и инсоляционными лавинами (1 – Земля Франца-Иосифа; 2 – Новая Земля; 3 – Северная Земля; 4 – Новосибирские острова; 5 – о. Врангеля).

II. Северные районы с лавинами из метелевого и свежевывавшего снега (6 – Кольский полуостров; 7 – Полярный и Приполярный Урал; 8 – горы Бырранга; 9 – плато Путорана; 10 – Охотско-Колымское нагорье; 11 – Анадырское и Анюйско-Чукотское нагорья; 12 – Западно-Корякское нагорье).

III. Внутренние континентальные районы с преобладанием лавин, возникающих вследствие перекристаллизации снега и образования глубинной изморози (13 – Северный Урал; 14 – Южный Урал; 15 – Внутренние Саяны; 16 – Енисейский кряж; 17 – Верхоянские горы, хр. Черского; 18 – Яно-Оймяконское и Юкагиро-Алазейское плоско-

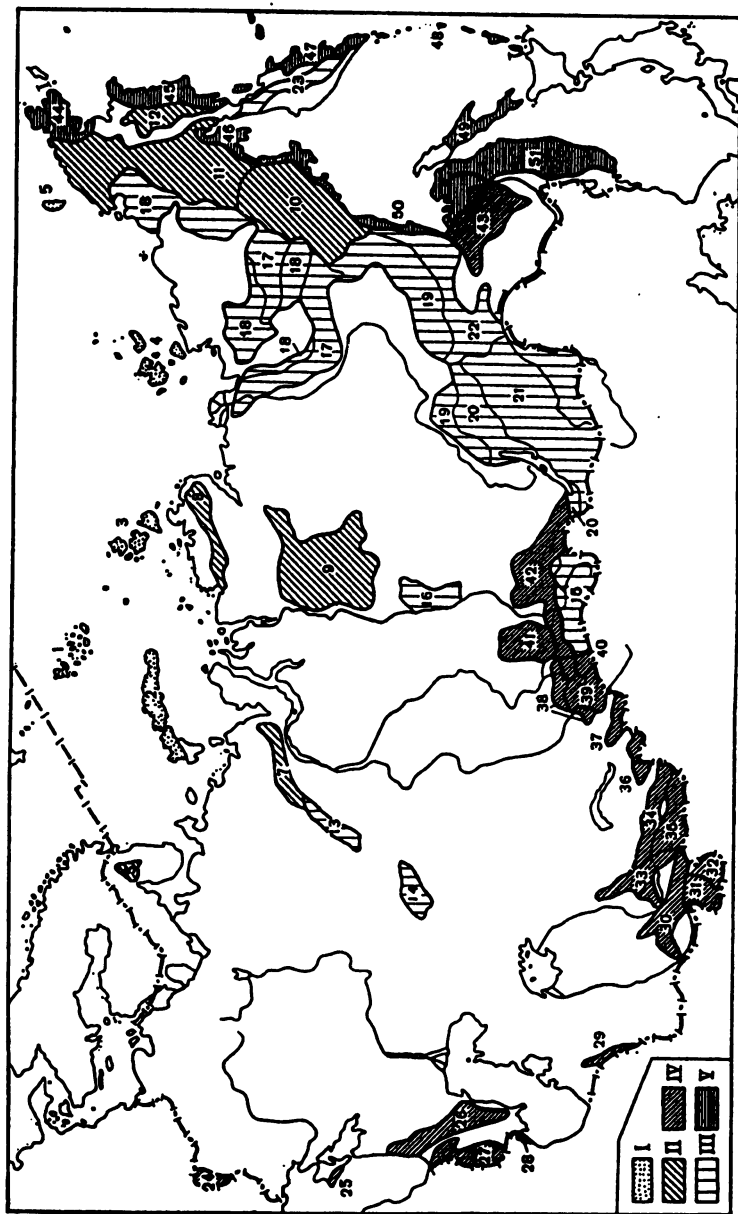


Рис. 9.6. Схема районирования территории бывшего СССР по факторам лавинообразования и особенности лавинного режима

I-V – лавиноопасные районы; 1-51 – номера лавиноопасных районов

горя; 19 – Северо-Байкальское, Патомское, Алданское и Юдомо-Майское нагорья; 20 – Байкальские горные цепи; 21 – Забайкалье; 22 – Становой хребет и Становое нагорье; 23 – Срединный и Ганальский хребты Камчатки).

IV. Районы южного горного пояса с лавинами из свежевывавшего снега, снежных плит и с адвективными лавинами (24 – Восточные Карпаты; 25 – Горный Крым; 26 – Большой Кавказ; 27 – Закавказское нагорье; 28 – Талышские горы; 29 – Копетдаг; 30 – Памиро-Алай; 31 – Западный Памир; 32 – Восточный Памир; 33 – Западный Тянь-Шань; 34 – Северный Тянь-Шань; 35 – Центральный Тянь-Шань; 36 – Джунгарский Алатау; 37 – Тарбагатай; 38 – Северный Алтай; 39 – Юго-Западный и Северо-Восточный Алтай; 40 – Центральный Алтай; 41 – Кузнецкий Алатау и Горная Шория; 42 – Западный и Восточный Саяны; 43 – Хингано-Буреинские горы).

V. Тихоокеанские и Приморские районы с лавинами из мокрого метелевого и стратифицированного снега (44 – горы Чукотского полуострова; 45 – Корякское нагорье; 46 – северное и северо-восточное побережье Охотского моря; 47 – Восточный хребет и Южная вулканическая область Камчатки, Командорские острова; 48 – Курильские острова; 49 – Западно- и Восточно-Сахалинские горы; 50 – восточные склоны хр. Джугджур; 51 – Сихотэ-Алинь и Приморье).

Лавиноопасные районы распространены на всех континентах, где есть горы и образуется снежный покров (География лавин, 1992). Для характеристики лавинной опасности широко используются лавинные карты разных масштабов. На картах масштаба 1:1 000 000 и мельче отображаются общие представления о территориальном распределении и интенсивности лавинной опасности. Среднемасштабные карты используются для фоновой оценки некоторых региональных закономерностей снеголавинного режима. Для конкретных характеристик лавиносборов используются карты масштаба 1:50 000 и крупнее. При детальных снеголавинных изысканиях составляются карты в масштабе 1:10 000 или 1:5000.

9.4. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЛАВИННОЙ ОПАСНОСТИ

Применяются три вида прогнозов лавинной опасности – фоновый мелкомасштабный для горной территории, фоновый крупномасштабный для горного бассейна или группы лавиносборов и детальный для заданного лавиносбора или лавиноопасного склона (локальный прогноз).

Лавинный прогноз предполагает заблаговременное определение некоторого временного интервала, в течение которого снегонакопление и процессы метаморфизма могут привести к нарушению устойчивости снежного покрова и образованию лавин. Он тесно связан с прогнозом метеорологических условий.

Фоновый прогноз заключается в оценке лавинной опасности в рассматриваемом горном районе и объявляется в обобщенном виде:

"лавиноопасно" или "нелавиноопасно". Заблаговременность прогнозов лавин ограничивается отсутствием количественных методов длительного прогноза интенсивности осадков, интенсивности и продолжительности оттепелей и других метеорологических показателей в горах. Обычно оценка определяется часами, а зачастую прогноз выдается с "нулевой" заблаговременностью, т.е. дается лишь текущая оценка лавинной опасности.

Локальный прогноз предусматривает определение устойчивости снежного покрова в зоне зарождения лавин конкретного лавиносбора и времени до предполагаемого самопроизвольного схода лавины, оценку вероятного объема и дальности выброса лавин, а также выбор оптимальных условий для ликвидации лавинной опасности путем искусственного обрушения неустойчивых масс снега.

Наиболее разработаны прогнозы лавин, вызываемых снегопадами и метелями. Они основываются преимущественно на статистических зависимостях времени образования зафиксированных лавин от интенсивности снегопадов или метелей и ряда других сопутствующих факторов.

Более сложную задачу представляет прогноз лавин, вызываемых перекристаллизацией снега. Они обычно возникают в местах, где на склонах есть потенциально неустойчивые одно- или многослойные снежные плиты, которые на отдельных участках находятся в локально неустойчивом состоянии и удерживаются за счет краевых усилий. Нарушение устойчивости этих плит может быть вызвано различными, порой незначительными, непредвиденными причинами (обрушение снежного карниза, падение камня, ударная волна от сверхзвукового самолета, проход лыжника, неравномерная осадка снега под плитой и т.п.). Выдать прогноз схода таких лавин практически невозможно, поэтому ограничиваются оценкой вероятности схода лавин и определением времени, когда наиболее целесообразно производить искусственное обрушение снега с лавиноопасных склонов.

Массовый сход лавин из мокрого снега обычно происходит весной, с началом таяния снега. Такие лавины возникают и зимой в период оттепелей и выпадения на снежный покров дождя. Прогноз лавин из влажного и мокрого снега основан на анализе результатов наблюдений за температурой, теплообменом и влажностью снежного покрова. Задача прогноза решается на результатах комплексного анализа лавинообразующих факторов и их критических значений.

Методы оценки лавинной опасности и прогнозы лавин в конкретных лавиносборах пока находятся в стадии начальной разработки. Чаще всего приходится ограничиваться фоновым прогнозом лавинной опасности для горного района на основании метеорологических данных. Совершенствование методики локальных прогнозов требует решения трех проблем: повышения точности существующих способов определения прочностных характеристик снежного покрова, разработки способов получения достоверной информации о состоянии и свойствах снежного покрова в зоне зарождения лавин и повышения надежности локальных прогнозов метеорологических условий.

9.5. ПРОФИЛАКТИЧЕСКИЕ МЕРЫ ЗАЩИТЫ ОТ ЛАВИН

Для защиты людей и хозяйственных объектов от снежных лавин разработаны различные пассивные и активные организационные профилактические мероприятия, строительство противолавинных сооружений и комплексные методы защиты от лавин.

Организационные мероприятия включают оценку и разработку предложений по учету лавин при хозяйственном освоении лавиноопасных территорий и выявлению лавинобезопасных мест, выбор наиболее рациональных способов ведения работ в лавиноопасные периоды, проведение наблюдений за снеголавинным режимом, создание специальных станций и постов, прогнозирование лавин и оповещение об их сходе, мероприятия по обеспечению безопасности людей, работающих или отдыхающих в подобных местах, спасательные службы. Перечисленные виды работ называют пассивными профилактическими мероприятиями. Помимо них применяются активные профилактические мероприятия (искусственное обрушение снега с лавиноопасных склонов).

В случаях, когда выдается прогноз о наступлении лавинной опасности, возникает необходимость прекратить все виды деятельности людей и работу техники в лавиноопасных зонах. Опасность может сохраняться длительное время, в некоторых лавиносборах она действует в течение всего периода залегания снега. Для сокращения периода лавинной опасности и временного ее устранения применяют различные способы профилактического обрушения потенциально неустойчивых масс снега на склонах. Чтобы не ждать трудно предсказуемого момента, когда естественные процессы снегонакопления и перекристаллизации снежной толщи приведут к нарушению ее устойчивости, лавина вызывается искусственным образом в заранее намеченное время. Искусственное воздействие на снежный покров применяется также для уточнения степени лавинной опасности и получения дополнительных сведений о состоянии снежного покрова для выдачи лавинных прогнозов.

Искусственное нарушение устойчивости снежного покрова и спуск лавин осуществляются с помощью взрывов или путем обстрела лавиноопасных склонов.

Профилактический спуск лавин применяется в тех случаях, когда на пути их схода нет сооружений, которые могут быть разрушены лавиной. Наиболее широко он используется на автомобильных дорогах, горных предприятиях и в местах проведения горно-лыжных соревнований. На горно-лыжных трассах лавинная опасность регулярно контролируется опытными лыжниками, умеющими проводить испытания устойчивости снежного покрова.

Выбор места, времени и способа искусственного обрушения снега проводится на основании оценки реальной устойчивости снежного покрова на лавиноопасном склоне и имеющихся технических возможностей. Взрыв в снежном покрове вызывает сотрясение массива снега, при котором могут нарушаться связи между частицами снега и

уменьшаться сцепления между снежными плитами или между плитой и ее основанием. Это приводит к повышению скорости вязкого течения снега в зоне действия взрыва и может вызывать потерю устойчивости снежного пласта и зарождение лавины. Радиус влияния взрыва заряда 1 кг составляет около 10 м. Взрыв заряда мощностью 10 кг оказывает воздействие на снежную толщу на расстоянии до 30 м.

Потеря устойчивости снежной плиты может произойти сразу же после взрыва или по истечении нескольких минут. Изредка наблюдались случаи, когда потеря устойчивости происходила спустя час или более после взрыва. Если потери устойчивости снега не происходит, то спустя несколько часов скорость вязкого течения снега на склоне уменьшается до той величины, которая наблюдалась до взрыва. В зоне разрушения образуется снежно-ледяной монолит с включением продуктов взрыва, который увеличивает локальную устойчивость снежного пласта.

Возможности доставки взрывчатых веществ, закладки зарядов и проведения взрывов на склонах весьма ограничены из-за лавинной опасности. Более широкие возможности для оценки устойчивости снежного покрова и искусственного обрушения неустойчивых масс снега дает обстрел лавиноопасных склонов и снежных карнизов с помощью минометов или других орудий.

Необходимое условие проведения работ по искусственному обрушению снежных масс – отсутствие людей на возможном пути схода лавины. Поэтому перед взрывными работами и обстрелами должна проводиться эвакуация людей из лавиноопасных зон. Необходимо также обеспечить надежное ограждение этих зон во время проведения работ. Следует учитывать, что взрывы и обстрелы одного склона могут инициировать обрушение и сход лавин на других лавиноопасных склонах.

9.6. ИСКУССТВЕННОЕ УДЕРЖАНИЕ СНЕГА НА ЛАВИНООПАСНЫХ СКЛОНАХ

На склонах гор, покрытых лесом, стволы деревьев удерживают снежный покров от сползания, препятствуя зарождению лавин. Вырубка леса или нарушение его естественного возобновления из-за вырубки подлеска и выпаса скота могут послужить причиной для образования лавин в тех местах, где они ранее не наблюдались. Эти лавины, в свою очередь, будут разрушать лесные массивы и способствовать появлению новых лавиноопасных участков. Поэтому одной из важных мер для удержания снега на склонах и исключения возможности зарождения лавин является бережное сохранение лесов и лесопосадок на тех участках, где лес был вырублен или нарушен лавинами.

Лесопосадки обычно совмещают с мерами по защите от лавин, так как молодые саженцы в первые годы не препятствуют соскальзыванию снежного покрова, а сами нуждаются в защите. При этом следует учитывать, что горные леса достаточно надежно удерживают снежный покров на склонах, но не могут препятствовать сходу лавин, зарож-

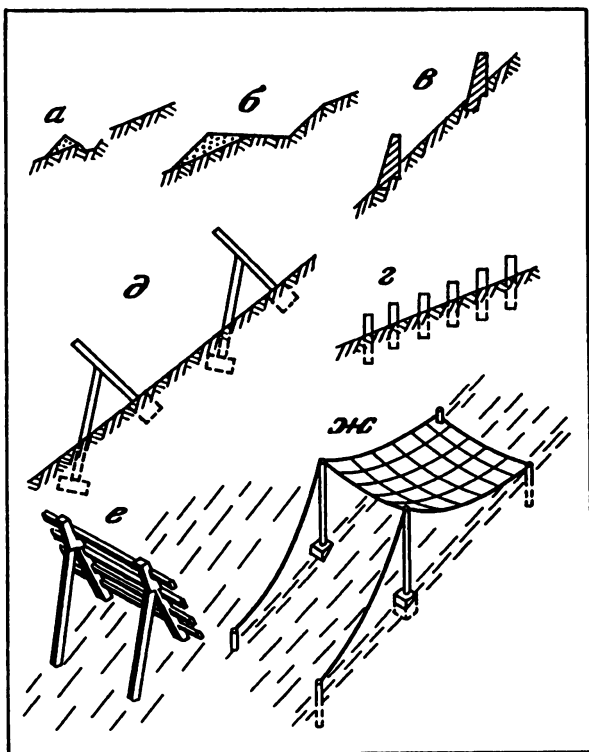


Рис. 9.7. Основные типы снегоудерживающих сооружений

а – канавы; *б* – террасы; *в* – подпорные стенки; *г* – свайные ограждения; *д* – металлические щиты; *е* – сборные железобетонные щиты; *ж* – сетки

дающихся в очагах, расположенных над верхней границей распространения леса. Лавины в таких местах прокладывают себе путь через лес, создавая лавинные прочесы и вызывая дополнительную поломку деревьев снеговоздушными потоками. Тем не менее там, где это возможно, леса должны занимать одно из главных мест в программе защитных мероприятий против лавин.

Посадки защитных лесов обычно сочетаются с застройкой склонов в зоне зарождения лавин снегоудерживающими сооружениями. Различные способы застройки горных склонов применяются давно. Известно, что в Альпах системы террас и канав для предотвращения соскальзывания снега сооружались еще в XVIII в. Наибольшее распространение снегозадерживающие сооружения получили в Швейцарии. К 1881 г. там уже было обезврежено 34 лавиносбора с помощью строительства столбовых ограждений, каменных стен, канав и террас (рис. 9.7, *а–г*). В последующие годы получили распространение массивные подпорные сооружения в виде стен высотой до 9 м. Начали при-

меняться также решетчатые снегоудерживающие заборы из дерева, металла и бетона. К 1938 г. в Швейцарии было возведено около 1000 км подпорных сооружений.

Эксплуатация перечисленных снегоудерживающих сооружений показала, что они не всегда полностью удерживают снег. Были случаи, когда снег начинал двигаться между рядами удерживающих сооружений или поверх них, и это приводило к лавинным катастрофам. Особо неблагоприятные условия в Альпах создались зимой 1950/1951 г., которая характеризовалась обильными снегопадами и катастрофическими лавинами. Это послужило толчком для проведения специальных исследований взаимодействия снежного покрова с удерживающими сооружениями и разработки новых, более надежных конструкций.

В 60-е годы широкое применение нашли деревянные, металлические, железобетонные и комбинированные снегозадерживающие сооружения в виде располагаемых в шахматном порядке щитов или рядов сооружений. Обычно они представляют установленную на фундаментах систему стоек, подпорок и балок, на которых укрепляется решетка, служащая опорной поверхностью для снежного покрова (рис. 9.7, д, е).

В последние годы получили распространение сетчатые конструкции, у которых в качестве опорных поверхностей используются металлические сетки (рис. 9.7, ж). Они имеют некоторые преимущества перед щитовыми конструкциями. Сетки позволяют применять относительно легкие стандартные элементы опорных конструкций, что существенно облегчает строительные работы на склонах. Они надежно удерживают снежные плиты и хорошо сопротивляются динамическим нагрузкам при образовании трещин в плите и ее подвижке. Сетки затормаживают или полностью предотвращают сползание рыхлого сухого и мокрого снега.

В ряде мест основной причиной зарождения лавин служит накопление больших масс снега вследствие ветрового снегопереноса и образования мощных снежных карнизов. В таких условиях можно предотвратить сход лавины или хотя бы уменьшить ее объем и дальность выброса, ограничивая накопление снега и предупреждая образование снежных карнизов с помощью снегозадержания и снеговыводяющих щитов. В некоторых случаях оказывается эффективной комплексная застройка зоны зарождения лавин снегоудерживающими сооружениями в сочетании с сооружениями для регулирования снежных отложений.

9.7. СООРУЖЕНИЯ ДЛЯ НЕПОСРЕДСТВЕННОЙ ЗАЩИТЫ ОТ ЛАВИН

Одним из надежных способов защиты от лавин является изменение пути их движения с целью отвода снеголавинного потока в сторону от защищаемого объекта или направления его по строго фиксированному руслу. Достигают этого строительством лавинорезов, отбойных дамб и направляющих стенок.

Лавинорезы представляют собой клинообразные в плане конструкции, направленные острием против движения лавины. Их размещают так, чтобы разделить лавинный поток на две части и направить в обход

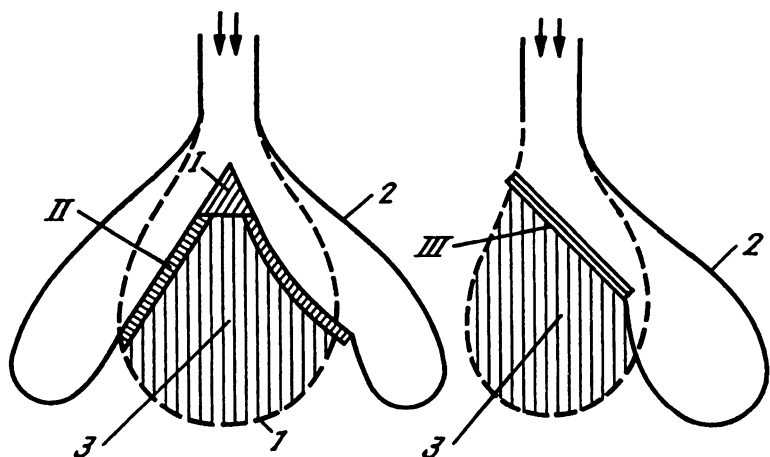


Рис. 9.8. Защита территорий с помощью лавинорезов (I), направляющих стенок (II) и отбойных дамб (III)

1 – граница зоны отложений лавин до строительства противолавинных сооружений; 2 – то же, после их постройки; 3 – защищенная территория

защищаемого участка, ранее подвергавшегося воздействию лавин. Лавинорезы из камня, бетона и железобетона часто строят перед опорами мачт линий электропередач. Боковые грани лавинорезов могут иметь продолжение в виде стенок, отводящих потоки по намеченному пути (рис. 9.8, а).

Для изменения направления движения лавины строят отбойные дамбы (рис. 9.8, б). Реально удастся отклонить лавинный поток в пределах 20° , так как при более круто расположенной дамбе требуется увеличивать ее высоту. Для увеличения угла отклонения лавины применяют криволинейные направляющие стенки.

В ряде случаев возводятся сооружения для уменьшения скорости движения и дальности выброса лавин. Они применяются для защиты обширных участков, подвергаемых воздействию лишь при сходе особо крупных лавин малой повторяемости. Для этой цели в верхней части зоны выброса на пути движения лавин устанавливают в шахматном порядке каменные или бетонные надолбы, сборные железобетонные тетраэдры или возводят каменно-земляные бугры. Такие конструкции рассекают лавинный поток, направляют струи друг на друга, уменьшают кинетическую энергию лавины и замедляют скорость ее движения. Для повышения надежности защиты части зоны выброса лавин устраивают защитные дамбы с таким расчетом, чтобы через дамбу не мог пройти катастрофический лавинный поток.

Для защиты автомобильных и железных дорог широко применяют навесы и галереи для пропуска лавин над защищаемым объектом. Первые противолавинные галереи были сооружены на горных дорогах в Альпах еще в XVIII в. В XIX в. началось строительство галерей для

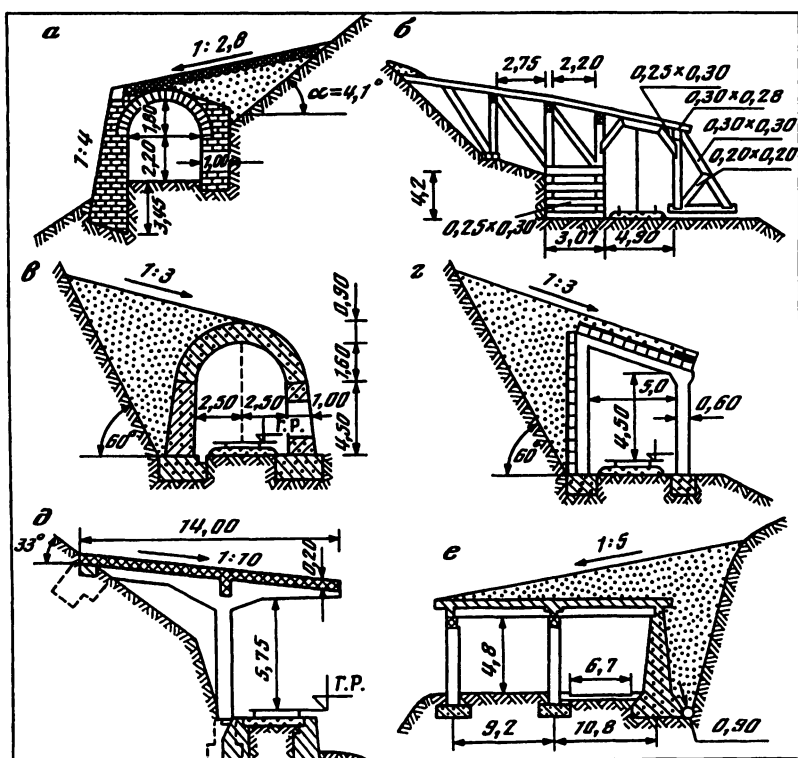


Рис. 9.9. Противолавинные галереи в разных странах

а – арочная (Швейцария); б – балочная деревянная (Канада); в – арочная (Россия); г – рамная (Сахалин, Россия); д – консольная (Австрия); е – балочная (Канада)

защиты железных дорог на подступах к порталам перевальных тоннелей. Построенные в то время галереи представляли собой чаще всего массивные каменные арочные конструкции (рис. 9.9), реже применялись облегченные деревянные конструкции. В России каменные арочные галереи впервые были применены на Военно-Грузинской дороге в конце прошлого века. В XX в. вместо каменных арок начали строить арочные конструкции из бетона и железобетона. В послевоенное время преимущественное распространение получили железобетонные галереи рамной, балочной и консольной конструкций. Галереи надежно защищают дорогу от лавин, но их массовое строительство ограничивается высокой стоимостью и сложностью ведения строительных работ на крутых горных склонах.

Глава 10

УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЛЕДНИКОВ

10.1. ТИПЫ ЛЕДНИКОВ

Ледник – это многолетний массив природного снега, фирна и льда в форме потока или системы потоков, куполов или плавучих плит. Многие гляциологи при определении понятия "ледник" особо отмечают, что речь идет о массиве льда преимущественно атмосферного осадочного происхождения (т.е. из снега) и что этот массив испытывает вязкопластическое течение под действием силы тяжести. Так, по определению С.В. Калесника (1963, с. 81), "ледник – это естественная масса фирна и льда, обладающая постоянным собственным движением, расположенная главным образом на суше, существующая длительное время, имеющая определенную форму и значительные размеры и образованная путем накопления и преобразования различных твердых атмосферных осадков".

Различают наземные ледники, которые налегают на каменное ложе выше уровня океана, "морские" ледники, налегающие на ложе ниже уровня океана, и шельфовые ледники, представляющие плавучие периферийные части "морских" ледников. Выделяют также выводные ледники, представляющие собой либо относительно быстро движущиеся потоки льда среди ледникового покрова, либо потоки льда в скальных долинах, вытекающие из ледосборных бассейнов, расположенных в пределах ледниковых щитов.

Среди наземных ледников выделяются следующие морфологические типы:

1. *Ледники горных вершин.* Конические вершины, в том числе действующие и потухшие вулканы, ледники покрывают со всех сторон. Если склоны вершины расчленены слабо, то ледник может иметь относительно ровный нижний край. При расчленении склонов ледяные потоки стекают по ложбинам и радиальным впадинам и ледник имеет в плане звездообразный вид.

2. *Ледники плоских вершин.* На плоских вершинах ледник приобретает форму купола, на краях располагаются крутые обрывы или выводные языки, спускающиеся по ложбинам.

3. *Ледниковые купола и щиты.* Ледниковым куполом называют большой куполообразный ледник, покрывающий относительно ровное ложе. Ледниковые купола в полярных широтах иногда целиком покрывают острова, их порой называют ледниковыми шапками. Они могут по

краям налегать на ложе ниже уровня океана, т.е. приобретать характер "морских" ледников. В Центральной части поверхность ледника близка к горизонтальной, на периферии ее уклон увеличивается. Ледниковыми щитами называют аналогичные плоскокуполовидные ледники, характеризующиеся значительной толщиной (более 1000 м) и большой площадью (более 50 тыс. км²). Это название применяется для ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии.

4. *Ледники склонов.* Различают склоновые, присклоновые, висячие и каровые ледники. *Склоновые ледники* обычно занимают пространство слабо расчлененного горного склона и спускаются с хребта до подножия склона. *Присклоновые ледники* – это чаще всего небольшие ледники у подножия крутых склонов, образующиеся за счет отложений метелевого снега или схода снежных лавин. *Висячие ледники* – небольшие, залегающие в слабо выраженных впадинах на крутых склонах гор и оканчивающиеся высоко над дном долины в виде ледяных обрывов. *Каровые ледники* – сравнительно небольшие, образующиеся в карах (чащеобразных углублениях склона). В возникновении каровых ледников большую роль играют метелевый снегоперенос и сход лавин. Языки каровых ледников могут спускаться в долину.

5. *Долинные ледники* обычно начинаются в карах и спускаются на дно долины, образуя линейно вытянутое тело, заполняющее дно речной долины. Часто состоят из сети ледников боковых долин, соединяющихся и образующих основной долинный ледник. Среди долинных ледников выделяют ледники туркестанского типа, которые лежат на дне глубоких узких долин и лишены фирнового бассейна. Их питание происходит за счет схода снежных лавин и обвалов с висячих ледников.

6. При очень большом питании мощность ледников может настолько увеличиться, что лед, переполнив долины, начинает "перетекать" через пониженные участки хребтов. В этом случае возникает *сетчатое оледенение* – тип оледенения, переходный от горного к покровному. Такое оледенение характеризуется тем, что долины почти полностью заполнены льдом, а наиболее высокие участки горных хребтов сохраняются в виде возвышающихся над поверхностью ледника гребней и нунатаков – изолированных пиков или холмов. Сетчатое оледенение распространено лишь в полярных горных массивах, особенно на архипелаге Шпицберген. Поэтому сетчатое оледенение иногда называют шпицбергенским типом ледников.

"Морские" ледники чаще всего являются продолжением наземных ледников там, где они распространяются на участки, расположенные ниже уровня океана. Такие условия наблюдаются на арктических островах, около Гренландии и вокруг Антарктиды.

Шельфовые ледники обычно являются продолжением "морских" ледников и представляют плавучую плиту, заканчивающуюся обрывом. В редких случаях шельфовые ледники образуются путем накопления снега на морском льду и посредством цементирования снегом и льдом скоплений айсбергов. Шельфовые ледники характерны для районов с

низким относительно уровня моря положением границы питания. Они распространены почти исключительно в Антарктиде. Крупнейшие из них – ледники Росса и Фильхнера–Ронне, площадь каждого из которых по несколько сотен тысяч квадратных километров. Мелкие шельфовые ледники встречаются в Канадском Арктическом архипелаге и на арктических островах.

Образование выводных ледников связано с расчленением ледникового ложа, способствующим ускорению движения отдельных потоков льда. Так, при наличии продольных подледных долин, где толщина ледникового покрова и соответственно напряжения сдвига больше, чем на остальной части ледосборного бассейна, возникают условия для ускоренного течения льда. Выводные ледники широко распространены в Антарктиде и Гренландии. Из-за быстрого движения льда на их бортах и верховьях возникают системы трещин. Заканчиваясь в море, выводные ледники образуют **плавающие ледниковые языки**, похожие на мелкие шельфовые ледники. От них откалываются многочисленные айсберги небольших размеров. Выводные ледники подразделяются на ледяные потоки, текущие с ледяных берегов, и на вытекающие из ледосборных бассейнов долинные ледники, текущие в скальных долинах.

10.2. ВОЗНИКНОВЕНИЕ ЛЕДНИКОВ

Для того чтобы возник ледник, требуется сочетание климатических условий и рельефа, при которых на каком-то участке годовое количество отложившихся твердых осадков с учетом ветрового снеготранспорта и снежных лавин должно превышать убыль за счет таяния и испарения. В этом случае со временем возникает массив снега, фирна и льда, который начинает перетекать на расположенные ниже участки. Для ориентировочной оценки части тропосферы, в пределах которой на поверхности суши при благоприятном рельефе возможно зарождение и существование многолетних снежников и ледников, С.В. Калесник ввел понятие **хионосферы**.

За нижнюю границу хионосферы принимается уровень, где на горизонтальной незатененной поверхности должен наблюдаться нулевой баланс твердых осадков. Г.К. Тушинский (1968) предложил рассматривать эту границу как "уровень 365". Это значит, что ниже этого уровня снежный покров сохраняется лишь в течение части года, а выше – круглый год (365 дней). Определить "уровень 365" можно путем экстраполяции справочных климатических данных о продолжительности залегания снежного покрова, измеренных на метеостанциях, расположенных на различных уровнях.

Нижняя граница хионосферы на экваторе находится на высотах около 4,5 км, в сухих тропиках, на Тибетском нагорье и в Южно-Американских Андах она поднимается до 6,5 км. В Арктике она находится на несколько сот метров выше уровня моря, а в Антарктике опускается до уровня моря.

Верхняя граница хионосферы расположена на высоте порядка 10 км, что выше уровня самых высоких гор. Количество твердых осадков обычно увеличивается с высотой до 5–7 км, а выше – уменьшается. Верхняя граница хионосферы соответствует уровню, где годовая сумма осадков на гипотетической горизонтальной поверхности оказывается равной их убыли под действием солнечной энергии.

При оценке условий образования ледников необходимо учитывать конкретные характеристики рельефа и локальные особенности совокупности гляциологических факторов. Так, большую роль играют формы горной вершины и хребта. На открытых ветрам вершинах аккумуляция твердых осадков уменьшается из-за метелевого снегопереноса, на крутых склонах снег не удерживается. Соответственно там резко уменьшается возможность для образования ледника, хотя вершина может находиться значительно выше "уровня 365". Плоские же и вогнутые формы рельефа особенно удобны для аккумуляции твердых осадков, поэтому в таких условиях ледники могут зарождаться и ниже "уровня 365". Конечно, основную роль при этом играют общие климатические показатели и особенно конкретная обстановка, создаваемая различными формами рельефа.

10.3. СНЕГОВАЯ ЛИНИЯ

Различают несколько видов снеговых линий. Линия пересечения нижней границы хионосферы ("уровня 365") с поверхностью гор и возвышенностей называется **климатической снеговой линией** (рис. 10.1). Это расчетная линия, которая лишь приблизительно выделяет участки, где теоретически количество твердых атмосферных осадков на горизонтальной незатененной поверхности превышает величину их таяния и испарения. Так как горизонтальные поверхности в горах встречаются редко, то и климатическая снеговая линия редко совпадает с фактической снеговой линией на реальной поверхности. Нижняя граница распространения снежного покрова в течение теплого периода существенно меняется. Ее положение в заданный момент времени называют **сезонной снеговой линией**. В летнее время в процессе таяния снежного покрова она поднимается вверх по леднику. Наивысшее положение этой границы в конце лета называют **истинной снеговой линией**. Ее можно определять как среднее положение за многолетний период и как среднее из ее положений в разных условиях рельефа рассматриваемого района.

Понятия сезонной и истинной снеговых линий применяются в основном для характеристики ледников, где эти линии являются видимыми. Их можно отмечать зрительно на местности или по фотографиям. Для территорий вне ледников можно определять положение **орографической снеговой линии**, характеризующей нижнюю границу постоянных снежников. Орографическая снеговая линия может располагаться значительно ниже истинной. Ледники, возникающие в результате сочетания благоприятных для этого климатических факторов и форм рельефа,

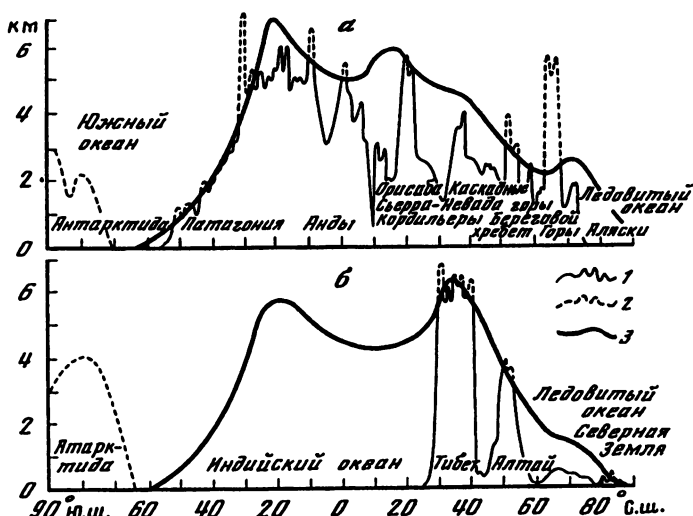


Рис. 10.1. Высота снеговой линии (Котляков, 1968)

а – вдоль Анд Южной Америки и Кордильер Северной Америки; *б* – вдоль 90–110° в.д. 1 – рельеф земной поверхности; 2 – области современного оледенения; 3 – снеговая линия

сами создают дополнительные условия, содействующие их дальнейшему существованию и развитию. По мере увеличения своих размеров они начинают воздействовать на микроклимат. При этом может понижаться средняя температура воздуха, увеличиваться количество твердых осадков и изменяться положение снеговой линии.

Истинная снеговая линия на ледниках формируется под воздействием климатических особенностей территории, прежде всего соотношения тепла и влаги, а также макро- и мезорельефа. В реальных условиях земной поверхности снеговая линия снижается в холодных и влажных районах и поднимается в теплых и засушливых. В Антарктике она опускается до уровня моря, а в Арктике располагается на несколько сотен метров выше. Наибольшей высоты снеговая линия достигает в сухих тропиках и субтропических районах.

10.4. ФАКТОРЫ И ГЛЯЦИОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Факторы оледенения делятся на две основные группы: факторы, связанные с климатом, и факторы, обусловленные рельефом. Естественно, что обе эти группы проявляются совместно. Закономерности изменения циркуляционных процессов и радиации в связи с высотой местности и расположением хребтов характеризуются с помощью общеклиматических показателей. Для характеристики небольших частей ледников необходимо учитывать особенности микроклимата. Среди факторов, обусловленных рельефом, выделяют: общие размеры

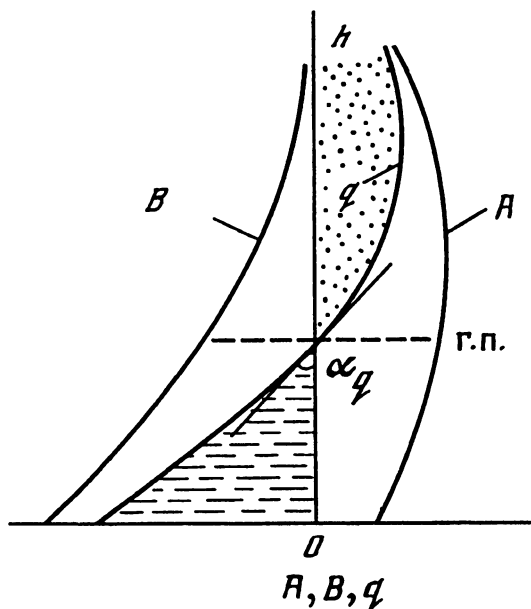


Рис. 10.2. Энергия оледенения ледника ($E = \operatorname{tg} \alpha_q$)

A – аккумуляция, B – абляция, q – баланс массы ледника, г.п. – граница питания

горной территории и высоту над уровнем моря, расположение хребтов, долин и плоскогорий, высоту, крутизну и экспозицию склонов. Важную роль играют формы расчленения склонов, непосредственно вмещающие ледниковые тела.

Понятие о гляциоклиматических показателях оледенения было введено М.В. Троновым (1966). К их числу относятся: 1) общие характеристики оледенения в рассматриваемом районе, (включая распределение ледников по склонам разной ориентации), направление ветров и потоков влаги, условия увлажнения; 2) высоты снеговой линии, границы питания и зон льдообразования; 3) характеристики аккумуляции и абляции на разных уровнях; 4) высотные градиенты аккумуляции и абляции, определяющие энергию оледенения; 5) суммы средних суточных положительных температур воздуха, определяющие интенсивность и суммарную величину стаивания снега и льда, а также суммы отрицательных температур; 6) продолжительность периода абляции и летних снегопадов; 7) изменение площадей открытого льда на леднике в период абляции; 8) градиентные показатели понижения температуры воздуха и увеличения количества осадков с высотой.

Комплексным показателем активности ледника, отражающим условия климата и рельефа в их взаимодействии, служит вертикальный градиент удельного баланса массы, называемый энергией оледенения.

Теория и значение этого показателя были разработаны П.А. Шумским (1947). Величина показателя энергии оледенения E определяется суммой градиентов аккумуляции A и абляции B , т.е. увеличением годового прироста массы снега и льда q с поднятием над снеговой линией (рис. 10.2):

$$E = \frac{dA}{dh} + \frac{dB}{dh} = \frac{dq}{dh} = \operatorname{tg} \alpha_q. \quad (10.1)$$

Ориентировочную величину энергии оледенения можно определить по данным наблюдений за таянием льда в области абляции, используя упрощенное уравнение, предложенное О.П. Щегловой (1952):

$$E = \frac{C}{H_0 - H}, \quad (10.2)$$

где C – замеренная мощность слоя льда, стаявшего на высоте H (в переводе на слой воды), H_0 – высотный уровень снеговой линии (или границы питания).

Чем больше энергия оледенения, тем большую активность проявляет ледник, тем интенсивнее в нем происходит обмен вещества. Наибольшие значения E отмечались в горных районах с повышенным количеством атмосферных осадков. Так, для прибрежных хребтов Аляски E достигает 22 мм/м, а на Тибетском нагорье $E = 2-3$ мм/м. В пределах одной горной страны значения E всегда больше на ледниках внешних наветренных склонов, чем на ледниках внутренних частей гор. В общих чертах энергия оледенения возрастает от полюсов к экватору и от континентальных областей к морским.

10.5. ИСТОЧНИКИ ПИТАНИЯ

Основным источником питания ледников служат **твердые атмосферные осадки**, отлагающиеся в областях их питания. Влагонесущие потоки воздуха, встречая на своем пути горные препятствия, поднимаются вверх и охлаждаются, оставляя на наветренных склонах гор большое количество твердых осадков. Влагонесущие потоки часто движутся по долинам, как по своеобразным каналам, и питают ледники в верховьях. Особую роль играют летние снегопады, которые увеличивают альбедо поверхности ледников и этим уменьшают их абляцию.

Дополнительными источниками питания ледников служат метелевый снегоперенос, снежные лавины, сублимация водяного пара и талая вода, образующая наложенный лед. **Метелевый перенос снега** может создавать большую концентрацию снега, обеспечивающую образование ледников ниже климатической снеговой линии. Особо мощные накопления снега возникают в подветренных склонах. На покровных ледниках метелевый перенос приводит к существенному перераспределению снега на их поверхности.

Сходящие с ледников, обрамленных высокими крутыми склонами,

снежные лавины могут вносить существенный вклад в питание ледников. В некоторых случаях лавинное питание является основным, в частности, для ледников на дне глубоких узких долин.

При движении относительно теплого влажного воздуха над поверхностью ледника происходят процессы **сублимации водяного пара**, приводящие к образованию кристаллов изморози. Изморозь имеет существенное значение в питании ледникового покрова в центральных районах Антарктиды, где доля сублимационного льда может достигать 40%. Ощутима доля сублимационного льда в питании антарктических шельфовых ледников и на ледниках полярных островов, где она может достигать 10%. В остальных районах роль изморози в питании ледников невелика. В горах умеренно континентальных и морских областей отложение изморози на ледниках составляет лишь несколько процентов от общей суммы твердых осадков. А на ледниках в континентальных областях в целом за период аккумуляции испарение преобладает над сублимацией.

За счет намерзания воды в смеси со снегом на охлажденной поверхности ледника ниже фирновой линии (в зоне ледяного питания) могут формироваться слои **наложенного льда**. Такой процесс происходит преимущественно в ночное время. Наложенный лед отличается от основного ледникового льда характерной слоистостью, параллельной поверхности ледника. На этом основан структурный метод нахождения границы питания ледника, ниже которой (в области абляции) слои льда выклиниваются.

На ряде полярных ледников в условиях небольших высот, малого количества осадков, холодного лета, суровой зимы и низкой температуры льда фирновый покров может отсутствовать. Питание таких ледников поддерживается почти исключительно намерзанием наложенного льда.

Глава 11

СТРОЕНИЕ ЛЕДНИКОВ

11.1. ОБЛАСТИ ПИТАНИЯ И АБЛЯЦИИ

Наземный ледник можно разделить на две части, верхнюю – область питания и нижнюю – область абляции. Линия, разделяющая эти области, называется **границей питания ледника**. Эта граница не является постоянной, она может перемещаться в зависимости от климатических условий. Граница питания иногда совпадает с **фирновой линией**, которая отделяет в конце лета область ледника, покрытую фирном, от области обнаженного льда. Граница питания часто располагается ниже фирновой линии, между ними находится полоса наложенного льда (зона ледяного питания).

В области питания происходят превращение снега в фирн и лед

и накопление льда в количестве, превосходящем объеме тающего снега и фирна. Чем интенсивнее накапливается здесь лед, тем большее его количество перетекает в область абляции. Процессы льдообразования на конкретном леднике могут существенно меняться в зависимости от высотного положения участка.

Суммарный приход массы льда за год на единицу горизонтальной проекции поверхности ледника называется **удельной аккумуляцией**, которая выражается в килограммах, деленных на квадратный метр, или в высоте слоя водного эквивалента. Для характеристики конкретного ледника используют значение вертикального градиента аккумуляции. Однако этот показатель не всегда дает правильное представление об области питания, так как аккумуляция в значительной степени зависит от рельефа ледниковой поверхности и окружающих гор.

В области абляции весь сезонный слой снега стает и на поверхность выходит глетчерный лед. Различают три вида абляции по месту ее проявления: подледную, внутриледную и поверхностную. Подледная абляция вызывается геотермическим потоком тепла, трением льда о ложе и проникающей ко дну ледника водой. Внутри ледника происходит частичное таяние за счет тепла, выделяемого при вязком течении и относительных сдвигах слоев и глыб льда, а также вследствие циркуляции воды и воздуха. По данным наблюдений и косвенных расчетов, подледная и внутриледная абляция относительно небольшие и не превышают 5% общей абляции. Основную роль играет таяние льда на поверхности. Испарение дает существенный вклад в абляцию лишь в условиях высокогорья (горы Центральной Азии, Анды).

Сумма всех видов уменьшения массы ледника за балансый год, отнесенная к единице проекции поверхности ледника, называется **удельной годовой абляцией**. Она, так же как и аккумуляция, обычно определяется высотой водного эквивалента. Величина абляции увеличивается по направлению от границы питания к концу ледника, вертикальный градиент абляции на языках большинства среднеширотных горных ледников колеблется от 6 до 10 мм/м, а в арктических районах снижается до 3–5 мм/м.

Отношение площади области питания ледника $S_{ак}$ к площади области абляции $S_{абл}$ называют **ледниковым коэффициентом** $K = S_{ак}/S_{абл}$. Ледниковый коэффициент – величина непостоянная и может изменяться в зависимости от условий питания и абляции. Для долинных ледников в Альпах, на Кавказе и в горах Средней Азии он чаще всего равен 1,2–3,0, а на каровых ледниках он меньше единицы. Иногда определяют объемный ледниковый коэффициент, характеризующий отношение объема льда в областях аккумуляции и абляции. В зарубежной гляциологической литературе употребляется понятие "доля площади питания", представляющее собой отношение площади аккумуляции к общей площади ледника.

Ледниковые коэффициенты могут служить своеобразным критерием для оценки многолетних изменений состояния ледников и сопоставления их характеристик.

11.2. ЗОНЫ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ

П.А. Шумский (1955) выделил пять высотных зон, отличающихся по характеру процессов льдообразования.

1. Снежная (рекристаллизационная) зона характеризуется отсутствием таяния. Осадки выпадают только в твердом виде, а весь приход энергии за счет радиации и внешнего теплообмена затрачивается на кратковременное повышение температуры поверхностного слоя и частично на возгонку льда. Поверхность ледника сложена сухим снегом. Процесс превращения снега в фирн и лед происходит по холодному варианту, без таяния, исключительно путем уплотнения под действием веса вышележащих слоев и рекристаллизации. Глубина слоя фирна, на которой он окончательно превращается в лед, тем значительнее, чем ниже температура снежной толщи. Она обычно достигает 50–150 м. Рекристаллизационная зона распространена во всей внутренней Антарктиде с высотами поверхности ледникового щита более 1000 м над уровнем моря, а также в северной части Гренландского покрова выше 2000–3000 м. Снежная зона наблюдается также на высочайших горных пиках, в частности, на Памире выше 6200 м.

2. Снежно-фирновая (рекристаллизационно-инфильтрационная) зона расположена ниже снежной зоны и характеризуется тем, что здесь происходит таяние части твердых осадков, возможно также и выпадение осадков в жидкой фазе. Таяние захватывает небольшую часть отложенного за год снега, при этом вода замерзает вблизи от поверхности, образуя ледяные прослойки. Таким образом, в толще снега и рекристаллизационного фирна появляются прослойки и прожилки мелкозернистого инфильтрационного льда. Льдообразование идет преимущественно путем уплотнения и рекристаллизации, так же как и в снежной зоне, граница с которой носит несколько условный характер. Рекристаллизационно-инфильтрационные зоны встречаются на периферии Антарктического ледникового покрова (на высотах от 500 до 1100 м), на периферии северной части Гренландского ледникового покрова, а также на отдельных островных ледниковых покровах и в горных ледниках (например, на Эльбрусе выше 5300 м и на Памире выше 5800 м).

3. Холодная фирновая (инфильтрационно-рекристаллизационная) зона. Здесь весь годовой слой снега промачивается, и вода просачивается в расположенные ниже прошлогодний и более старые слои фирна. Запаса холода достаточно для того, чтобы проникающая вглубь вода замерзала, увеличивая размеры кристаллов и толщину ледяных прослоек. Толщина слоя фирна с ледяными прослойками – порядка 20–40 м, температура льда под фирном отрицательная. Льдообразование происходит преимущественно за счет инфильтрации и примерно на одну треть – за счет рекристаллизации. Холодные фирновые зоны широко распространены на ледниках в горах с континентальным климатом и на островных ледниковых покровах. На материковых ледниковых покровах они занимают узкие окраинные полосы.

4. Теплая фирновая (инфильтрационно-рекристаллизационная) зона широко распространена на горных ледниках и островных ледниковых

покровах. Запаса зимнего холода для замерзания всей воды, поступающей от таяния поверхностного слоя твердых осадков и за счет жидких осадков, здесь не хватает. Наблюдается интенсивный сток воды. Ледообразование происходит в равной степени за счет инфильтрационного замерзания и рекристаллизации в процессе уплотнения фирна. Толщина фирна с ледяными прослойками колеблется от 20 до 40 м. В течение холодного сезона обычно промерзает слой фирна мощностью 10–15 м, ниже весь год сохраняется постоянная температура таяния. К началу сезона таяния, когда начинается прогревание сверху, наиболее низкая отрицательная температура в толще фирна наблюдается на глубине 2–3 м; ниже, у границы активного слоя, она повышается до нуля. В сезон таяния просачивающаяся вниз вода замерзает в порах фирна и прогревает его слой за слоем, пока не израсходуется весь запас холода. После этого гравитационная вода беспрепятственно стекает сквозь активный слой фирна до льда и дальше движется по трещинам и каналам стока.

5. Зона ледяного питания (инфильтрационно-конжеляционная) располагается между фирновой линией и границей питания ледника. Ледообразование происходит путем замерзания воды в нижней части годового слоя твердых осадков и намерзания линз льда на поверхности прошлогоднего льда. Фирна нет, под сезонным слоем снега залегают натечные льды. Рассматривая разрез ледяных пород сверху вниз, можно выделить: а) снег в возрасте менее года, который в период таяния превращается в фирн, а к концу этого периода исчезает; б) толщу инфильтрационного льда с прослойками инфильтрационно-конжеляционного и натечного льда; в) вертикальные жилы и бесформенные включения конжеляционного льда.

Наличие инфильтрационно-конжеляционной зоны ледообразования характерно для районов континентального климата с отрицательной среднегодовой температурой.

Помимо перечисленных пяти зон ледообразования, в некоторых случаях выделяется **фирново-ледяная (инфильтрационная) зона**. Ледообразование здесь происходит вследствие инфильтрации и замерзания воды в слое фирна, сохранившемся за счет накопления предыдущих лет (в более холодные и снежные годы). Такие зоны окаймляют снизу другие фирновые зоны или существуют самостоятельно вследствие изменений климата. В случаях большой начальной толщины фирна, значительной скорости движения, особенно при интенсивной аккумуляции, фирново-ледяная зона может опускаться ниже границы питания ледника в область абляции.

11.3. СЛОИСТОСТЬ ФИРНА

Фирновая толща характеризуется слоистым строением, обусловленным прерывистым отложением снега. В промежутках между снегопадами на поверхности часто образуются пологоволнистые ледяные корочки, иногда откладывается пыль, что создает четкие границы между слоями. Слои отличаются также по своей структуре и плотности.

Толщина слоев фирна колеблется от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Она определяется количеством выпавших осадков при очередном снегопаде, ветровым снегопереносом и условиями уплотнения снега. В зависимости от этого толщина конкретного слоя может быть примерно одинаковой на значительной площади или резко меняться в местах сдувания и отложения метелевого снега. В процессе метаморфизма различия между слоями уменьшаются и границы становятся менее заметными, более отчетливыми остаются границы между годовыми пачками слоев.

Границы годовых слоев фирна можно обнаружить по прослойкам льда или пыли, разнице в размерах кристаллов и характеру отложений пыльцы растений. Четкость границ зависит от сочетания климатических факторов и от того, по какому типу происходят процессы фирнизации снега и льдообразования. В снежной зоне границы между слоями выражены слабо. В снежно-фирновой зоне четко выделяются ледяные корки между годовыми пачками слоев, а границы между слоями в этих пачках трудно различимы. В холодной и теплой фирновых зонах при замерзании воды в каналах просачивания образуются наклонные и вертикальные ледяные включения в виде линз, шлиров и "желваков". Особенно больших размеров достигают иногда вертикальные включения, которые имеют округлую в плане форму и заканчиваются в нижней части ледяной линзой, образующейся над водоупорной прослойкой. Линза растет вверх, ее нижняя граница выделяется резко, а верхняя приобретает нечеткие очертания.

11.4. СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ЛЕДНИКОВОГО ЛЬДА

Превращение фирна в лед происходит за счет двух процессов: уплотнения и перекристаллизации фирна; инфильтрации и замерзания талой воды. Вследствие перекристаллизации образуется лед зернистой структуры, в котором зерна представляют собой кристаллы льда неправильной формы с беспорядочной ориентацией их осей. Зерна соприкасаются между собой поверхностями, как правило, неплоскими. Между зернами остаются воздушные включения, мелкие пузырьки встречаются и внутри кристаллов.

Скорость инфильтрационного льдообразования зависит от соотношения интенсивности поступления воды с наличием запаса холода. При низкой температуре в поверхностном слое снега и кратковременном таянии вода сразу же замерзает в порах, образуя слой фирна. При недостаточном запасе холода намерзание льда происходит за счет теплоотдачи в холодные слои. Процессы метаморфического льдообразования в зависимости от условий и интенсивности инфильтрации приводят к образованию ледяных толщ разнообразного строения.

Выделяют два основных вида ледникового льда: инфильтрационно-рекристаллизационный и инфильтрационный.

Инфильтрационно-рекристаллизационным называют лед, образующийся путем замерзания воды, просачивающейся в глубинные слои фирна, в сочетании с процессами уплотнения и перекристаллизации

фирновой толщи. Инфильтрационно-рекристаллизационный лед имеет неориентированную зернистую структуру с кристаллами льда относительно небольших размеров (порядка нескольких миллиметров в поперечнике) и значительным содержанием воздушных включений.

Инфильтрационный лед формируется в результате инфильтрации в снег и фирн талой и дождевой вод с последующим замерзанием воды, без существенного влияния процессов уплотнения и перекристаллизации, т.е. путем заполнения пор фирна водой над водоупорами и замерзания воды в порах. Инфильтрационный лед характеризуется ориентированной зернистой структурой, главные оси кристаллов направлены преимущественно перпендикулярно к поверхности слоев. Размеры зерен – от 1 до 25 мм в поперечнике. Лед обычно обладает годовой слоистостью.

С возрастом льда размеры его зерен увеличиваются за счет процессов собирательной перекристаллизации и могут достигать 10 см и более в поперечнике. Наряду с этим может происходить разрушение и дробление кристаллов под действием напряжений сжатия, растяжения и сдвига в процессе движения ледника.

Характерной особенностью текстуры ледникового льда является его **полосчатость**, выражающаяся в виде чередования слоев льда различной структуры. Синонимом понятия "полосчатость" является термин "ленточная структура", иногда употребляют также термины "сланцеватость" или "пластинчатость". Один из видов полосчатости – чередование белых и голубых лент. Тонкие слои чистого прозрачного льда голубоватого цвета, почти лишенного пузырьков воздуха, разделяют слои светлого пористого льда. Толщина голубых лент – от 1 мм до нескольких десятков сантиметров. Голубые полосы часто залегают линзами. У бортов ледников и в их придонных частях чистый лед обогащается дисперсным моренным материалом, становясь "цветным" или "грязным". Полосчатость наглядно проявляется на поверхности ледников в области абляции, в трещинах и обрывах ледников. Распространены случаи, когда наблюдаются перекрещивающиеся системы голубых лент.

Происхождение полосчатости льда не имеет однозначного объяснения. Некоторые исследователи считали, что это – наследие осадочной слоистости фирна и льда, другие отождествляли ее с образованием сланцеватости льда при его течении. По современным представлениям, "полосчатость" льда является обобщенным понятием. Она характеризует вторичные текстуры метаморфического льда, образующегося в процессе сдвиговых деформаций и нарушений сплошности льда.

11.5. РЕЛЬЕФ ЛЕДНИКОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Высотное положение и рельеф ледниковой поверхности определяются рельефом ледникового ложа и комплексом количественных показателей аккумуляции, льдообразования и абляции с учетом

высотной зональности и климатических условий. У ледников, имеющих форму потока или системы потоков, наблюдается понижение поверхности вдоль направления течения потока, и только в случаях деградации ледника или наличия препятствия на пути течения льда могут возникнуть участки с горизонтальной поверхностью или даже с обратным ее уклоном. На длинных ровных участках угол наклона поверхности ледника близок к продольному углу наклона ледникового ложа. На участках, примыкающих к местам изменения угла наклона ложа, его поперечного сечения или направления, а также вблизи конца ледника наклон и рельеф поверхности ледника в определенной степени отличаются от рельефа ложа. Предельная толщина ледникового потока взаимосвязана с наклоном поверхности этого потока (подробнее об этом см. раздел 13.3). В связи с этим изменения внешнего массоэнергообмена на леднике приводят к изменению рельефа его поверхности.

В местах, где на ложе ледника имеется уступ или существенно увеличивается продольный уклон ложа (на $2-3^\circ$ и более), в теле ледника возникают растягивающие напряжения, которые могут приводить к образованию открытых поперечных трещин. На крутых участках возникают своеобразные ледопады. Ниже уступов и ледопадов трещины замыкаются, и поверхность ледника обычно имеет выпуклую форму. Поперечные трещины образуются также в областях интенсивной аккумуляции снега и в языках наступающих ледников. В местах, где ледник из узкого участка переходит в расширенный, в его теле возникают растягивающие напряжения и появляются **продольные трещины**, направленные параллельно течению или радиально. По сторонам ледникового потока образуются **боковые трещины**.

У ледников, начинающих у подножия крутых и высоких склонов и стенок цирков, происходит разрыв толщи фирна и образуется **подгорная трещина** (бергшрунд). Она отделяет неподвижную, примерзшую к скале часть фирна от подвижной, текущей к пониженной части фирнового бассейна ледника.

У ледниковых куполов и щитов трещины возникают над уступами ложа; они характерны также для выводных ледников. Поверхность купола чаще всего не соответствует поверхности ложа. Там, где толщина ледника больше, а это наблюдается над подледным трогами, долинами и каньонами, скорость перемещения ледника значительно больше, чем на соседних участках. Это способствует образованию продольных и поперечных трещин. Выводные ледники часто спускаются ниже уровня моря, превращаясь в "морские", на краю которых продуцируются айсберги.

В фирновых областях из-за колебаний ветрового режима при снегопаде и ветровом снегопереносе создаются снежные барханы, гряды и заструги. У подножия склонов возможно образование лавинных конусов.

В области абляции возникают сложные формы рельефа, вызванные неравномерным таянием, нагромождением моренного материала и

потоками талых вод. При солнечной погоде в сочетании с очень сухим и холодным воздухом образуются остроконечные выступы, наклоненные навстречу лучам полуденного солнца. По внешнему виду они напоминают коленопреклоненные фигуры в монашеских балахонах – отсюда и название "кающиеся". Такие формы могут достигать высоты нескольких метров. Они распространены на вулканах Южной Америки, на Памире, в Каракоруме и Гималаях.

Там, где лед перекрыт слоем моренного материала, защищающим его от таяния, образуются холмы, гряды, "ледяные столы", "ледниковые грибы", "муравьиные кучи" и другие положительные формы рельефа, возвышающиеся над обнаженной поверхностью льда. "Ледяные столы" и "грибы" возникают там, где крупные камни защищают лед от таяния, а окружающая его поверхность стлавает беспрепятственно. Под камнем образуется ледяная ножка. В последующем ножка подтаивает и камень сваливается, затем процесс повторяется. Таким образом камни могут "путешествовать" по поверхности ледника. Крупными формами, возвышающимися над поверхностью горных ледников иногда на десятки метров, являются продольные гряды краевых и срединных морен. На концах ледниковых языков моренные гряды сливаются в сплошной моренный покров, где на поверхности возникают бесформенные нагромождения моренных холмов, разделенных термокарстовыми западинами, ложбинами и озерами.

В местах, где загромождающий слой небольшой и не бронирует ледяную поверхность, а лишь увеличивает поглощение солнечных лучей, лед тает более интенсивно, чем чистый. Здесь возникают отрицательные формы рельефа – ложбины, ледниковые "ванны", "соты" и "стаканы".

На ледопадах, в краевых частях ледников и в районах крутых поворотов ледникового потока, где много трещин, блоки льда приобретают причудливые формы в виде пирамид, башен и пиков, называемых "сераками".

В период абляции на поверхности ледника возникают мелкие ручьи и, порой, узкие каналы глубиной до нескольких метров. Иногда на поверхности ледников образуются озера. Вода из ручьев и каналов через ледниковые колодцы и "мельницы" устремляется в глубь ледника и по подледным тоннелям выходит из-под конца ледника, где у конечных морен нередко возникают подпрудные озера.

11.6. ОГИВЫ

На поверхности ледников в области абляции, обычно ниже ледопадов, часто видны системы чередующихся широких полос льда светлого и темного цветов – огивы. Полосы протягиваются поперек языков, образуя дуги, обращенные выпуклостями в направлении движения ледника. В ледниках, не имеющих притоков, средние части огив обычно совпадают с осью ледника. Чем ближе к концу ледника, тем дуги становятся более вытянутыми. В ледниках, у которых сливается несколько потоков, образуются сложные системы огив, часто

наблюдается по несколько независимых систем дуг, каждая из которых соответствует своему потоку, причем сланцеватость льда вблизи границ между такими системами ориентирована параллельно бортам ледниковой долины.

Встречаются *волновые огивы* в виде валообразных возвышений поперек ледника ниже ледопада, разделенные прогибами. По мере продвижения вниз по языку они сначала уменьшают свою амплитуду, затем возвышения исчезают, а на поверхности ледника остаются полосы разного цвета.

Суммарная ширина светлой и темной полос чаще всего соответствует годовому смещению ледяной поверхности. Светлые полосы возникают на участках льда, прошедших через ледопад в период аккумуляции. В зоне растяжения льда в трещинах накапливается снег; когда же этот участок достигает подножия ледопада и попадает в зону сжатия, возникает вал светлой окраски. Темная полоса появляется на участке, прошедшем зону дробления в период абляции, когда лед подвергался интенсивному таянию и получал порции эоловой пыли. На ее месте возникает ложбина. В последующие годы рельеф сглаживается за счет того, что в зимнее время ложбины заносятся снегом, а в летнее время таяние в первую очередь происходит на валах.

Термин "огивы" остается неоднозначным. Его используют для характеристики желобчатого микрорельефа поверхности ледника, который связан с дифференциальным таянием льда вдоль выходов единичных слоев, различающихся по плотности и степени загрязнения. С.В. Калесник (1963) предложил делить огивы на простые, связанные с неравномерным таянием отдельных слоев или лент, и сложные, включающие пачки простых. По этой классификации сложные огивы делят на годовичные (*полосы Форбса*), микроритмические (обусловленные ритмами продолжительностью меньше годы) и аритмические, примером которых могут быть полосы вытаивания вулканического пепла.

Глава 12

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЕДНИКОВ

12.1. ПЛОЩАДЬ, ДЛИНА И ВЫСОТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЛЕДНИКА

Наиболее распространенными характеристиками ледника являются размеры его площади и длины. Для многих ледников эти характеристики остаются единственными. Ледники достаточно хорошо отображаются на аэрофото- и космических снимках, особенно, если они сделаны в период абляции. Это позволило зафиксировать все большие и маленькие ледники на земной поверхности и определить их площадь. В период 1966–1982 гг. был опубликован "Каталог ледников СССР", в котором систематизированы сведения о всех ледниках с указанием их основных характеристик, прежде всего их размеров, формы и распо-

Таблица 12.1

Крупнейшие горные ледники Европы и Азии
(Долгушин, Осипова, 1989).

Горная страна	Ледники	Площадь, км ²	Длина, км	Высота над уровнем моря, м		
				конца ледника	фирновой линии	высшей точки
1	2	3	4	5	6	7
Альпы	Большой Аалечский	86,8	24,7	1540	3150	4140
	Горнер	68,9	14,1	2120	3240	4638
	Мер-де-Гляс	33,1	12,3	1470	2920	4240
Кавказ	Безенги	36,2	17,6	2080	3600	5050
	Дых-Су	34,0	13,3	2070	3300	5150
	Лекзари	33,7	11,8	2020	3090	4050
Эльбрус	Большой Азау	19,6	10,2	2480	3800	5660
	Джиккугангез	27,8	8,0	3140	3900	5610
Полярный Урал	МГУ	1,2	2,2	665	900	1150
	ИГАН	1,8	1,2	790	980	1180
Камчатка	Богдано-вича	37,8	17,1	1625	2700	4400
	Эрмана	22,0	9,8	1525	—	3760
	Бильченюк	21,8	17,7	850	2650	3940
Алтай	Большой Талдурун-ский	28,2	7,5	2440	2950	3940
	Сапожникова	13,2	10,5	2120	2800	4500
Памир	Федченко	649,6	77,0	2909	4695	6280
	Гржимайло	142,9	37,0	3610	5080	6900
	Гармо	114,6	30,4	2970	4750	6350
Гиссаро-Алай	Зеравшанский	132,6	27,8	2810	4000	5200
	Преображенского-Рама	54,0	12,8	3100	4100	5070
	Абрамова	25,2	9,0	4150	4150	4960
Тянь-Шань	Южный	567,2	60,5	2800	4580	7440
	Иныльчек					
	Северный	181,2	32,8	3400	4750	7000
	Иныльчек					
Восточный Тянь-Шань (КНР)	Каинды	84,1	29,0	3400	4400	5720
	Тугбелечи	313,7	36,1	2680	4200	6934
	Укур (Караголь)	184,9	32,4	2790	4240	6245

Таблица 12.1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Каракорум	Шайок	750	76	3550	5300	
	Балгоро	750	62	3530	5100	
	Хиспар	580	52	3960	5100	
Тибет	Качин	172	35	2530	4510	6356
	Ялунг	131	30,4	5150	6020	6778
	Гелада-Донг	35	12,8	5395	5820	6543
Гималаи	Ганготри	300	32	3800	5150	
	Зему	130	31	4350		

ложения. Всего издано 108 выпусков, объединенных в 20 томов, соответствующих крупным горно-ледниковым районам. В каталоги включены сведения, характеризующие географическое положение, морфологию, климатические условия и режим ледников. Для тех ледников, где проводились полевые исследования, приводятся более детальные сведения (см. главу 2, пункт 2,5).

По решению Международной комиссии снега и льда был организован технический секретариат, возглавивший составление Всемирного каталога ледников. В настоящее время уже завершено составление каталогов ледников для большинства стран и ведутся работы по созданию более детального банка гляциологических данных. С краткими сведениями о больших ледниках можно ознакомиться в книге Л.Д. Долгушина и Г.Б. Осиповой "Ледники" (1989). Размеры крупнейших ледников Европы и Азии представлены в табл. 12.1.

Важнейшая характеристика ледника, помимо площади, – высота залегания его границ. Для наблюдений наиболее доступны концы ледников, и их положение обычно фиксируется более точно, чем верхние границы. Однако положение конца не стабильно и может смещаться в соответствии с наступанием или отступанием ледника.

Существенной характеристикой ледника является экспозиция его поверхности, которая серьезно влияет на процессы абляции. На южных склонах поверхность ледника, естественно, получает больше солнечной энергии, чем на северных, и там стает более мощный слой льда. Экспозиция влияет и на аккумуляцию снега. Правда, здесь зависимость более сложная. Играет роль не столько ориентация ледника по отношению к странам света, сколько отношение к направлению преобладающих влагонесущих воздушных течений с учетом расположения горных хребтов.

12.2. ТОЛЩИНА, ОБЪЕМ И МАССА ЛЕДНИКА

Толщина ледника определяется кратчайшим расстоянием от его поверхности до ложа. Часто вместо толщины определяют **мощность ледника** (H) как разность отметок поверхности ледника и его ложа. На участках, где поверхность ледника параллельна ложу, между вели-

чинами толщины (h) и мощности (H) существует зависимость $h = H \cos \alpha_n$, где α_n – угол наклона поверхности ледника. При малых углах наклона эти величины практически совпадают (при $\alpha_n = 8^\circ$, $h = 0,99H$), различия начинают ощущаться при $\alpha_n > 10^\circ$.

На реальной поверхности ледника встречаются выступы, бугры, впадины, каналы и зияющие трещины. Неровности характерны и для ледникового ложа. В связи с этим при определении толщины ледника приходится использовать некоторые допущения и упрощения, в частности, проводить "сглаживание" поверхности ледника на топографической карте и профилях. Аналогично проводится "сглаживание" топографической карты и профилей ложа, небольшие неровности при этом рассматриваются как "шероховатости".

Основным способом определения толщины ледников является радиозондирование, основанное на измерении времени запаздывания направленных радиосигналов, проходящих через ледник и отражаемых от подледного ложа. Радиолокационные измерения проводятся дистанционно с самолетов и вертолетов, а также с помощью наземных излучателей и приемников электромагнитных волн. Наибольшие затруднения возникают при определении толщины горных ледников на крутых склонах, где наблюдаются ледопавы, и там, где ложе имеет сложную форму и его конфигурация не соответствует поверхности ледника.

Толщина горных ледников зависит от комплекса факторов, определяющих баланс массы, и рельефа ледникового ложа. Обычно она составляет величину от десятков до сотен метров. Так, для ледников Эльбруса характерны толщины от 20 до 150 м, а на крупнейшем горном леднике Федченко максимальная толщина превышает 900 м. Значительно большей толщины достигают ледниковые купола и щиты. В Гренландии максимальная толщина ледникового покрова достигает 3400 м, а в Антарктиде превышает 4700 м.

Объем ледника вычисляется как произведение его площади на среднюю мощность; основную сложность при этом представляет определение этой мощности. Более точно удается определить объем тех ледников, для которых составлены топографические карты их поверхности и подледного рельефа. Объем ледника в этом случае определяется как сумма объемов на участках с различными мощностями.

Для оценки запасов льда определяют массу ледников. Это довольно сложная задача, так как необходимо учитывать изменчивость плотности фирна и некоторую неопределенность при оценке массы льда на ледопадах и в зонах трещинообразования.

12.3. ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОВЕРХНОСТИ И ЛОЖА ЛЕДНИКА

Наиболее полную характеристику дает топографическая карта ледника, на которой отмечены все специфические ледниковые формы рельефа. Для исследования концов ледников и участков со сложным рельефом желательно иметь карты масштаба 1:10 000, которые со-

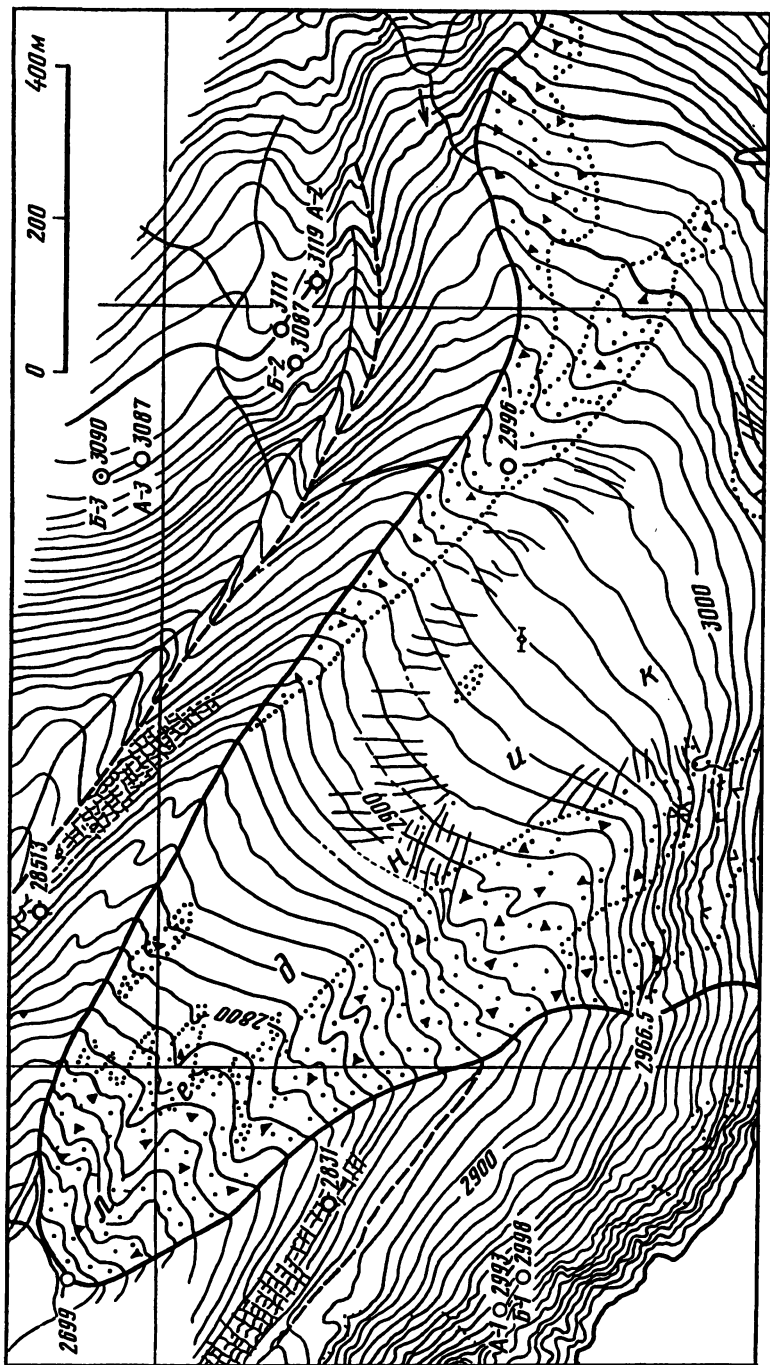


Рис. 12.1. Фрагмент топографической карты ледника Джанкуат

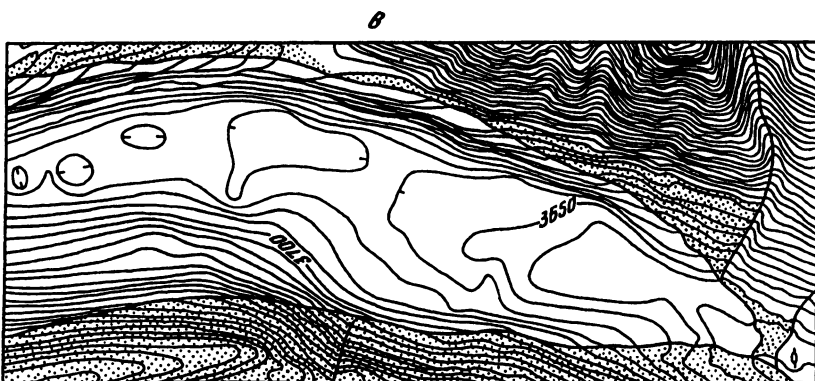
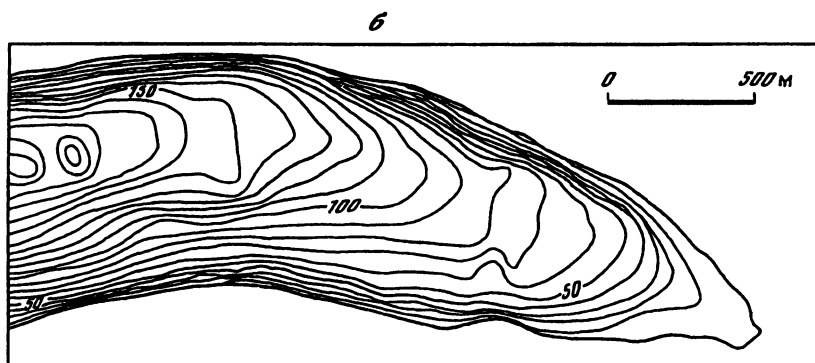
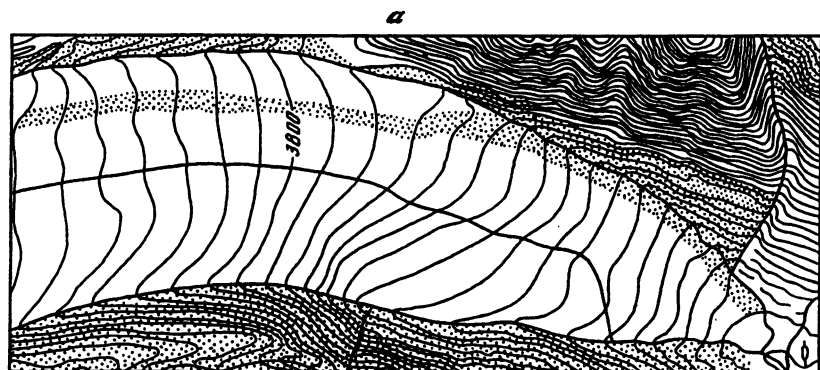


Рис. 12.2. Карты нижней части ледника Абрамова
a – поверхность ледника; *б* – толщина льда; *в* – рельеф ложа

ставляются на основании фототеодолитной съемки. На таких картах можно достаточно полно отразить положение трещин, ледопадов и морен, наличие нунатаков, фирновую границу, рельеф обрамляющих ледник склонов. Составление таких карт трудоемко и требует проведения специальных работ. На более мелких картах морены и зоны трещин отображаются схематично, а мелкие формы рельефа не поддаются изображению. На рис. 12.1 представлен фрагмент карты ледника Джанкуат на Центральном Кавказе.

При составлении карты поверхности ледника необходимо учитывать изменчивость поверхности: она смещается вследствие движения ледника, повышается за счет отложения твердых осадков и понижается вследствие уплотнения фирна и таяния льда. Съемку ледника лучше всего проводить в конце периода абляции, когда четко видны контуры большей части ледника и положение его поверхности, сравнительно легко определяется относительно положения обрамляющих ледник скал и выступов.

Значительную информацию о леднике дает его продольный профиль. Величина угла наклона поверхности и его изменение на разных участках даже при полном отсутствии сведений о толщине ледника дают возможность для приближенной оценки этих величин и ориентировочной характеристики подледного рельефа (см. раздел 13.3).

Карта подледного рельефа составляется на основании топографической карты поверхности ледника и данных о его толщине. С методикой построения такой карты можно ознакомиться в статье В.А. Кузьмиченко с соавторами (1992), посвященной описанию результатов радиолокационной съемки ледника Абрамова (Алайский хребет). Для определения геометрии ложа ими была проведена математическая обработка радиолокационных и геодезических измерений. Затем были построены карты поверхности, толщины льда и подледного рельефа. Фрагменты этих карт для нижней части ледника представлены на рис. 12.2.

12.4. ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ЛЕДНИКА

Распределение температуры в леднике и ее изменения во времени определяются процессами тепло- и массообмена на поверхности, тепловыми потоками из недр земли, выделением тепла за счет вязкого течения и глыбового скольжения льда, таянием и замерзанием фирна и льда и их температуропроводностью.

В верхних слоях ледника выделяется активный слой, где происходят внутригодовые изменения температуры. Суточные колебания температуры могут проникать до глубин 1 м. Сезонные колебания температуры уменьшаются с глубиной и затухают на нижней границе активного слоя, глубина которой в зависимости от комплекса климатических условий и условий питания ледника составляет от 5 до 20 м. Ниже этой границы температура фирна и льда остается постоянной или плавно меняется в соответствии с многолетними циклами изменения климатических условий.

В снежной и снежно-фирновой зонах льдообразования граница

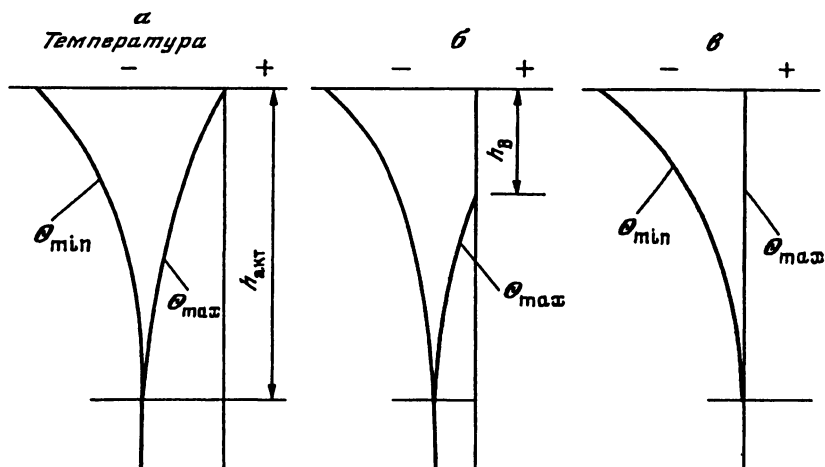


Рис. 12.3. Схема распределения минимальной ($\theta_{\min}$) и максимальной ($\theta_{\max}$) температур в леднике

а – в снежной и снежно-фирновой зонах льдообразования; *б* – в холодной фирновой зоне; *в* – в теплой фирновой зоне льдообразования и в зоне абляции. $h_{\text{акт}}$ – глубина активной зоны, $h_{\text{в}}$ – глубина проникновения воды

активного слоя находится на глубине 12–16 м. Температура фирна на этой границе отрицательная, она близка или несколько ниже среднегодовой температуры воздуха над поверхностью ледника, в нижних слоях ледника температура повышается с глубиной. В зависимости от температуры льда на глубине нулевых годовых амплитуд и толщины ледника температура льда у ложа может повышаться до температуры таяния или быть отрицательной. Соответственно на контакте льда с ложем имеется вода или ледник оказывается примерзшим ко дну.

В холодной фирновой зоне в период абляции талые воды проникают на глубину до нескольких метров и температура в этом слое повышается до нуля. В холодный период этот слой промерзает. Температура на глубине нулевых амплитуд отрицательная, близкая или несколько выше среднегодовой температуры воздуха. Ниже температура фирна и льда повышается и у ложа чаще всего достигает температуры таяния льда.

В теплой фирновой зоне летом вся толща ледника имеет температуру плавления льда. В зимнее время верхний активный слой промерзает до глубины 10–20 м, а ниже температура не меняется.

В зоне ледяного питания, характерной для континентального климата, в толще ледяных пород сохраняется холодный режим, а сток талой и дождевой вод происходит по поверхности льда. Благодаря поверхностному тепловому стоку температура льда на уровне нулевых годовых амплитуд (на глубине 15–20 м) отрицательная, а ниже повышается до температуры таяния льда у ложа.

Распределение температуры в леднике в различных зонах льдообразования показано на рис. 12.3. В данном случае оно схематизировано без учета изменения положения поверхности ледника вследствие процессов аккумуляции, абляции и оседания.

В области абляции в летнее время слои льда тают, и по всей толщине ледника температура равна нулю. В зимнее время температура в верхних слоях до глубины нулевых амплитуд понижается и становится отрицательной.

12.5. ИЗМЕНЕНИЯ ПОЛОЖЕНИЯ И ФОРМЫ КОНЦА ЛЕДНИКА

Стационарный ледник характеризуется тем, что ежегодное стаивание льда в области абляции уравнивается накоплением твердых осадков в области питания и перетеканием соответствующей массы льда. Вследствие изменений и колебаний климата стационарное состояние не является типичным, чаще всего ледники или наступают или отступают. Наступание связано с повышением объема питания и увеличением площади, толщины и длины ледника, а отступление – с отрицательным балансом массы ледника и проявляется в уменьшении его размеров. Таким образом наблюдаются разнопериодные колебания ледников.

С.В. Калесник (1963) выделил четыре вида колебаний ледников: 1) сезонные – вызванные внутригодовыми изменениями режима аккумуляции и абляции; 2) вековые и многовековые – характеризующиеся длительными изменениями климата и условий оледенения; 3) циклические – относительно кратковременные, обусловленные колебаниями климата; 4) случайные – не обусловленные климатом, например связанные с вулканическими извержениями или местными обвалами. Есть данные, указывающие на ритмический характер колебаний 11-, 22-, 35- и 80-летнего циклов, а также более длительных, например 1850-летнего цикла. Каждый цикл состоит из двух фаз – короткого интенсивного наступания и сравнительно длительного и медленного отступления. Циклы колебаний разной длительности часто накладываются друг на друга, что затрудняет их изучение.

По своему генезису колебания ледников делятся на две группы – вынужденные колебания и релаксационные автоколебания. Первые представляют реакцию на изменения внешних условий, которые прямо отражаются на балансе массы ледников. Вторые отражают результаты процессов, происходящих внутри самих ледников без существенного изменения общей массы льда, что характерно для пульсирующих ледников (см. 14-ю главу).

Колебания ледников наиболее четко проявляются в изменении положения и формы концов ледников. Поэтому, ввиду сложности проведения комплексных наблюдений за колебаниями ледников, часто приходится ограничиваться наблюдениями за концами ледников, которые наиболее доступны. Для концов горных ледников характерно наличие мореносодержащего льда и моренного чехла. Моренный покров

сбрасывается к подножию ледника, а на мертвых льдах он приобретает вид холмов, разделенных понижениями.

При отступании ледника остаются валы конечных морен. Если отступление совершается прерывисто, то образуется несколько дуг конечных морен, разделенных плоскими понижениями. Каждый вал соответствует задержке, а каждая депрессия – периоду быстрого отступления. При наступании ледник перемещает впереди себя конечную морену, в таком случае она называется мореной напора. Края "морских" и шельфовых ледников имеют вид ледяных обрывов, для оценки их изменений фиксируются положение в плане и высота ледяного барьера над уровнем моря.

Наблюдения за концом ледника позволяют оценить, в какой фазе колебаний находится ледник, и ориентировочно определить общие тенденции его изменения.

Глава 13

ДВИЖЕНИЕ ЛЕДНИКОВ

13.1. СКОРОСТЬ ДВИЖЕНИЯ ЛЕДНИКА

Движение – характерная черта ледников. Изучение закономерностей движения ледников началось еще в конце XVIII в. Благодаря трудам многих исследователей к настоящему времени накоплены многочисленные сведения о скоростях движения ряда конкретных ледников. Оказалось, что их поверхностная скорость движения может меняться в широких пределах. Для горных ледников зафиксированы скорости от сантиметров до нескольких метров в сутки или от метра до километра в год. Для выводных ледников в Гренландии и Антарктиде характерны значительно бóльшие скорости – до 10 км в год. У пульсирующих ледников скорость перемещения льда во время подвижек достигает 300 м в сутки. Скорость движения ледника не постоянна, она может существенно отличаться для разных участков и меняться в зависимости от сезона года и в соответствии с многолетними циклами колебаний ледников.

Большинство измерений скоростей было произведено геодезическими методами. Для этой цели на ледниках закладывались серии маркеров в виде деревянных реек, металлических трубок, флажков или окрашенных камней, которые располагались по продольному и поперечному профилям поверхности. Путем периодических измерений определялось смещение маркеров и вычислялась скорость перемещения поверхности ледника за соответствующие промежутки времени. Широкое применение нашел стереофотограмметрический способ псевдопаралаксов. Он основан на том, что при стереоскопическом рассмотрении снимков, полученных в разное время из одной и той же точки, сместившиеся участки льда воспринимаются в виде рельефной стереоскопической модели, а неподвижные объекты – плоскими. Таким образом, в част-

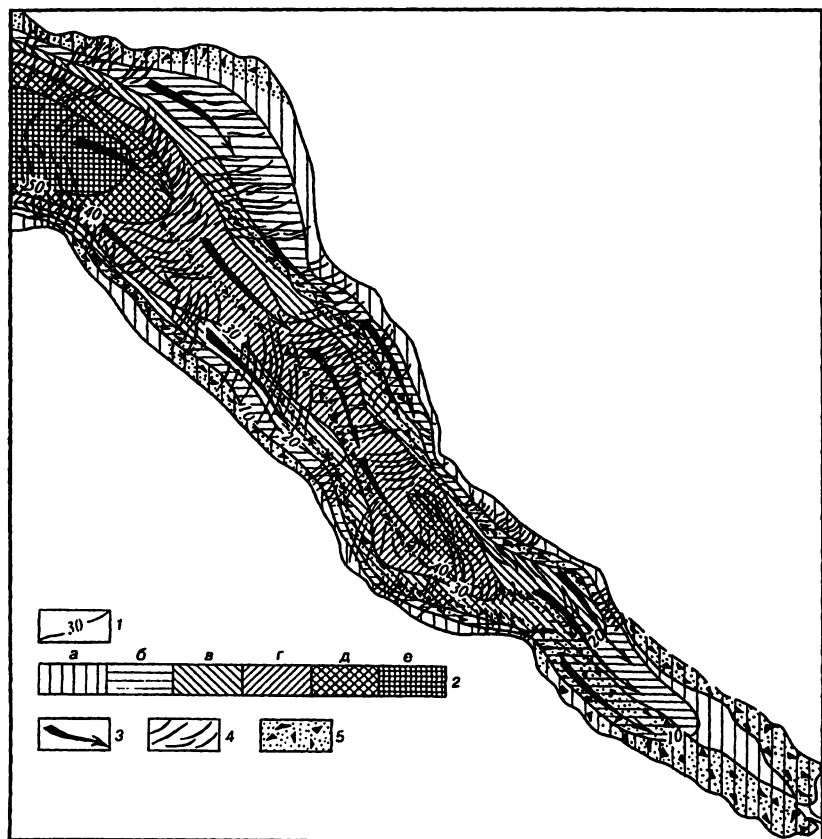


Рис. 13.1. Распределение суточных скоростей движения льда на поверхности ледника Ирик на Эльбрусе в июле 1960 г.

1 – изолинии поверхностных скоростей движения льда; 2 – шкала скоростей, см/сут (а – 0–10, б – 10–20, в – 20–30, г – 30–40, д – 40–50, е – более 50); 3 – направление движения льда; 4 – трещины на леднике; 5 – поверхностные морены

ности, были определены скорости движения льда на поверхности ряда ледников Эльбруса и построены карты их распределения (Оледенение Эльбруса, 1968). Фрагмент такой карты представлен на рис. 13.1.

Помимо наблюдений за движением поверхности делались попытки непосредственного измерения скоростей движения льда внутри ледника и распределения этих скоростей по вертикальному разрезу. В 1948 г. на Аалечском леднике в Швейцарских Альпах была пробурена скважина глубиной 130 м, в которую была погружена стальная труба. После этого проводились измерения величины смещения верха трубы, а с помощью инклинометров определялась степень искривления трубы. На основании этих измерений были построены кривые, характеризующие

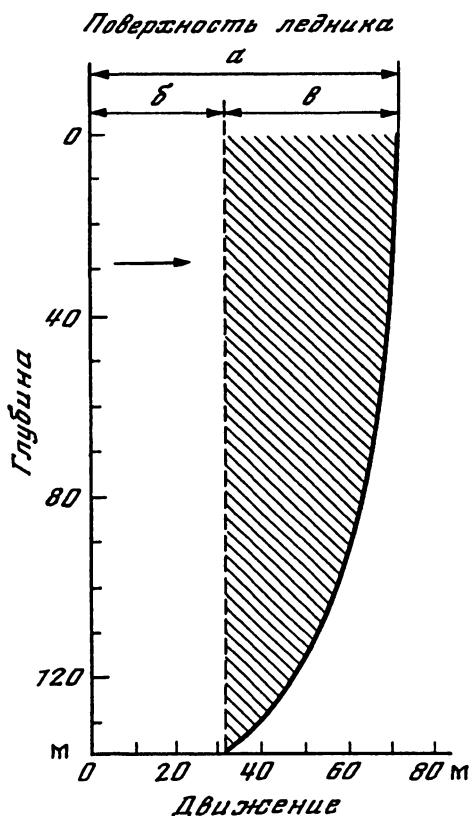


Рис. 13.2. Перемещение трубы в скважине, пробуренной в Алевском леднике в Альпах с августа 1948 г. по сентябрь 1950 г.

a — суммарное движение; *б* — движение за счет скольжения по ложу; *в* — движение за счет вязкопластических деформаций льда

изменение перемещений льда по глубине (рис. 13.2). Эти кривые соответствуют эпюрам скоростей и показывают, что скорость движения верхних слоев ледника до глубины порядка 40 м практически одинаковая, а ниже она уменьшается с глубиной, причем у ложа остается довольно значительной. Аналогичные результаты были получены на ряде других ледников. Описаны случаи, когда скорости движения льда по всей глубине ледника мало меняются по глубине, а также случаи, когда скорость движения придонных слоев льда оказывалась даже несколько больше скорости перемещения поверхности (Калесник, 1963).

Наблюдения за движением льда проводились также в пройденных в ледниках тоннелях. Они показали, что перемещения льда порой носят сложный характер: наряду с плавными пластическими деформациями

контура тоннеля наблюдаются смещения по поверхностям скольжения в массиве льда. Оказалось, что нижние слои ледника не всегда движутся строго в том же направлении, что и поверхность ледника.

Наблюдения за движением внутренних и придонных слоев льда подтвердили, что движение ледника обусловлено совместным действием процессов вязкопластического течения и глыбового скольжения ледника по ложу, к которым могут добавляться процессы нарушения сплошности ледяного массива, трещинообразования и режеляции льда. Скорость перемещения поверхности складывается из суммы скоростей вязкопластического течения и скольжения ледника по ложу.

13.2. ВЯЗКОПЛАСТИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ

Специфической особенностью льда является то, что под действием напряжений сдвига в нем происходят незатухающие деформации ползучести. Вследствие этого массив ледникового льда непрерывно деформируется, подчиняясь сложным закономерностям реологии льда. Наиболее распространенным видом деформации массива является течение с постоянной скоростью (вторая стадия ползучести, при которой наблюдается нелинейная зависимость между скоростью ползучести и величиной напряжений сдвига в соответствии с формулой (5.4)).

Многие исследователи пытались представить движение ледников как вязкое течение, подчиняющееся законам линейной вязкости. Однако оказалось, что коэффициент вязкости льда не является постоянной величиной и существенно изменяется в зависимости от величины напряжений сдвига и времени их действия. Поэтому о вязком течении ледников можно говорить лишь условно, имея в виду нелинейную теорию вязкости и теорию реологии льда. Тем не менее понятие "вязкое течение" широко распространено. Более точно – понятие "вязкопластическое течение ледников", хотя и оно недостаточно полно отражает закономерности движения ледников.

На длинном широком участке ледника, где угол наклона поверхности α_n соответствует уклону ложа α_0 ($\alpha_n = \alpha_0 = \text{const}$) и можно пренебречь влиянием боковых контактов ледника с ложем, напряжения сдвига во льду равны

$$\tau_y = \rho g(h - y) \sin \alpha_n, \quad (13.1)$$

где ρ – плотность ледникового льда; h – толщина ледника; y – расстояние от ложа.

Используя это уравнение в сочетании с зависимостью (5.4) и принимая $n = 2$, получаем формулу для расчета скорости перемещения поверхности ледника за счет установившейся ползучести:

$$\bar{v}_n = \int_0^h \frac{dy}{dt} dy = \frac{K}{1 - \theta} \rho^2 g^2 \sin^2 \alpha_n \frac{h}{3}. \quad (13.2)$$

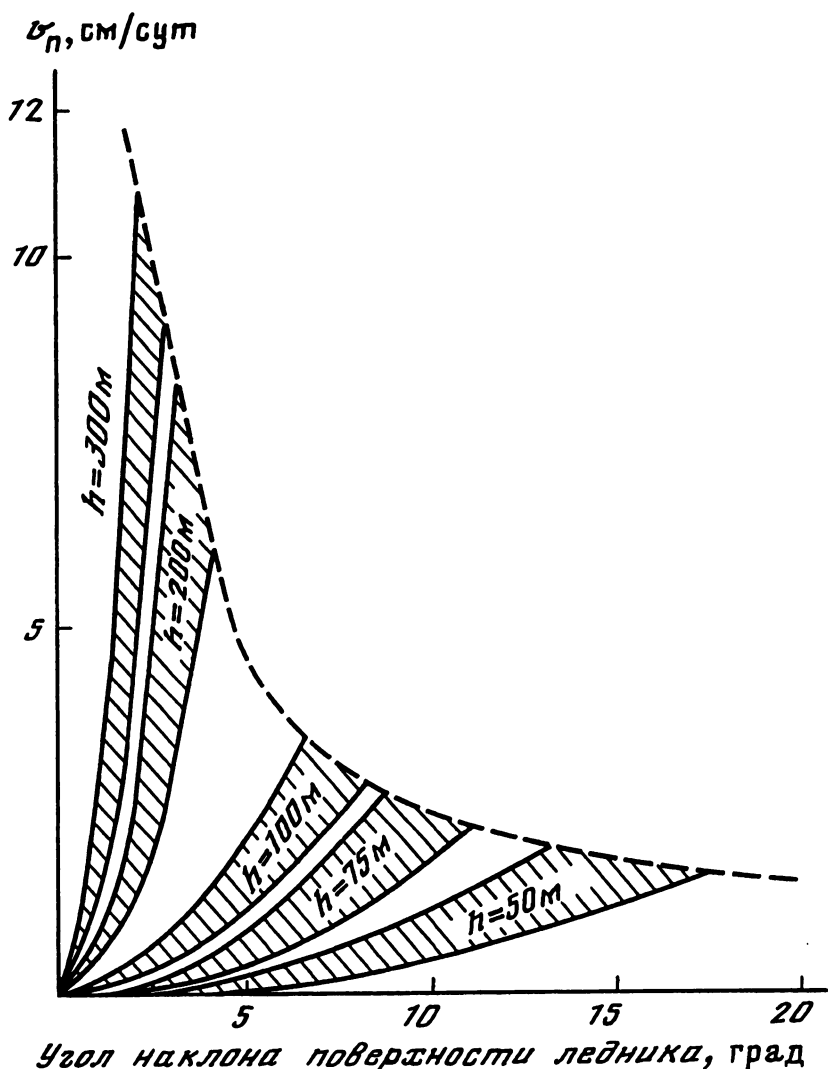


Рис. 13.3. Расчетные скорости перемещения поверхности (v_n) "теплых" ледников за счет вязкого течения

Рассчитанные по этой формуле скорости перемещения поверхности "теплых" ледников при $\theta = 0^\circ\text{C}$ представлены на рис. 13.3.

Если фактическая скорость движения ледника превышает указанную расчетную, то это говорит о том, что у ледника, помимо вязкого течения, происходит глыбовое скольжение льда по ложу.

13.3. СКОЛЬЖЕНИЕ ЛЕДНИКА ПО ЛОЖУ

Условия для глыбового скольжения ледника по ложу возникают в тех случаях, когда напряжения сдвига во льду у ложа τ_0 превышают предельное сопротивление скольжению, которое чаще всего определяется пределом длительной ползучести льда $\tau_{дл}$. Как только напряжения сдвига превысят предел длительной ползучести, деформация льда переходит в стадию ускоряющейся ползучести, при которой возможны нарушение сплошности ледяного массива и разрушение льда. На участке, где $\tau_0 > \tau_{дл}$, происходит расслабление льда, наблюдаются смещения по поверхностям скола внутри ледяного массива и по поверхности ложа. Суммарные силы сдвига превышают силы сопротивления скольжению, а их избыток передается на расположенные ниже по склону более устойчивые участки ледника. Переход в стадию ускоряющейся ползучести и соответствующее этому расслабление льда ограничивают возможную толщину ледника.

Джон Най (Nye, 1951) провел расчеты величины напряжений сдвига во льду у ложа для тех ледников, для которых были определены их мощности, и установил, что напряжения обычно колеблются от 0,05 до 0,15 МПа. Расчеты напряжений сдвига, проведенные для пульсирующего ледника Медвежьего, по данным наблюдений за скоростями перемещения его поверхности, показали, что они колеблются в пределах 0,08–0,15 МПа (Войтковский, 1974). Эти величины оказались близкими к экспериментально измеренному пределу длительной ползучести, который при $\theta = 0^\circ$ равен $\tau_{дл} \approx 0,1$ МПа. Таким образом, имеется основание утверждать, что наблюдаются четкие ограничения возможной максимальной толщины ледника, определяемые напряжениями сдвига до величины предела длительной ползучести льда.

Напряжения сдвига могут превышать этот предел лишь в течение ограниченного промежутка времени. На таких участках возникают условия для перехода деформации в стадию ускоряющейся ползучести и как следствие – для уменьшения сопротивления сдвигу и увеличению скорости движения ледника за счет скольжения по ложу. Увеличение скоростей скольжения на локальном участке вызывает дополнительные продольные напряжения сжатия на границе с более устойчивым участком, которые, в свою очередь, будут способствовать изменению углов наклона поверхности ледника и уменьшению напряжений сдвига до величины $\tau_{дл}$. Следовательно, в течение длительного времени максимальная толщина ледника на широком ровном участке будет в пределах

$$h_{\max} = \frac{\tau_{дл}}{\rho \sin \alpha_n} \approx \frac{11}{\sin \alpha_n}. \quad (13.3)$$

Напряжения сдвига у ложа относительно узких потоков уменьшаются за счет влияния боковых контактов, и соответственно

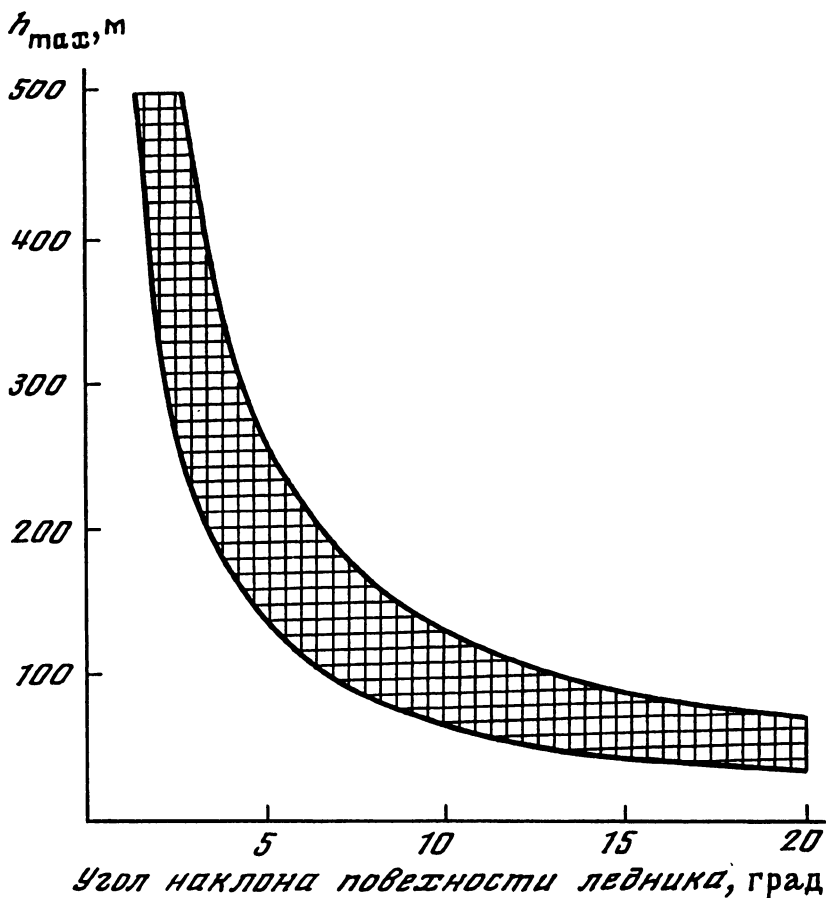


Рис. 13.4. Максимальные толщины ледников h_{max} в зависимости от угла наклона поверхности

Нижняя граница соответствует широкому ледниковому потоку на участке с постоянным углом наклона поверхности. Верхняя граница характеризует толщину потока в узком ледниковом ложе

максимальная толщина ледника может увеличиться до величины

$$h_{\text{max}} = \frac{k_b \tau_{\text{дл}}}{\rho_{\text{л}} \sin \alpha_{\text{п}}}, \quad (13.4)$$

где $k_b \approx 1 + \frac{h}{b}$ (h и b – ширина и толщина ледникового потока).

Максимальные толщины ледников в зависимости от угла наклона их поверхности представлены на рис. 13.4.

На участках, где угол наклона ложа вниз по склону уменьшается, в теле ледника возникают продольные напряжения сжатия, которые уменьшают величины напряжений сдвига по сравнению с расчетными по формуле (13.1). Соответственно и максимальная толщина ледника на таких участках может превысить теоретическую, получаемую при расчетах по упрощенным формулам (13.3, 13.4).

Следует особо отметить, что рассматриваемые способы расчета дают возможность определить лишь ориентировочную предельную толщину ледника при заданном угле наклона его поверхности. Естественно предположить, что фактическая толщина ледника может быть меньше предельной. Так, в центральных частях ледниковых щитов, куполов и ледников на плоских вершинах вероятны ситуации, когда отток льда будет обеспечиваться за счет вязкого течения при напряжениях сдвига у ложа меньше предела длительной ползучести. При уменьшении годовичных сумм аккумуляции и увеличении абляции будут появляться участки, где расход льда превышает его поступление, в результате чего толщина ледника будет уменьшаться. Вероятны и другие ситуации, когда напряжения сдвига у ложа не будут достигать предела длительной ползучести. Выявить такие участки можно по величине скоростей перемещения поверхности ледника. Известно, что поверхность ледника смещается как за счет вязкого течения, так и вследствие глыбового скольжения льда по ложу. Можно предположить, что при $\tau_0 < \tau_{дл}$ смещение будет происходить в основном за счет вязкого течения, а при $\tau_0 = \tau_{дл}$ будет преобладать составляющая скоростей смещения за счет глыбового скольжения.

В местах перегиба продольного профиля ложа ледника возникают продольные напряжения растяжения, которые могут вызывать образование трещин. На перегибе выше крутого участка ледника возникают поперечные и, порой, продольные трещины. Такой участок называют ледопадом. Для него характерны нагромождение ледяных глыб и наличие открытых трещин. Под действием таяния ледяные глыбы часто превращаются в причудливые колонны, пирамиды и выступы – сераки. На участках ниже ледопадов угол наклона ложа обычно уменьшается, здесь возникают зоны сжатия и трещины смыкаются. Глубина открытых трещин в "теплых" ледниках редко превышает 30 м. На больших глубинах у стенок трещин возникают напряжения сдвига, превышающие предел длительной ползучести, когда за счет ускоряющейся ползучести трещины быстро "заплывают". В холодном льду глубина открытых трещин может быть значительно больше. Так, в Антарктиде наблюдались трещины глубиной до 100 м.

В слоях ледника ниже распространения открытых трещин наблюдается вязкопластическое течение льда, одновременно с которым могут происходить относительные смещения блоков льда вдоль закрытых поперечных, продольных, вертикальных и наклонных трещин – границ между блоками. Разрушения, частичное таяние за счет выделения тепла при трении, процессы режеляции и метаморфизма в окрестностях

границ между блоками способствуют образованию слоев ("лент") и линз голубого льда. Такой лед отличается высокой плотностью, лишен пузырьков воздуха, прозрачен и приобретает голубой оттенок.

13.4. ЛИНИИ ТОКА И ДВИЖЕНИЯ И ИЗОХРОННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Линиями тока называют траектории движения частиц льда в толще ледника, куда они входят в области питания и заканчиваются на поверхности ледника в области абляции. Частица снега, попавшая в фирновый бассейн и не успевшая растаять, постепенно покрывается новыми слоями снега и перемещается внутрь фирна под углом к поверхности. Каждой точке фирнового поля соответствует своя линия тока. У границы питания линии тока параллельны поверхности, в области абляции они постепенно приближаются к поверхности. Часть линий тока заканчивается у дна и внутри ледника, где происходит донное или внутреннее таяние.

Проекции линий тока изображают линиями движения ледника (рис. 13.5). В местах сужения ледника наблюдается конвергенция (сбли-

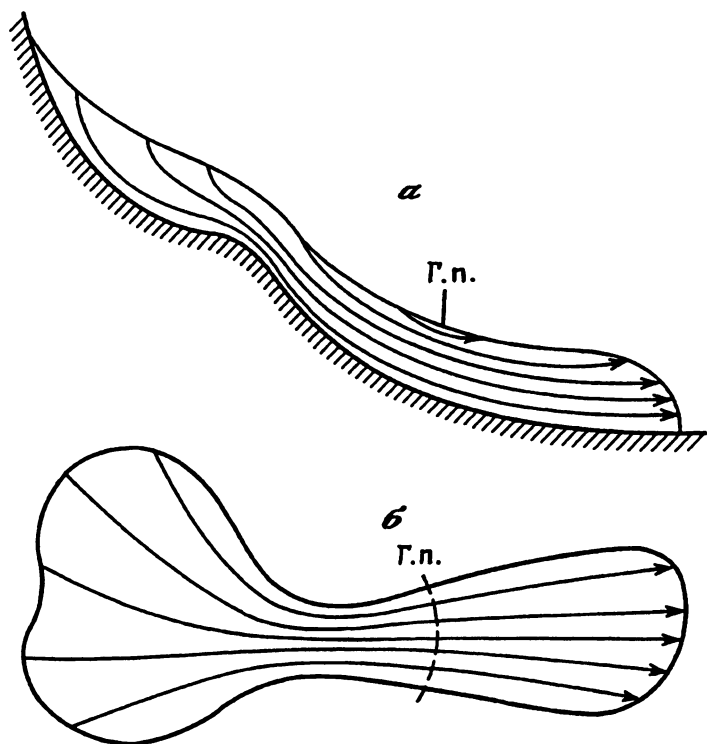


Рис. 13.5. Линии тока (а) и линии движения (б) частиц льда в толще ледника
Г.п. — граница питания

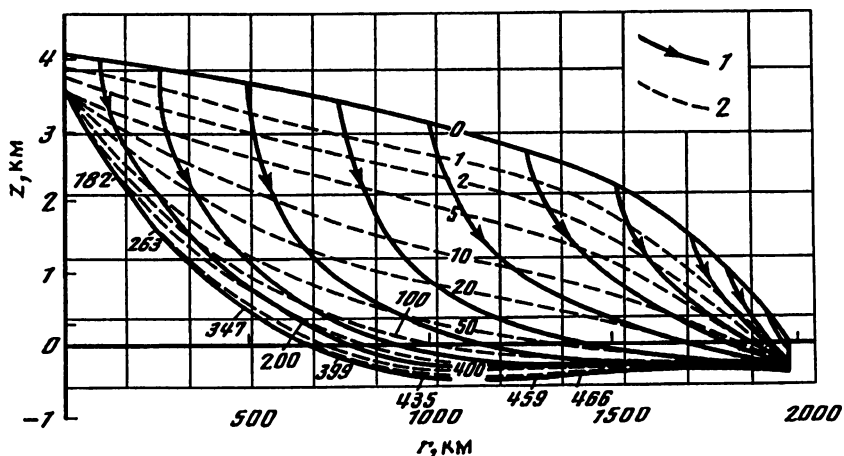


Рис. 13.6. Поля линий тока и возраста льда в ледниковом покрове Антарктиды (Шумский, 1969):

1 – линии тока; 2 – изохроны (возраст льда, в тыс. лет), r – расстояние от центра покрова

жение) линий движения, в местах расширения и растекания ледяного потока происходит дивергенция (расхождение) линий движения.

Если на линиях тока выделить точки, где расположены частицы льда одного возраста, т.е. происходящие из одного слоя аккумуляции, и представить эти точки в виде поверхности, это и будет **изохронная поверхность**. Первичная поверхность ледника в области аккумуляции на начало балансового года (в конце периода абляции) погребается льдом аккумуляции последующих лет и перемещается в соответствии с закономерностями движения ледника. Таким образом, в леднике можно выделить множество изохронных летних поверхностей различного возраста. Слои, ограниченные такими поверхностями, соответствуют годичным слоям накопления льда. В области аккумуляции изохронные поверхности по своей конфигурации близки к поверхности ледника. Наблюдается лишь некоторое уменьшение их наклона, что объясняется увеличением прихода массы льда с высотой. Ниже границы питания изохронные поверхности изгибаются и выходят на поверхность ледника.

На рис. 13.6 представлены линии тока и изохроны в ледниковом покрове Антарктиды, вычисленные П.А. Шумским. В данном случае область абляции практически отсутствует, лед расходуется путем образования айсбергов, поэтому линии тока заканчиваются на ледяных обрывах по периферии ледникового покрова, где происходит откол массивов льда и образуются айсберги. Изохроны в значительной степени соответствуют поверхности покрова на всем протяжении от

центра покрова до линии айсбергообразования, если не рассматривать искривлений линий тока и линий движения в местах существенного изменения подледного рельефа и на выводных ледниках.

13.5. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛЕДНИКОВ

Режим оледенения, размеры, форма и движение ледников взаимосвязаны с внешними условиями, определяемыми субстратом и климатом. Для выражения этой взаимосвязи используются математические модели, учитывающие динамику и термику ледников и внешние условия. Разработка таких моделей служит основой динамической гляциологии – одного из главных направлений гляциологических исследований. Задачей динамической гляциологии является экспериментальное изучение, объективный анализ и математическое описание ледников как макроскопических физических систем с целью объяснения их режима, механизма и причин изменений, реконструкции и прогнозирования. Основные положения динамической гляциологии были сформулированы П.А. Шумским (1969). Важнейшими задачами динамической гляциологии являются расчеты, связанные с анализом: натурных наблюдений за ледником, восполнением расчетным путем недостающей информации, изучением режима оледенения, исследованием механизма и причин изменения ледника. Особая группа задач связана с прогнозированием вероятных изменений размеров и режима ледников и проблемами реконструкции оледенения в предшествующее время.

Полная трехмерная модель ледника описывается системой из 18 уравнений, содержащих 18 неизвестных: плотности, скорости объемных деформаций, температуры, шести компонент напряжений, шести компонент скорости деформации, трех компонент вектора скорости перемещения. Система состоит из уравнений сохранения массы, неразрывности, квазистатического равновесия и теплопроводности. Затем идут уравнения совместности компонент симметричной части тензора скорости дисторсии и уравнения связи между компонентами девиаторов тензора напряжения и тензора скорости деформации (реологические уравнения типа 13.1). Помимо этих уравнений, в модели учитываются граничные условия на верхней, нижней и боковых поверхностях ледника и на разрывах.

При задании граничных условий поверхность ложа "сглаживается" радиусом, равным характерной или максимальной толщине ледника. Аналогичная операция проводится и для задания внешней поверхности. Для решения задач применяются прямоугольные декартовы координаты или криволинейные координаты с началом на поверхности ледника. Координаты и все вводимые в расчет переменные рекомендуются приводить к безразмерному виду путем деления их на характерные (максимальные) величины.

Математическая модель формализует реальный гляциологический объект, устанавливая соответствие между основными признаками объекта и математическими соотношениями. При использовании модели

надо помнить, что она конкретна и не учитывает все многообразие внешних условий и признаков моделируемого объекта. Погрешность математического моделирования упрощенно можно выразить как сумму трех погрешностей: погрешности самой модели, которая возникает при переходе от природного объекта бесконечной сложности к расчетному объекту конечной сложности; погрешности вычислительного процесса; погрешности в задании исходных данных. Вследствие этого усложнение математической модели не всегда способствует повышению точности расчетов. Зачастую предпочтительно применять упрощенные модели, предназначенные для решения конкретных частных задач. Например, для приближенной оценки скорости перемещения поверхности ледника за счет установившейся ползучести при квазистационарных условиях оказалось возможным ограничиться использованием лишь трех уравнений (13.1–13.3) из общей системы 18 уравнений.

На основании расчетов могут строиться поля различных гляциологических характеристик. Каждый ледник можно охарактеризовать набором показателей внешнего массоэнергообмена (аккумуляции, абляции, составляющих теплообмена и т.п.), морфологических характеристик (высоты поверхности и ложа над уровнем моря, толщины ледника, уклонов поверхности и т.д.), показателей внутреннего состояния (плотности, температуры, напряжений, скоростей движения, деформации и т.д.). Поля могут быть скалярными (температура, плотность, аккумуляция), векторными (скорость движения льда, уклон поверхности, линии тока) или тензорными (напряжения, деформации).

Глава 14

ПУЛЬСАЦИИ ЛЕДНИКОВ

14.1. ОСОБЕННОСТИ ПУЛЬСИРУЮЩИХ ЛЕДНИКОВ

На ряде ледников периодически наблюдаются резкие изменения скорости движения льда и подвижки концевой части ледника. Такие ледники называются **пульсирующими**. Скорости перемещения их поверхности на различных участках могут существенно отличаться и изменяться во времени в сотни раз. Изменения скоростей движения льда связаны с изменениями внутренних напряжений в массиве ледника, нарушениями сплошности массива и изменениями сопротивления скольжению льда по дну и вдоль боковых поверхностей ледникового ложа.

В режиме движения пульсирующего ледника можно выделить два существенно различающихся периода. После завершения очередной подвижки ледника наступает длительный период накопления льда в его верхней части – **зоне активизации**. При этом наблюдаются волновые процессы изменения скоростей движения поверхностных слоев и утолщение ледяного массива в зоне выше фронта активизации, который постепенно смещается вниз. Ниже фронта активизации создаются условия для омертвления и таяния льда и деградации оледенения.

После приближения волны ускоренного движения к концу ледника наступает второй период, при котором происходят "выплеск" ледяной массы и ее быстрое продвижение вниз по склону (подвижка) с одновременным уменьшением толщины ледника в средней и верхней частях. Время подвижки по сравнению с первым периодом относительно невелико.

Время от завершения одной подвижки до завершения последующей называется **периодом пульсации**, который для конкретных ледников имеет более или менее постоянную продолжительность — от нескольких до сотни и более лет. Например, ледник Медвежий на Памире пульсирует через каждые 10–14 лет, ледник Колка на Кавказе примерно через 70 лет, а ледник Варигейтид на Аляске через 20 лет (Долгушин, Осипова, 1982).

14.2. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПУЛЬСИРУЮЩИХ ЛЕДНИКОВ

Быстрые подвижки ледников, неоднократно наблюдаемые в Альпах, Исландии и Скандинавии еще со средних веков, обычно рассматривались как фаза наступления в цикле колебаний или как фаза наступания, связанная с изменением климата и процессами оледенения. Термин "пульсирующий ледник" вошел в научную литературу в конце 60-х годов (Долгушин, 1968) как синоним английского термина "surging glacier". Вначале преобладало мнение, что пульсирующие ледники встречаются редко и их следует выделить в особый класс. Дальнейшие исследования, особенно анализ аэрофотоснимков и снимков из космоса, выявили большое число ранее не известных пульсирующих ледников. Оказалось, что очень сложно выявить четкие внешние отличия пульсирующих ледников от неппульсирующих. Зачастую при более детальных наблюдениях обнаруживалось, что у считающегося "спокойным" ледника были значительные подвижки, которые просто ранее не фиксировались. Общим для пульсирующих ледников, несмотря на различия их типов, физико-географических условий их распространения и размеров, является единообразие механизма ледниковых пульсаций.

Обычно наблюдается резко выраженный неустойчивый динамический режим, когда длительная стадия накопления льда в зоне активизации резким скачком сменяется стадией подвижки. В первую из этих стадий верховья ледника получают больше льда, чем расходуют, а низовья, наоборот, деградируют. Этот контраст увеличивается до тех пор, пока не наступит подвижка, при которой значительная масса льда перемещается на участок ниже стабильного конца ледника, без существенного изменения его общей массы. После подвижки процесс накопления льда в верховьях ледника повторяется, а масса льда, "выплеснутого" за пределы сформировавшегося до подвижки конца ледника, разрушается и тает. Различие между пульсирующими и неппульсирующими ледниками заключается, видимо, в большей степени конкретными характеристиками прихода и расхода льда.

К настоящему времени известны сотни пульсирующих ледников. Сосредоточены они главным образом в субполярных районах и в тех горно-ледниковых районах средних широт, где обеспечен значительный приход массы льда в области аккумуляции, в том числе за счет снежных лавин, и где у ледников высокая энергия оледенения и большие значения ледникового коэффициента. Преобладающее количество пульсирующих ледников выявлено на Аляске и на Канадском Арктическом архипелаге, в Гренландии и Исландии, на Шпицбергене, Памире и в горах Средней Азии.

14.3. МЕХАНИЗМ ЛЕДНИКОВЫХ ПУЛЬСАЦИЙ

Для более наглядного представления механизма пульсации рассмотрим ледник простой формы, ложе которого состоит из относительно пологих линейных участков в области аккумуляции и под нижним концом ледника и сравнительно крутого участка (ледопада) между ними (рис. 14.1). В целях упрощения выкладок пренебрежем влиянием боковых поверхностей ложа и не будем учитывать изменения поверхности ледника за счет аккумуляции и абляции.

После очередной подвижки ледника интенсивное движение льда прекращается, глыбы льда смерзаются и возникает более или менее монолитный ледяной массив, в котором происходят преимущественно лишь вязкопластические деформации. Заметное глыбовое скольжение в этот период может наблюдаться лишь на крутом участке ложа, где сдвигающие усилия превышают сопротивление сдвигу. Избыток сдвигающих усилий вызывает дополнительные продольные усилия сжатия, действующие на расположенный ниже массив льда (рис. 14.1, а).

Под действием продольных усилий сжатия монолитный массив льда частично разрушается, граница нарушения сплошности массива постепенно перемещается вниз по телу ледника (рис. 14.1, б), а выше этой границы происходят глыбовое скольжение льда и увеличение толщины ледника за счет продольных напряжений сжатия. На поверхности ледника как бы вырастает множество призматических и пирамидальных ледяных глыб. По мере удаления вверх по склону от границы массивной части ледника скорость перемещения его поверхности увеличивается. Иногда на этой раздробленной поверхности наблюдаются волнообразные повышения и понижения, перемещающиеся вниз со скоростью, превышающей в несколько раз скорость перемещения ледяных глыб. Высота таких волн может достигать нескольких десятков метров. Механизм поверхностных волн пока не изучен. Есть предположения, что они связаны с сезонными изменениями внешних и внутренних условий, определяющих движение ледника (изменениями интенсивности поступления льда в зону "ледопада", сопротивления глыбовому скольжению льда на ложе, подледного стока воды и другими изменениями).

В тот момент, когда граница нарушения сплошности приблизится к нижнему концу ледника настолько, что силы давления сползающей массы льда достигнут величины предельного сопротивления сдвигу

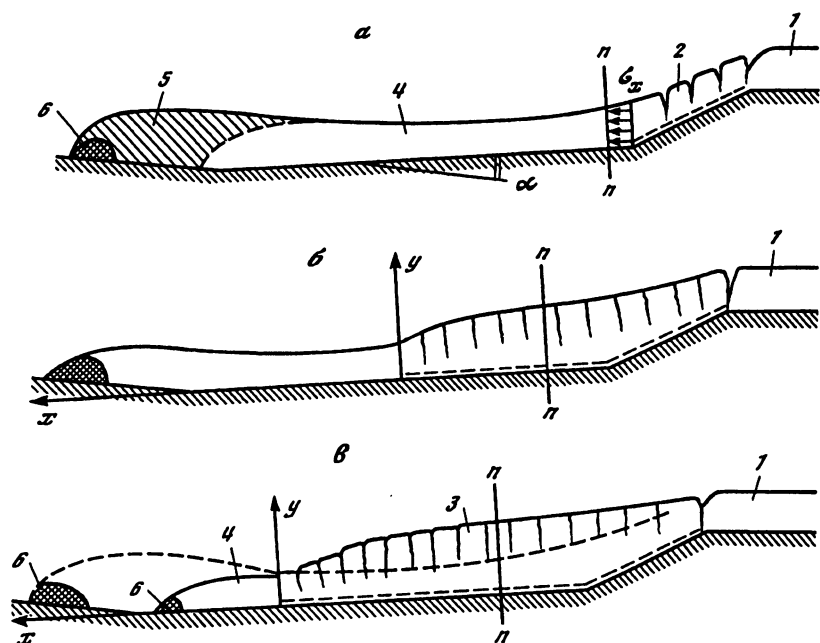


Рис. 14.1. Схема движения пульсирующего ледника

а – продольный профиль ледника после подвижки; *б* – профиль ледника в промежуточный период; *в* – профиль ледника перед подвижкой. 1 – область питания; 2 – ледопад; 3 – ледяной массив, разбитый на блоки; 4 – сплошной ледяной массив; 5 – лед в концевой части ледника, который становится ко времени последующей подвижки; 6 – моренный вал. σ_x – продольные напряжения сжатия

ненарушенного конца ледника, происходит скол льда, и начинается очередная подвижка. Лед в конце ледника начинает перемещаться вниз по склону вместе с моренным материалом или же происходит скол по ледяному массиву, и нарушенная часть ледника выползает на концевой участок. Потерявшая опору ледяная масса ускоряет свое движение и перемещается вниз по ложу до тех пор, пока силы сопротивления движению, которые увеличиваются по мере перемещения льда на более пологий участок ложа, не затормозят и не остановят движение льда. Поверхность ледника в процессе подвижки в нижней части повышается, а в верхней – понижается (рис. 14.1, в).

На рис. 14.2 представлены продольные профили поверхности ледника Медвежьего до и после подвижки в 1973 г. Там же приведены эпюры поверхностных скоростей движения ледника. Расчетная скорость вязкого течения ледника не превышает нескольких сантиметров в сутки, в данном же случае скорости перемещения поверхности достигали до 300 см/сут. Это значит, что основным механизмом движения ледника в разрушенной зоне является глыбовое скольжение по ложу, сопровождаемое относительными смещениями глыб. Наблюдается

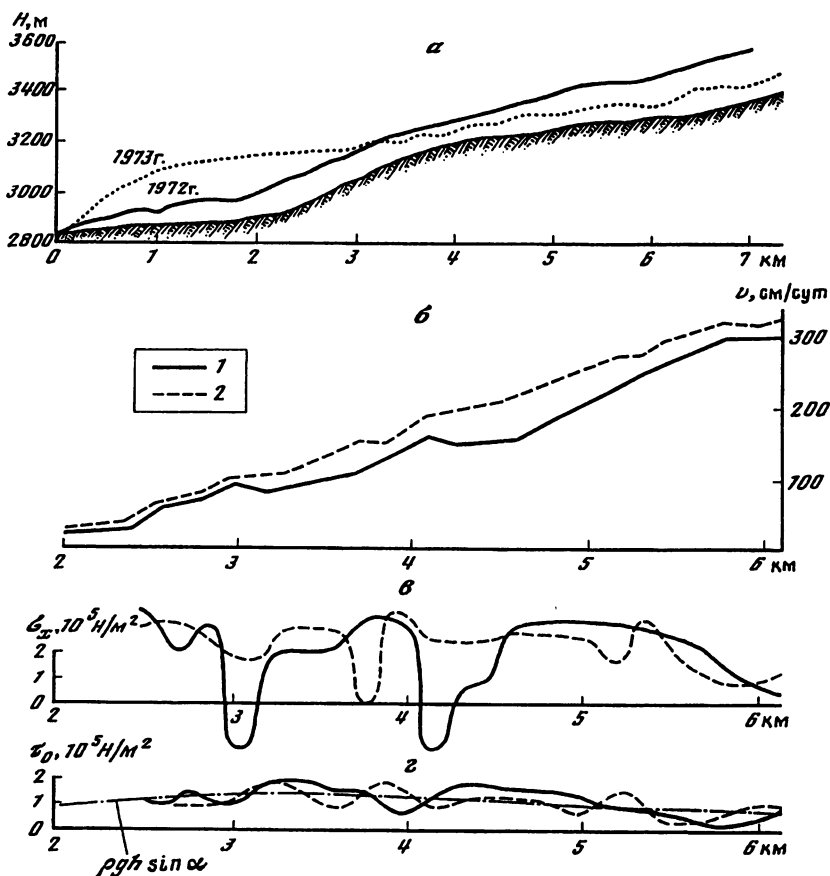


Рис. 14.2. Эпюры продольных напряжений σ_x и сопротивления скольжению льда по ложу τ_0 для ледника Медвежьего

a – продольный профиль ледника за год до подвижки и после нее; *б* – эпюры скоростей движения льда; *в* – эпюры продольных напряжений; *г* – эпюры сопротивления скольжению льда по ложу. 1 – за период с 20 июня по 7 июля 1972 г.; 2 – за период с 7 по 19 июля 1972 г.

закономерное увеличение скоростей движения льда по мере удаления от границы ненарушенной части ледника, и только на локальных участках скорости могут не меняться или даже несколько уменьшаться, что, видимо, обусловлено неровностями ледникового ложа и другими местными возмущениями. На тех участках, где скорости движения постоянны, дополнительные продольные напряжения сжатия отсутствуют. Если в каких-то местах скорости движения убывают, то это указывает на действие растягивающих усилий.

В данном случае мы говорим об условных растягивающих усилиях в

массиве ледника, которые накладываются на гидростатическое давление. В результате такого наложения истинные растягивающие напряжения проявляются лишь в верхних слоях ледника до глубины, где гидростатическое давление достигает величины расчетного напряжения растяжения. Там, где напряжения превышают предел прочности льда на разрыв, происходят разрывы ледяного массива с раскрытием трещин между блоками. Это характерно для участков перегиба продольного профиля ледникового ложа в верховьях ледопадов.

Зная распределение скоростей движения поверхности, можно определить величину продольных напряжений сжатия в леднике и величину сопротивления скольжению по ложу. По разности скоростей движения поверхности в двух точках, удаленных одна от другой на расстояние Δl , можно вычислить скорость относительного продольного сжатия $\dot{\epsilon}_x$, которая, в свою очередь, определяется величиной напряжений продольного сжатия $\sigma_{сж}$ на рассматриваемом участке:

$$\dot{\epsilon}_x = \frac{v_2 - v_1}{\Delta l} = \frac{K}{1 - \theta} \frac{\sigma_x^2}{8}. \quad (14.1)$$

Тот факт, что ледник разбит на блоки, в данном случае не препятствует использованию этих упрощенных формул, так как блочная структура четко выражена лишь в верхнем слое ледника, а ниже блоки смыкаются в результате гидростатического давления, которое не оказывает существенного влияния на скорость вязкопластических деформаций льда.

Таким образом, имея эпюру скоростей движения и продольный профиль поверхности ледника, можно вычислить величины продольных напряжений сжатия и построить профиль изменения напряжений (рис. 14.2, в). Продольные напряжения сжатия можно вычислить и по величине поднятия поверхности ледника, исходя из того, что лед практически несжимаем и относительные деформации утолщения ледника соответствуют относительным деформациям продольного сжатия.

Эпюра продольных напряжений дает возможность вычислить величину действующих сил сопротивления скольжению льда по ложу. На участке, где продольные напряжения сжатия по мере удаления от ненарушенной части ледника уменьшаются, сопротивление скольжению на ложе τ_0 меньше величины сдвигающих усилий ($\tau_0 < \rho gh \sin \alpha_n$). Увеличение продольных напряжений сжатия указывает на то, что сопротивление скольжению превышает величину сдвигающих сил ($\tau_0 > \rho gh \sin \alpha_n$). При расчетах величины сопротивления скольжению на участке, где определено наличие растягивающих усилий, необходимо учитывать возможность раскрытия трещин, поэтому расчетная толщина ледника должна быть уменьшена по сравнению с фактической на величину, соответствующую глубине, где растягивающие усилия компенсируются гидростатическим давлением.

Наблюдается тесная взаимосвязь скоростей движения льда с величинами сопротивления скольжению льда по ложу путем возникновения

и передачи на соседние участки продольных напряжений сжатия. Величина сопротивления скольжению льда регулирует величину продольных напряжений сжатия в ледниковом теле и, таким образом, влияет на распределение скоростей движения ледника. Изменения скоростей, в свою очередь, вызывают перераспределение продольных напряжений и изменяют величину сопротивления скольжению. Изменение сопротивления скольжению связано с выделением тепла при трении и изменением реальных контактов льда с ложем при появлении на нем воды, а также моренного материала у ложа. Расчетная величина сопротивления скольжению по ложу ледника Медвежьего (рис. 14.2, г) оказалась близкой к величине предела длительной ползучести льда при температуре таяния ($\tau_0 \approx \tau_{дл} \approx 0,1$ МПа).

Исходя из описанного механизма, можно выделить три необходимых условия, при сочетании которых возможна пульсация ледника: 1) наличие относительно пологого участка ложа под концом ледника, где затруднено глыбовое скольжение льда вниз по склону; 2) наличие участка с относительно повышенным уклоном ложа (типа "ледопада"), где усилия сдвига у ложа превышают величину предела длительной ползучести льда ($\rho g \sin \alpha_n > \tau_{дл}$) и способствуют возникновению продольных напряжений сжатия в леднике ниже этого участка; 3) достаточно интенсивное поступление льда из области аккумуляции, обеспечивающее создание условий для повышения продольных напряжений сжатия и увеличения толщины ледника, нарушения сплошности ледникового тела, продвижения границы зоны активизации в сторону конца ледника и быстрой "подвижки" массы льда на участок ниже сформировавшегося перед подвижкой конца ледника.

14.4. ПОСЛЕДСТВИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ПОДВИЖЕК

Подвижки большинства ледников чаще всего просто никем не отмечались из-за их удаленности от населенных пунктов и трудной доступности. Лишь спустя некоторое время фиксировались их последствия при анализе аэро- и космических снимков или при посещении ледниковых районов. Неблагоприятные последствия наблюдаются чаще всего там, где при подвижке ледника поток раздробленного льда создает завалы и своеобразные ледяные плотины, способствующие образованию подпрудных озер. Наполнение их водой и последующий прорыв ледяной плотины могут приводить к возникновению разрушительных волн и селевых потоков, распространяющихся вниз по долине и реке и производящих разрушения на своем пути. Характерный пример такого хода событий – образование подпрудного озера у ледника Медвежьего и его прорывы (Долгушин, Осипова, 1982).

Во время подвижки ледника Медвежьего в 1963 г. была заблокирована льдом долина р. Абукадор и началось наполнение озера. Максимальная глубина его превысила 80 м. Вода начала стекать вдоль борта долины между ледником и склоном, и образовалось второе озеро, также подпруженное льдом. Затем ледяная перемычка была прорвана, и вниз

по долине устремился мощный поток воды, вызвавший разрушительный сель, который уничтожил расположенное на берегу здание электростанции и дома жилого поселка. Подвижка ледника в 1973 г. была более мощной, чем в 1963 г. Более высокой оказалась и ледяная плотина, максимальная глубина озера достигла 110 м, а его объем превысил 16 млн м³. К счастью, вода начала просачиваться по краевому разлому, и опорожнение озера произошло без катастрофического потока.

В результате изменений толщины и скорости движения пульсирующие ледники иногда подрезают камнепадные и селевые конусы и этим стимулируют поступление на ледник продуктов выветривания склонов. Подвижки ледников часто сопровождаются быстрой транспортировкой моренного материала, а также выносом его потоками воды за пределы ледникового бассейна, особенно при прорывах подпрудных озер.

14.5. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЛЕДНИКОВЫХ ПУЛЬСАЦИЙ

Одной из задач изучения пульсирующих ледников является прогнозирование времени очередной подвижки с целью принятия мер для уменьшения возможных неблагоприятных последствий.

Анализ материалов, характеризующих ранее имевшие место подвижки, позволяет оценить периоды их пульсаций и ориентировочно прогнозировать время ожидаемой очередной подвижки. Более детальное прогнозирование требует специальных наблюдений и расчетов.

Хорошие результаты дают периодические стереофотограмметрические съемки поверхности ледника в активной зоне, на основании которых можно определить скорости движения ледника и положение фронта активизации. Использование этих сведений в сочетании с морфологическими характеристиками и имеющимися сведениями о предыдущих подвижках ледника дают возможность прогнозировать конкретные сроки и размеры очередной подвижки.

Глава 15

ЭРОЗИОННАЯ, ТРАНСПОРТИРУЮЩАЯ И АККУМУЛИРУЮЩАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЛЕДНИКОВ

15.1. ЛЕДНИКОВАЯ ЭРОЗИЯ

Ледники при своем движении способствуют разрушению горных пород на их ложе, называемому **ледниковой эрозией**. Разрушение происходит преимущественно путем откалывания (отщепления) кусков пород из растрескавшегося ложа и истирания (абразии) ложа скользящим по нему льдом с обломками твердых горных пород. Оба эти вида ледниковой эрозии действуют совместно.

Интенсивность процесса отщепления зависит от микрорельефа

залегающих под ледником горных пород, их механических свойств и наличия трещин, условий взаимодействия ледника с ложем, скорости глыбового скольжения и ряда других факторов (наличия воды, температурного режима и др.). Отщепление чаще всего происходит на поверхности выступов с их низовой стороны и там, где изменяется направление линий тока, а также в местах, где возможно примерзание обломков ко льду. Иногда откалываются довольно крупные глыбы.

Контактирующие с ложем и влекаемые ледником твердые глыбы и обломки активно разрушают горные породы на ложе, образуя на них борозды, желоба и штриховку. Вследствие процессов абразии скальные выступы сглаживаются, поверхность ложа истирается, понижается и меняет свое очертание. При наступании ледника на участок, где залегают рыхлые породы, происходит своеобразное "выпахивание" этих пород и их захват ледником. Выпахиванию ледникового ложа способствует морозное выветривание.

Следы эрозионной деятельности ледника наиболее четко проявляются на выступах и буграх. Наблюдения в Альпах показали, что ледниковая эрозия на твердых коренных породах составляет от 2 до 15 мм в год. Существует мнение, что ледниковая эрозия по своей величине сопоставима с речной, и ледниковые покровы являются мощным фактором рельефообразования.

В процессе глыбового скольжения ледник захватывает откалывающиеся от дна и боковых стенок ледникового ложа куски твердых скальных пород. В тело ледника попадают также горные породы, обрушивающиеся и осыпающиеся с обрамляющих ледник боковых склонов. Ледник может захватывать также материал донных морен. В результате этих процессов в нижних слоях ледника увеличивается содержание обломочного материала, который, соприкасаясь с поверхностью ложа и особенно со скальными выступами, увеличивает силы трения и интенсивность ледниковой эрозии. Силы трения тем больше, чем больше скорость скольжения и давление ледника на ложе. В местах, где линии тока огибают неровности и встречают препятствия, возникают повышенные местные давления, способствующие усилению абразии.

Интенсивность ледниковой эрозии вдоль продольного профиля ложа может существенно изменяться. Наибольшая интенсивность наблюдается на участках уменьшения крутизны ложа, т.е. там, где продольный профиль имеет вогнутое очертание. Такие участки характеризуются значительными величинами толщины ледника и наличием продольных напряжений сжатия в теле ледника, что способствует увеличению сил трения. Наименьшая интенсивность эрозии наблюдается на верхних зонах крутых участков. Там скорости скольжения обычно повышены, но толщина ледника и давление на ложе относительно понижены, что способствует развитию процессов отщепления кусков породы от скального ложа.

15.2. ЭРОЗИОННЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

В период существования ледника вследствие его движения и процессов эрозии вырабатываются специфические формы рельефа лежа ледника. Такие формы можно наглядно наблюдать на многих участках, где ледники отступили или вовсе исчезли.

В привершинных частях склонов ледниковых высокогорий распространены чашеобразные впадины: кары и ледниковые цирки. Выработка кара начинается с накопления снега и образования снежника на склоне. В весеннее время в дневные часы происходит таяние снега и вода проникает в поры и трещины подстилающих горных пород. Ночью же, вследствие замерзания воды в трещинах пород по краям снежника, происходит разрушение пород – морозное выветривание. Продукты выветривания удаляются ручейками талой воды и солифлюкцией. Постепенно поверхность участка, где находится снежник, углубляется, и когда углубление становится значительным, снежник превращается в фирновое пятно. Интенсивная эрозия по краям снежника раздвигает границы впадины, стенки кара отступают и их высота в верховьях увеличивается. При дальнейшем увеличении мощности фирна возникает возможность образования карового ледника.

С переходом снежников в каровые ледники начинается выпахивание породы на днище кара и образование ригеля, а морозное выветривание на верхней границе ведет к отступанию задней стенки и увеличению ее крутизны (рис. 15.1). Большие кары образуются в породах изверженного и метаморфического типа, способных держать высокие крутые обрывы. Ширина среднего по размерам кара – 1–2 км, а высота задней стенки – порядка 300 м.

Ледниковыми цирками называют большие кары, полукругом замыкающие верховья ледниковых долин. Это название применяется также как синоним понятия "кар".

С эрозионной деятельностью ледников связано изменение формы поперечного сечения вмещающих их долин. Для районов, где борта долины сложены сланцами или другими недостаточно стойкими породами, разрушение их идет главным образом за счет отщепления кусков породы. В этом случае вырабатывается весь профиль долины, она становится шире и глубже, мало меняя свой V-образный профиль. В местах, где распространены крепкие породы, преобладает ледниковая эрозия за счет абразии ложка обломками пород. В этих условиях наиболее интенсивно разрабатывается нижняя часть профиля и V-образный профиль преобразуется в корытообразный.

Долины, которые в результате ледниковой деятельности приобрели корытообразный поперечный профиль с широким дном и крутыми стенками, получили название **троговых долин**, или просто **трогов** (рис. 15.2). В выработке трогов участвуют не только лед, но и водные потоки между ледником и склонами долины и подледниковые потоки. Последние могут вырезать в устойчивых породах узкие глубокие каньоны. Существуют предположения, что многие морские фьорды на Скандинавском полуострове, в Гренландии и на Аляске возникли в результате

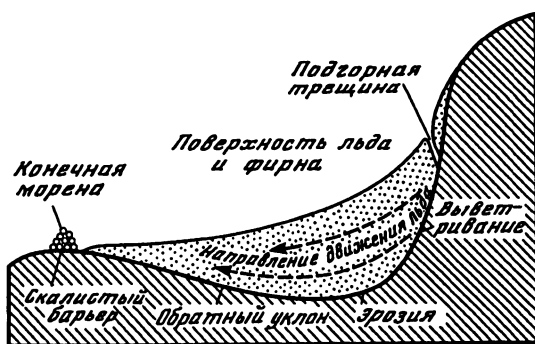


Рис. 15.1. Схема кара и карового ледника

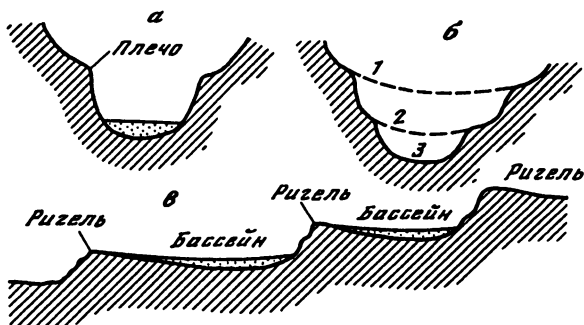


Рис. 15.2. Схематические поперечные (а и б) и продольный (в) профили троговой долины

1-3 — предполагаемая последовательность врезания корытообразной долины

обработки ледниками и последующего затопления морем речных долин и тектонических впадин.

Продольный профиль дна ледниковой долины обычно неоднородный по уклону: на одних участках уклон небольшой, бывают даже участки с обратным уклоном, на других — более крутой. В долине вырабатываются удлиненные плоскодонные и ложкообразные бассейны, разделенные протягивающимися поперек долины барьерами и порогами — **ригелями** (см. рис. 15.2, в). Ригели возникают чаще всего в местах выхода более прочных пород. Чем большим препятствием течению льда является ригель или сужение долины, тем больше бассейн вырабатывается вверх от препятствия.

15.3. МОРЕНЫ

Термин "морена" имеет несколько значений. Этим термином, а точнее, **моренным материалом**, принято называть всю массу попавшего в ледник минерального материала — от крупных глыб и их облом-

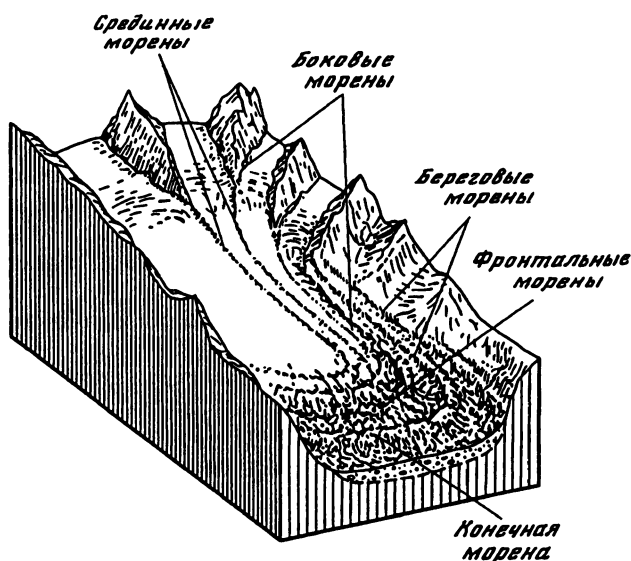


Рис. 15.3. Морфологические типы морен

ков до мелкой пыли. Мореной называют также не только перемещаемый и отлагаемый ледником материал, но и формы рельефа, сложенные этим материалом. Можно выделить следующие варианты применения этого термина.

Переносимые ледником на своей поверхности и внутри их толщи массы обломков горных пород называют **поверхностными, внутренними и придонными** моренами (рис. 15.3).

Морфологические элементы ледников в виде гряд мореносодержащего льда, покрытых чехлом обломочного материала, получили названия **боковых, срединных и фронтальных морен**. Принесенный и отложенный ледниками материал образует **основные (донные), абляционные и конечные морены**. После отступления ледников остаются холмы и гряды отложенных морен.

В разрезе ледника на фоне нормального белого льда и лент голубого льда четко выделяются слои, засоренные пылеватыми частицами или обломками горных пород. Мореносодержащие прослойки чаще всего не выдержаны по простиранию и представляют собой длинные плоские линзы. Они выклиниваются, ветвятся и объединяются, часто пересекая друг друга. Общая мощность мореносодержащего льда может варьировать в зависимости от множества внешних факторов и динамики ледника в широких пределах.

Основная масса моренного материала поступает за счет эрозии ледникового ложа путем отщепления обломков пород, динамического взаимодействия прочных обломков с ложем и "сдирания" рыхлых пород. Моренный материал попадает в тело ледника также с горных склонов.

Поверхностные морены образуются в результате падения обломков пород со склонов на ледник, вытаявания внутренней морены и выхода придонной морены на поверхность. Постоянным источником питания поверхностных морен служат обнаженные участки склонов долин, а не полярных ледников – **нунатаки**. Большое количество обломочного материала одновременно доставляют на ледник камнепады, обвалы и снежные лавины. Обломочный материал может нагромождаться по краям ледника в виде гряд боковых морен, которые вблизи от конца ледника нередко образуют ряд террасовидных поверхностей, ступенчато спускающихся от склонов долины до поверхности льда. Если на леднике сливаются две или больше ветвей, то объединенные боковые морены соседних ветвей образуют срединные морены.

Наблюдается некоторая зависимость между мощностью поверхностной морены и скоростью движения ледника, и на участках с быстрым движением толщина моренного покрова уменьшается. По этой причине мощность морены увеличивается к краям и к концу ледника.

Материал поверхностной морены движется преимущественно пассивно. Однако летом в процессе таяния может наблюдаться его сползание с неровностей рельефа. На конце ледника моренный покров сбрасывается к подножию фронта ледника, а на мертвых льдах моренный материал формирует беспорядочное скопление холмов и понижений.

Внутренняя морена формируется из сваливающихся на поверхность ледника и втягиваемых внутрь ледяного массива обломков горных пород, а также вследствие попадания в ледниковые трещины поверхностной морены.

Придонная морена возникает с самого начала образования ледника, когда фирн превращается в лед и начинает двигаться, а вместе с ним приходит в движение каменный материал, находящийся здесь до образования ледника. В придонную морену входит также опускающаяся внутренняя морена. За счет трения обломков пород о ложе придонная морена пополняется рыхлым материалом и отщепляемыми кусками скальных пород.

В отложенных моренах выделяют две главные фации: основную (донную) и абляционную. Первая образуется под ледниками в процессе постепенного отложения обломочного материала, переносимого в составе придонной морены. Вторая формируется в результате вытаявания льда из поверхностной и внутренней морен и стекания водонасыщенной поверхностной морены по склонам.

15.4. ЛЕДНИКОВЫЕ И ВОДНО-ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Ледниковые отложения состоят из смеси перемешанных друг с другом разнородных составных частей: от огромных валунов до тончайшей пыли. Крупные элементы преобладают в морене при обработке ледником твердых горных пород. Валун в этом случае угловато окатанные, на их сторонах можно обнаружить штриховку и царапины.

Основная морена обычно состоит из валунной глины и валунного суглинка и представляет плотную вязкую массу, в которую беспорядочно включены валуны. Иногда камни лежат в этой массе таким образом, что их длинные оси находятся в направлении движения ледника. Мощность основной морены может значительно изменяться даже на небольших расстояниях, достигая 50 м и более. Граница между мореной и подстилающими породами обычно резкая, особенно если породы достаточно твердые.

Отдельные крупные глыбы и камни, унесенные ледником далеко от места их захвата, называются **эргатическими валунами**.

Характерной особенностью создаваемого ледниковой аккумуляцией ландшафта является чередование холмов и увалов с замкнутыми впадинами, часто заполненными болотами или озерами.

С ледниками тесно связана деятельность потоков талых вод. Возникающие в результате размыва и переотложения водой моренные материалы называются **флювиогляциальными**. Водные потоки нагромождают за внешней границей конечных морен галечные и песчаные пляжи. Вследствие слияния конусов выноса перемытого моренного материала образуются **зандровые равнины**. Для них характерны сложные системы каналов и резкие сезонные колебания воды в водотоках.

Водно-ледниковые отложения в виде холмов, гряд и террас называются **эскерами**. Им свойственно двучленное строение: внизу обычно залегают горизонтальные и наклонные слои песка, ленточные глины и галька, а сверху – абляционная морена и валунно-галечные отложения. К разнovidностям эскеров принадлежат *камы, камовые террасы и озы*.

Камами называют крутосклонные холмы и короткие гряды в областях древних оледенений, сложенные в основном песчаным и гравийно-галечниковым материалом с горизонтальной и косой слоистостью. Слоистые камовые осадки накапливаются в понижениях между ледяными глыбами, куда стекает пересортированный материал с остаточных ледниковых массивов. Крупные камы, прислоняющиеся к коренным склонам долин и имеющие плоские поверхности, называются **камовыми террасами**. Камы образуются также путем слияния флювиогляциальных дельтовых конусов или просадки материала, отложившегося на поверхности мертвого льда.

Озами называют линейно вытянутые гряды, сложенные песками, гравием и галькой. Озы обычно располагаются на днищах котловин и долин: их образование чаще всего связано с заполнением внутриледниковых тоннелей и трещин продуктами перемыва морены.

15.5. СЛЕДЫ ЛЕДНИКОВОЙ ЭКЗАРАЦИИ И АККУМУЛЯЦИИ – ПОКАЗАТЕЛИ ИСТОРИИ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Исследование следов деятельности ледников дает весьма ценную информацию для установления истории возникновения и развития современного оледенения Земли. Морены являются важнейшими и практически единственными источниками информации о древних мате-

риковых оледенениях. В их строении и составе хранится "память" об ареалах рассеивания ледниковых включений и их границах, о разновозрастных оледенениях и стадиях их развития, о механизме формирования ледниковых образований. На основе этой информации разрабатываются представления о положении ледораздельных зон и ледниковых потоков, об их активности. Так, на основании изучения морен и валунов на территории Русской равнины установлены пути движения ледниковых покровов и переноса валунов в плейстоцене (Серебрянный и др., 1988).

При изучении древних морен возникают сложности из-за того, что моренный материал мог неоднократно перекладываться в различные стадии оледенения. Более точные сведения можно получить при изучении относительно молодых морен. Наиболее информативным являются ледниковые отложения, сформировавшиеся во время фаз активного движения ледников и сохранившиеся при уменьшении их активности. Исследования морен включают анализ их минералогического состава, определение структуры и текстуры, измерения углов наклона и степени окатанности галек в моренах.

На поверхности ледников встречаются серии срединных морен, существенно различающихся по вещественному составу. Эти различия помогают точно определить положение источников их питания. Конечные морены характеризуют следы максимального продвижения концов ледников во время различных стадий оледенения. Важную роль при этом играет определение времени формирования морен. Используется целый ряд методов: фитоценотический, основанный на изучении закономерностей развития растительности на освободившихся от льда субстратах; дендрохронологический (датировка на основании подсчета годовичных колец деревьев); лихенометрический (датировка на основе размеров лишайников, растущих на камнях на поверхности морен); биоиндикационный (датировка на основании спорово-пыльцевого анализа) и др. Датировка морен в сочетании с анализом сведений о современном состоянии ледника и следами его деятельности дают возможность реконструировать изменения оледенения в прошедшее время и оценить интенсивность ледниковой эрозии.

Дополнительные сведения можно получить на основании анализа глинистой фракции морен. Они позволяют установить связь морен с питающими их ледниковыми провинциями – комплексами подстилающих коренных пород на пути движения ледника, что дает возможность уточнять реконструкции направления его движения и изменения во времени и пространстве.

БАЛАНС МАССЫ И ЭНЕРГООБМЕН ЛЕДНИКОВ

16.1. УВЕЛИЧЕНИЕ МАССЫ ЛЕДНИКА

Процесс и результат увеличения массы ледника называют **аккумуляцией**. Основным ее источником служат выпадающие на ледник твердые осадки. Их количество на разных участках ледника может существенно различаться, масса осадков обычно увеличивается с высотой. Вследствие метелей количество аккумулирующегося на поверхности ледника снега не всегда соответствует количеству осадков, на ряде участков аккумуляция уменьшена за счет сноса снега, в других местах наблюдается концентрация откладываемых осадков. Существенный вклад иногда вносит снег, приносимый с окружающих ледник склонов и соседних бассейнов вследствие метелей и схода снежных лавин. К числу второстепенных источников относятся: образование на поверхности ледника инея, твердого налета и изморози, конденсация и сублимация водяного пара и жидкие осадки. Общее увеличение массы ледника происходит в зимний период. Однако при определении удельной аккумуляции в верхних частях ледников, а также на ледниках внутриконтинентальных горных систем в ряде случаев ощутимую добавку дает летняя аккумуляция.

Максимальные значения удельной годовой аккумуляции характерны в центральной части фирнового бассейна, а также у задней стенки и по бортам горного ледника, где существенную добавку дают метелевый перенос снега и снежные лавины. Увеличение аккумуляции с высотой оценивается **градиентом аккумуляции**, однако необходимо учитывать, что для разных частей ледника он может численно отличаться, так как аккумуляция, помимо общих изменений с высотой, зависит от рельефа ледниковой поверхности и окружающих гор.

В суммарную годовую аккумуляцию некоторые исследователи включают внутреннее питание ледника, которое происходит за счет повторного замерзания талой воды в толще фирна и льда. На ряде горных ледников внутреннее питание составляет 10–20% общего количества талых вод, а на ледниках с холодным фирновым типом льдообразования может достигать 50%. Но так как внутреннее питание происходит за счет воды, образующейся при таянии ледника, и не связано с поступлением массы извне, то его нельзя включать в общий объем аккумуляции, а следует учитывать при расчетах баланса массы как ту часть образовавшейся при таянии льда воды, которая не участвует в ледниковом стоке. Эта вода служит источником инфильтрационного льдообразования в фирне ниже слоя текущего года. Таким образом, внутреннее питание можно измерить перемещением ледяной массы из поверхностного слоя в более глубоко расположенные слои фирна.

К внутреннему питанию относят также и массу наложенного льда в зоне ледяного питания между фирновой линией и границей питания ледника.

16.2. УМЕНЬШЕНИЕ МАССЫ ЛЕДНИКА

Процесс и результат уменьшения массы ледника называется **абляцией**. Основными процессами абляции являются таяние и испарение снега и льда, обвалы льда и откалывание айсбергов. По месту проявления различают три вида абляции: **поверхностную, внутриледниковую и подледную**.

Поверхностная абляция обуславливается таянием и возгонкой снега, фирна и льда. Определяющую роль играет таяние, а возгонка имеет существенное значение лишь в условиях высокогорья при солнечной погоде, отрицательной температуре и сухости воздуха. Количественные показатели таяния и возгонки определяют на основании наблюдений и расчетов теплового баланса на поверхности ледника. Поверхностная абляция, так же как и аккумуляция, измеряются в граммах на квадратный сантиметр или в миллиграммах водного эквивалента. На ледниках абляция обычно уменьшается с высотой. Градиент уменьшения абляции на языках ледников в среднеширотных горных странах равен 6–10 мм/м, а в арктических районах он снижается до 3–5 мм/м.

При оценке абляции необходимо учитывать, что часть воды, образующейся при таянии поверхностного слоя снега и фирна, расходуется на инфильтрационное льдообразование. В связи с этим фактическое уменьшение массы ледника равно разнице между величинами поверхностной абляции и инфильтрационного льдообразования.

Подледная абляция происходит на границе ледника с ложем под воздействием геотермического теплового потока и тепла, выделяемого при скольжении ледника по ложу. Внутриледниковая абляция происходит внутри ледника за счет тепла, выделяемого при вязкопластических деформациях льда и относительных смещениях ледяных блоков, а также при попадании в трещины и полости ледника воды и воздуха. Практических способов измерения подледной и внутриледниковой абляции не существует, поэтому их интенсивность определяют лишь по результатам косвенных расчетов. Эти два вида абляции в наибольшей степени проявляются на горных ледниках, на тех участках, где наблюдаются большие скорости глыбового скольжения, в частности, на пульсирующих ледниках. По ориентировочным оценкам, они не превышают 5% поверхностной абляции.

Убыль массы ледника вследствие обвалов и откалывания айсбергов называется **механической абляцией**. Она характерна для висячих, "морских" и шельфовых ледников.

16.3. БАЛАНС МАССЫ ЛЕДНИКА

Балансом массы ледника называется соотношение прихода и расхода массы снега, фирна и льда на леднике за определенное время, т.е. разница между величинами аккумуляции и абляции. Его можно вычислить в граммах на квадратный сантиметр или в миллиметрах водного эквивалента для любой точки поверхности ледника. Аналогичным образом определяется усредненный баланс массы для

выбранных участков, высотных зон и ледника в целом. В некоторых случаях определяют суммарный баланс массы для областей аккумуляции, абляции и ледника в целом в единицах массы (тонна).

Нарастание массы от летней поверхности до наступающего в конце зимы максимума снегонакопления называется **зимним балансом массы**, а уменьшение массы от максимума снегонакопления до конца таяния, когда формируется новая летняя поверхность (поверхность ледника в момент окончания периода абляции), называется **летним балансом массы**. Алгебраическая сумма аккумуляции и абляции дает **годовой баланс массы**.

Подсчеты баланса массы производятся на основании конкретных измерений аккумуляции и абляции на поверхности ледника на выбранных для этого точках.

Существует два основных вида полевых измерений баланса массы – **стратиграфическая система** и **система фиксированных дат**.

Стратиграфическая система основана на получении данных путем измерений в шурфах, скважинах и по речной сети. В качестве основного маркирующего горизонта принимается летняя поверхность, формирующаяся к моменту существования наименьшей массы. Время ее образования принимается за переход от одного балансового года к другому и соответственно расчет баланса производится относительно этого уровня. Аккумуляция и абляция происходят в течение всего года, а балансовая кривая делится на два участка: зимний и летний балансы (рис. 16.1, I). Некоторым затруднением при использовании этой системы расчетов является то, что начало зимнего сезона и балансового года на разных высотных уровнях конкретного ледника наблюдается в разное время. Из-за этого очень трудно выявить момент, к которому действительно приурочен максимум водозапаса крупного ледника в целом, и нельзя точно определить фактический максимум водозапаса.

В системе фиксированных дат основным показателем времени служит расчетный год с конкретной для заданного ледника датой его начала (см. рис. 16.1, II). Итоговой величиной служит годовой баланс массы, составляющий алгебраическую сумму аккумуляции и абляции за год, которая может отличаться от суммы зимнего и летнего балансов в связи с несовпадением начала и конца балансового года с датами отсчета сезонных балансов. Обе системы измерений связаны между собой и дополняют одна другую.

При организации наблюдений за балансом массы ледник делится на высотные зоны (чаще всего через 100 м), для каждой зоны определяются свои показатели баланса. В области аккумуляции баланс положительный, а в области абляции – отрицательный (рис. 16.2). Общий баланс ледника определяется как сумма балансов по выделенным высотным зонам.

Изменения годового баланса массы ледника тесно связаны с климатом, и прежде всего с изменениями атмосферной циркуляции, и аномалиями осадков и температуры воздуха. При этом не всегда удается выделить четкие закономерности. Например, повышение сред-

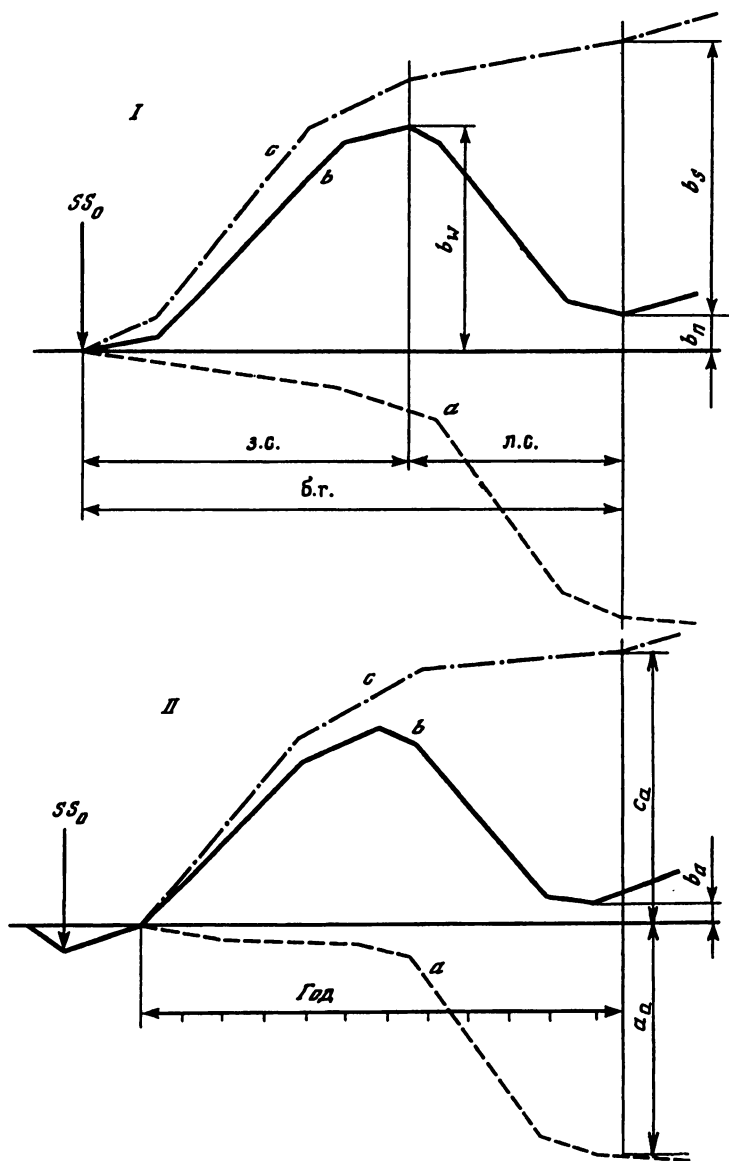


Рис. 16.1. Диаграммы баланса массы ледника

I – стратиграфическая система; *II* – система фиксированных дат

a – абляция; b – баланс массы; c – аккумуляция; SS_0 – время формирования летней поверхности; з.с. – зимний сезон; л.с. – летний сезон; б.г. – балансовый год; b_W – зимний баланс; b_S – летний баланс; b_H – чистый баланс; b_A – годовой баланс; c_A – годовая аккумуляция; a_A – годовая абляция

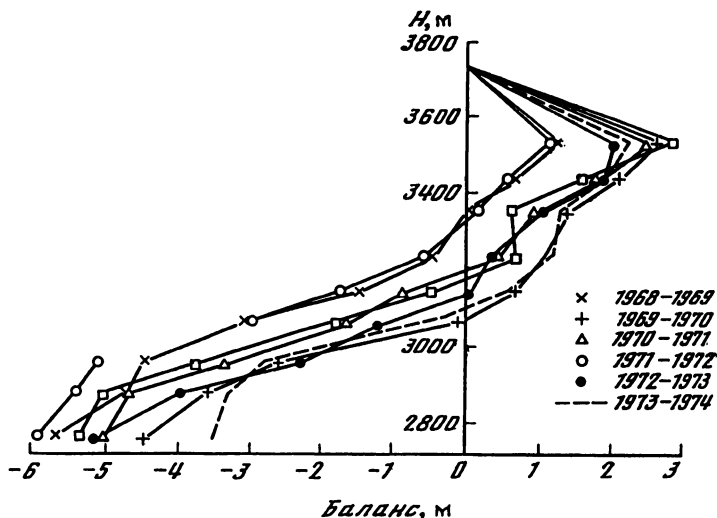


Рис. 16.2. Балансовые кривые ледника Джанкуат

негодовой температуры воздуха увеличивает абляцию и соответственно уменьшает годовой баланс массы. Однако при этом может увеличиваться количество твердых осадков, что приведет к увеличению баланса. Такие случаи наблюдались на ледниках в южной части Норвегии и в наиболее увлажненных районах Альп.

16.4. РАДИАЦИОННЫЙ И ТЕПЛОВОЙ БАЛАНСЫ ПОВЕРХНОСТИ ЛЕДНИКА

Для количественной оценки поверхностной абляции ледника требуется проводить комплексные метеорологические и гляциологические наблюдения и расчеты радиационного и теплового балансов.

Радиационный баланс позволяет оценить суммарное количество тепла, которое поверхность ледника получает или теряет за счет солнечной радиации и излучения:

$$R = (I + D)(1 - A) - E_{\text{дл}} + E_{\text{а}}, \quad (16.1)$$

где R – радиационный баланс (разность между поглощенной ледником суммарной радиацией и эффективным излучением поверхности ледника); I – прямая радиация; D – рассеянная радиация; A – альбедо; $E_{\text{дл}}$ – длинноволновое излучение поверхности ледника; $E_{\text{а}}$ – противозлучение атмосферы (зависит от влажности и температуры воздуха и облачности).

Радиационный баланс ледников за год, как правило, отрицательный. Годовые значения радиационного баланса на леднике Федченко

зафиксированы до $-64\,000\text{ кДж/м}^2$, а в центре Гренландского ледникового покрова до $-380\,000\text{ кДж/м}^2$.

В летние месяцы ледники обычно получают больше радиационного тепла, чем расходуют. Суточные суммы радиационного баланса на языках ледников в южных районах составляют до $15\,000\text{ кДж/м}^2$ и более, а в полярных – областях 3200 кДж/м^2 . В областях питания они соответственно равны 3900 и 650 кДж/м^2 .

Тепловой баланс поверхности ледника учитывает соотношение потоков тепла, приходящих к поверхности ледника и уходящих от нее, разница между этими потоками определяет фазовые переходы на поверхности (точнее, в приповерхностном слое до глубины проникновения радиации). Уравнение теплового баланса имеет вид:

$$m_{\text{т}}L_{\text{п}} \pm m_{\text{исп}}L_{\text{исп}} \pm m_{\text{в}}L_{\text{в}} = R \pm q_1 \pm q_2, \quad (16.2)$$

где $m_{\text{т}}$ – масса тающего снега, фирна и льда на единице горизонтальной поверхности ледника; $m_{\text{исп}}$ – масса испаряющегося (возгонки) льда или масса льда, получаемого в результате сублимации водяного пара (принимается со знаком плюс для сублимации и знаком минус для возгонки); $m_{\text{в}}$ – масса испаряющейся воды (отрицательная величина) или масса воды, получаемой при конденсации водяного пара; $L_{\text{п}}$ – удельная теплота плавления; $L_{\text{исп}}$ – удельная теплота возгонки; $L_{\text{в}}$ – удельная теплота испарения воды; R – радиационный баланс; q_1 – турбулентный теплообмен с воздухом (положительный при потоке тепла в ледник); q_2 – поток тепла в толщу ледника за счет кондуктивной теплопроводности.

Величина $m_{\text{т}}$ в данном случае включает весь объем талой воды, в том числе ту часть, которая расходуется на внутреннее питание ледника (повторно замерзает). Процессы возгонки льда и сублимации пара происходят при отрицательной температуре воздуха. При положительной температуре воздуха происходят испарение воды или конденсация пара.

16.5. ЭНЕРГООБМЕН ВНУТРИ ЛЕДНИКА

При движении ледника потенциальная энергия силы тяжести льда совершает работу, пропорциональную вертикальному перемещению его массы

$$A = mg\Delta h, \quad (16.3)$$

где m – масса заданного для расчетов объема льда; g – ускорение свободного падения; Δh – вертикальное перемещение расчетного объема льда.

Вся эта работа превращается в тепло в тех местах, где действуют силы сопротивления перемещению льда – внутри ледяного массива; проявляется внутреннее сопротивление вязкому течению, на границах между сдвигающимися друг относительно друга блоками льда; действуют силы трения, в нижнем слое льда у ложа; происходят деформации

ползучести льда вследствие повышенных напряжений сдвига, особенно при обтекании препятствий, и на контакте ледника с ложем за счет сил трения при глыбовом скольжении. В этих местах возникают внутренние источники тепла, влияющие на температурный режим ледяного массива. В холодном леднике тепло трения затрачивается на повышение температуры льда, а в леднике, где лед находится при температуре плавления, – на таяние льда. Наибольшее количество тепла, и соответственно наиболее благоприятные условия для внутреннего таяния, наблюдаются на контакте ледника с ложем при наличии интенсивного глыбового скольжения.

Определение количества подледниковых вод требует расчетов полного теплового баланса соответствующих участков ледника в сочетании с расчетами его движения и с учетом геотермического потока тепла из недр земли к подошве ледника.

16.6. СТОК С ЛЕДНИКА

Талый сток из фирновой области определяется по данным баланса массы как разность между количеством стаявшего снега и фирна и величиной внутреннего питания ледника. Стеkanie воды происходит путем просачивания через верхние слои фирна и по системе поверхностных каналов. По мере приближения к фирновой линии вода частично попадает в трещины и продолжает свое движение внутри ледника. В некоторых случаях возможно полное насыщение снега и формирование своеобразных резервуаров жидкоподобной снежной массы. Прорыв запруд из более прочного фирна перед такими резервуарами приводит к образованию водоснежных потоков, ранее в литературе называемых гидронапорными лавинами.

Ниже фирновой линии сток воды происходит на поверхности в виде ручейков, объединяющихся, порой, в более широкие и глубокие русла траншейного вида. Вода движется также по каналам внутри ледника и по подледниковым каналам. Вдоль контакта ледника с бортами вмещающей долины и параллельно его краю возникают маргинальные каналы, по которым стекает вода как с ледника, так и с неледниковых склонов долины.

Общий сток с ледника, помимо воды, образующейся на поверхности ледника вследствие внешнего массоэнергообмена, включает также воду за счет подледного таяния, поступления жидких осадков на леднике и стока с неледниковых участков горно-ледникового бассейна и моренных отложений преимущественно в виде грунтового стока. Расчленение показателей гидрографа на створе, замыкающем горно-ледниковый бассейн, представляет одну из главных задач гидрологии ледников.

НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ЛЕДНИКАМИ

17.1. НАБЛЮДЕНИЯ ЗА КОЛЕБАНИЯМИ ЛЕДНИКОВ

Изменчивость ледников привлекала внимание с давних пор. Уже более ста лет ведутся наблюдения за колебаниями ледников, главным образом за изменениями положения их концов. Секция гляциологии АН СССР (преобразованная в 1993 г. в Гляциологическую ассоциацию) в 1973 г. утвердила "Основные положения по организации и проведению наблюдений за колебаниями ледников", в которых были сформулированы цели изучения колебаний ледников, принципы организации наблюдений и формы отчетных материалов.

Общей задачей наблюдений являются сбор натурных данных об изменениях формы и размеров ледников и определение различных характеристик их внутреннего и внешнего массоэнергообмена. Конечная цель – изучение причин и механизма колебаний ледников и создание научной теории, позволяющей реконструировать прошлые и прогнозировать будущие изменения ледников.

В зависимости от конкретных задач предложено три класса наблюдений, отличающихся друг от друга детальностью и точностью.

Первый класс наблюдений предусматривает сбор натурных данных, необходимых для определения параметров математических моделей ледников, позволяющих описывать нестационарный режим и автоколебания ледников, их массоэнергообмен с внешней средой и реакции на изменения внешних условий. Наблюдения делятся на три группы: гляциологические, гляциогидрологические и гляциометеорологические. Поставленные задачи требуют проведения детальных круглогодичных стационарных наблюдений, что возможно лишь на небольшом количестве ледников.

Результаты наблюдений представляются в виде планов, графиков, схем и таблиц. В качестве первичных материалов рекомендуется составлять и передавать в рабочую группу по колебаниям ледников следующие материалы:

- 1) топографический план поверхности ледника с ближайшим обрамлением в масштабе 1:10 000 или крупнее с указанием точек, где проводились наблюдения;
- 2) совмещенные топографические планы изменения высоты поверхности ледника между очередными съемками;
- 3) топографический план ложа ледника;
- 4) планы-схемы скоростей смещения поверхности ледника;
- 5) таблицы координат точек речной сети и изменений в них высоты поверхности за счет аккумуляции–абляции;
- 6) таблицы смещений точек наблюдений;
- 7) таблицы изменений вертикальных расстояний между реперами в снежно-фирновой толще;
- 8) таблицы измерений массовой плотности снежно-фирновой толщи;

- 9) таблицы измерений температуры снега, фирна и льда;
- 10) таблицы измерений влажности фирна;
- 11) структурно-тектонический план поверхности ледника;
- 12) план распределения моренного материала;
- 13) план ледника и его бассейна с указанием всех точек и маршрутов гляциологических и гляциометеорологических наблюдений;
- 14) таблицы измерений выпавших атмосферных осадков по осадкомерам;
- 15) таблицы градиентных измерений метелевого переноса снега;
- 16) таблицы измерений баланса метелевого и лавинного снега;
- 17) таблицы измерений толщины и плотности снежного покрова;
- 18) таблицы измерений плотности снега в шурфах;
- 19) таблицы измерений таяния снега, фирна и льда;
- 20) таблицы измерений испарения с поверхности ледника и ледникового бассейна;
- 21) таблицы измерений годовой абляции снега, фирна и льда;
- 22) таблицы измерений и расчетов годового накоплений фирна и молодого льда;
- 23) таблицы измерений и расчетов внутреннего питания;
- 24) таблицы измерений стока с ледника и его бассейна;
- 25) панорамные фотографии;
- 26) график закрытости горизонта;
- 27) схемы ледника с указанием типов поверхности и границ сезонного снега в начале, середине и конце периода абляции;
- 28) таблицы основных метеоэлементов и составляющих теплового баланса и таяния на основном пункте наблюдений;
- 29) таблицы продолжительности солнечного сияния;
- 30) таблицы маршрутных наблюдений за температурой и влажностью воздуха и скоростью ветра;
- 31) таблицы ежедневных величин основных метеоэлементов ближайшей к леднику метеорологической станции с 15 мая по 30 сентября того года, когда на леднике велись метеорологические и теплобалансовые исследования;
- 32) таблицы средних месячных значений основных метеоэлементов;
- 33) краткое описание методики.

Основной задачей наблюдений второго класса является сбор фактических данных для статистической характеристики колебаний в заданном районе. В зависимости от возможностей предлагается проведение полустационарных работ дважды в год (в начале и в конце периода абляции), один раз в год (в конце балансового года) или раз в несколько лет. По результатам наблюдений представляются такие же материалы, как и по первому классу, но в уменьшенном объеме.

Задачей наблюдений третьего класса является сбор фактических данных для получения общей картины ледниковых колебаний на рассматриваемой территории, выявления автоколебаний и резких подвижек ледников. Для этого не требуется проведения специальных наблюдений непосредственно на ледниках. Наблюдения могут основываться

на специально организованных повторных аэрофотосъемках и снимках из космоса. Тем не менее желательно проведение хотя бы простейших геодезических измерений доступных мест ледника и его конца, особенно в части определения изменений высоты поверхности. Результаты наблюдений оформляются в виде схем изменения планового и высотного положений ледникового языка.

Наблюдения показали, что каждый ледник даже на одинаковые изменения условий питания и абляции реагирует по-разному, в зависимости от его морфологических и динамических особенностей. В то время как одни ледники отступают, другие, казалось бы в аналогичных условиях, остаются стационарными или даже наступают. Выяснилось, что вынужденные колебания ледников проходят в неустановившемся переходном режиме, вследствие чего прямая связь между изменениями внешних условий и режима ледников зачастую не наблюдается, а порой, просто отсутствует. Поэтому появилась необходимость построения обобщенных математических моделей ледников и проведения разносторонних длительных наблюдений за их колебаниями.

17.2. ИЗМЕРЕНИЯ АККУМУЛЯЦИИ И АБЛЯЦИИ

На леднике устанавливается сеть измерительных деревянных или пластиковых реек через заданные расстояния в узлах регулярной сетки вдоль намеченных маршрутов или выборочно на характерных участках. В период аккумуляции через определенные промежутки времени измеряется толщина снежного покрова. При этом определяется послойная плотность снега в шурфах и вычисляется изменение величины снегозапасов. По возможности проводятся более длительные наблюдения за режимом снегонакопления на специальной площадке на леднике или около него. Оцениваются месячные количества осадков, определяется дополнительная аккумуляция за счет поступления на ледник метелевого снега и схода снежных лавин. Особых усилий требуют наблюдения аккумуляции за счет конденсации и сублимации водяного пара.

В ряде случаев приходится ограничиваться определением суммарной зимней аккумуляции в начале периода абляции. При этом необходимо учитывать, что на разных участках ледника сроки начала абляции различаются. В то время как в нижних частях ледника уже началась абляция, на верхних участках может продолжаться аккумуляция снега.

Абляцию определяют по забуренным в предыдущем сезоне рейкам. При более детальных исследованиях проводят дополнительные метеорологические наблюдения и определяют радиационный и тепловой балансы поверхности ледника. В некоторых случаях замеряется также количество воды, образующейся на выбранной для наблюдений "стоковой площадке". Наиболее сложную задачу представляют наблюдения за абляцией в холодной и теплой фирновой зонах льдообразования, где происходит повторное замерзание части воды, образующейся при таянии поверхностных слоев ледника.

Потребность проведения специальных исследований и расчетов возникает при измерениях абляции за счет возгонки с поверхности снега.

17.3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ДВИЖЕНИЯ

Движение ледника чаще всего характеризуют величинами скоростей перемещения его поверхности. Для этого проводят последовательные измерения перемещений характерных естественных или маркированных точек на поверхности ледника через определенные интервалы времени – от нескольких часов до нескольких лет. Наибольшее распространение получили измерения годовых или суточных скоростей. Учитывая сложности проведения измерений на ледниках и неблагоприятные метеорологические условия, интервалы времени между фактическими измерениями могут отличаться от планируемых по программе. Для получения суточных скоростей интервалы измерений принимаются от нескольких дней до нескольких недель, а на ледниковых куполах, где скорость движения невелика, интервалы между измерениями могут быть увеличены до нескольких лет.

В качестве точек для измерения скоростей движения в некоторых случаях выбираются различные объекты и микроформы рельефа: открытые трещины, огивы, характерные участки поверхностных морен, крупные камни. Такие точки удается находить на горных ледниках в области абляции и на ледопадах, а также на выводных ледниках. При измерениях скоростей на бесконтурных участках ледника или в зонах с интенсивной аккумуляцией скорости точки специально маркируются. К маркировке точек прибегают и в случаях, когда требуется повысить точность измерений.

Процесс маркировки включает закрепление скоростных точек во льду. Самыми распространенными маркировочными знаками являются гляциологические веши и рейки – деревянные, пластиковые, металлические. Их устанавливают в предварительно пробуренные отверстия с таким расчетом, чтобы получить требуемую картину распределения поверхностных скоростей при минимальном количестве реек. Там, где проводятся измерения аккумуляции и абляции, предназначенные для этой цели рейки используются и как скоростные точки.

Среди множества способов измерения скоростей движения ледников выделяются две группы: методы, основанные на определении координат скоростной точки, и методы определения смещений точки (Книжников, 1973).

Для определения координат широко используются геодезические способы (путем прямой или обратной засечки, триангуляции, теодолитных и тахеометрических ходов) и фотограмметрические способы (с использованием наземной или аэрофотограмметрической съемки). Для изучения движения льда крупных ледниковых покровов (Гренландия, Антарктида) применяются астрономические способы, основанные на повторных измерениях в замаркированных пунктах точных географических координат с помощью спутниковой связи.

Методы определения смещений включают механические, геодезические и фотограмметрические способы измерений. Среди последних продуктивным оказался способ псевдопараллакса, основанный на псевдостереоскопическом эффекте при стереоскопическом рассмотрении снимков, полученных с одной точки через определенный интервал времени.

При вычислении скоростей движения ледника, помимо сведений об изменении координат маркированных точек, необходимо учитывать изменение поверхности ледника за счет абляции, уплотнения нижележащих слоев фирна и аккумуляции.

Наблюдения за скоростями движения внутри ледяных массивов ограничены, они сводятся к измерениям в скважинах, подледных тоннелях и ледниковых трещинах. Распределение внутренних скоростей определяется теоретически с помощью математических моделей на основании наблюдений за движением поверхности ледника и комплексом внешних условий.

17.4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ СТРОЕНИЯ И ТОЛЩИНЫ ЛЕДНИКА

Наиболее точные сведения о строении ледника получают при проходке в его толще скважин, особенно при отборе керн для лабораторных исследований. Широкое применение этого способа сдерживается из-за сложности организации буровых работ на ледниках и относительно высокой стоимости таких работ.

Разработано два метода бурения скважин во льду – механическое и термическое. Механическое бурение бывает колонковым с отбором керн или ударным, когда из скважины удаляют лишь ледяную крошку. Термическое бурение также может проводиться с отбором керн, когда лед вокруг керновой колонки протаивается при помощи нагреваемого током кольца, или бескерновым, когда лед протаивают по всему сечению скважины с помощью нагреваемой током иглы, струи пламени, пара или кипятка.

Мелкое ручное бурение применяют для определения строения и температуры верхнего активного слоя, а также для установки измерительных реек. Бурение скважин глубиной более 10 м требует применения специального бурового оборудования.

Бурение ледников начало широко применяться в период Международного геофизического года (1957–1959), и с этого времени технология бурения непрерывно совершенствуется. Разрабатываются портативные установки для бурения скважин средней глубины и стационарные установки для бурения глубоких скважин. Американскими экспедициями в 1966 г. в Гренландии была пройдена скважина глубиной 1387 м до ледникового ложа и в 1968 г. скважина глубиной 2164 м на станции Бэрд в Антарктиде. На вершине главного ледникового купола в Гренландии, возвышающегося на 3235 м, пробурены две скважины глубиной более 3000 м с отбором керн для детальных исследований. Российскими антарктическими экспедициями с 1965 г. проводится

бурение скважин с помощью керновых электротермобуров. На ст. Восток пройдено несколько глубоких скважин, последняя скважина в 1998 г. достигла глубины 3623 м, где возраст льда оценивается в 420 тыс. лет.

Изотопный анализ и комплексные исследования керна из глубоких ледниковых скважин дают богатую информацию для изучения изменений климата и условий оледенения за длительные периоды времени.

Для изучения строения ледников широко применяются геофизические методы, основанные на взаимодействии естественных полей (гравитационного, электромагнитных, гамма-излучений и др.) с искусственно создаваемыми полями (сейсмическими, электрическими, радиоизлучений, ядерных излучений и др.). Распространение получили методы гравиметрической съемки, сейсмондирования, электрзондирования и радиолокации.

Гравиметрическая съемка основана на том, что на ледниках наблюдается аномалия силы тяжести, обусловленная относительно малой плотностью льда по сравнению с плотностью горных пород в ложе и по бокам ледника. По разности силы тяжести в измеряемых точках из ледников и пункте горных пород, принимаемом за исходный, удается оценить ориентировочную толщину ледника с точностью порядка 10–20 м.

Сейсмическое зондирование ледников основано на изучении распространения упругих волн, возбуждаемых искусственным путем с помощью взрывов. Волны преломляются и отражаются на границах ледниковых слоев с различными значениями модуля упругости и на границе ледника с ложем. Отраженные и преломленные волны возвращаются к поверхности ледника, где они регистрируются сейсмоприемниками. Заряды взрывают в скважинах на определенной глубине, а сейсмоприемники устанавливают в удалении от мест взрыва с расчетом получения сейсмопрофилей. Скорость распространения сейсмических волн изменяется в зависимости от плотности и температуры снежно-ледовых масс, в плотном льде она порядка 3600–3900 м/с, а в фирне и снеге существенно меньше. При понижении температуры скорость распространения упругих волн увеличивается. На сейсмограммах регистрируется время прихода волн после взрыва, при этом выделяются три вида волн – поверхностные, отраженные от ложа и преломленные через коренные породы ложа. Анализ сейсмограмм в сочетании с дополнительными сведениями о леднике позволяет оценить его толщину и строение. При более детальных исследованиях, когда увеличивается количество сейсмопрофилей, удается оценивать не только толщину ледника, но и определять конфигурацию подледного рельефа сложного очертания.

Электрзондирование ледников производится методами постоянного и переменного тока. В первом случае измеряют кажущееся электрическое сопротивление при разных разностях питающих электродов на поверхности и определяют параметры геоэлектрического разреза. Анализ таких разрезов позволяет определить толщину ледника и выявить морены. Второй метод основан на частотном электро-

зондировании и интерференции электромагнитных волн разной длины, в том числе радиоволн.

При исследовании толщины, строения и физических свойств ледников широкое распространение получили методы радиозондирования. Направленные радиосигналы проникают в толщу ледника и отражаются от неоднородностей в его толще и от подледного рельефа. Радиоизлучатель и приемные антенны устанавливаются на некотором расстоянии друг от друга, которое задается в соответствии с измеряемой толщиной ледника. Определяется время запаздывания отраженных сигналов на разных частотах (от 5 до 10 000 МГц), при этом удается оценивать не только общую толщину ледника, но и различные детали его строения. Особенно успешно применяется радиолокация, осуществляемая с помощью локационных станций, устанавливаемых на самолетах и вертолетах. При этом применяют методы активной импульсной и частотной радиолокации. Проведение повторных измерений позволяет картировать подледный рельеф, определять внутреннее строение и состояние ледника (например, фиксировать годовые слои в снежно-фирновой толще или трещиноватость льда, фиксировать изменения многих характеристик ледника и даже оценивать направление и величину скоростей перемещения ледниковой поверхности).

17.5. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Направление, изучающее химический, газовый, пылевой и изотопный состав снежно-ледовых образований, получило название **изотопной и геохимической гляциологии** (Котляков, Гордиенко, 1982). Анализ изотопного и газового состава снега и льда дает информацию об условиях среды в период их формирования, процессах в фирново-ледяной толще, составе осадков и древней атмосфере.

Изотопно-геохимический анализ помогает изучить настоящие и прошлые скорости питания ледников, оценить изменения баланса массы ледников, процессов таяния, фильтрации и ледникового стока. Это особенно важно для изучения высокополярных ледниковых покровов, содержащих непрерывную и детальную информацию о природных условиях прошлого. Изотопный, химический и газовый состав ледников, наряду с содержащимися в них микрочастицами пыли, способствуют выяснению закономерностей переноса влаги, солей и аэрозолей в атмосфере Земли и оценке природных и антропогенных примесей, что имеет особое значение в проблеме мониторинга природной среды и прогноза ее будущего развития.

Особо ценные сведения дает анализ ледяных кернов из глубоких ледниковых скважин. В первую очередь определяется содержание стабильных изотопов ^2H и ^{18}O по отношению к наиболее распространенным изотопам H и ^{16}O . Отношения $^2\text{H}/\text{H}$ и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ выражаются величинами δ в тысячных долях (‰) в сравнении со "стандартом средней океанической воды" (SMOW). Эти величины характеризуют

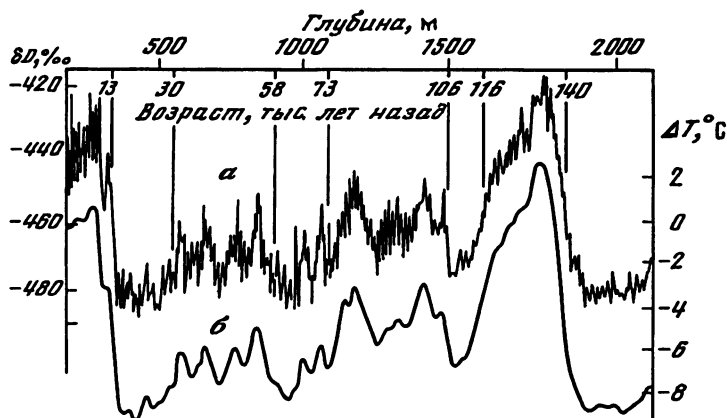


Рис. 17.1. Результаты изотопно-геохимического исследования ледяного керн-а со ст. Восток в Антарктиде (Котляков и др., 1992)

a – кривая относительного содержания дейтерия; *b* – сглаженный график изменения температуры (ΔT – отклонения от современного значения на поверхности ледника)

климатические условия выпадения осадков, сформировавших исследуемый слой ледникового льда. Чем более низкая температура образования осадков, тем меньше значения этих показателей, и наоборот. Увеличение высоты выпадения осадков и расстояние от источника влаги до места их выпадения содействуют уменьшению значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$.

Помимо отмеченных изотопов водорода и кислорода, в ледниковом льде имеется множество других радиоактивных изотопов, некоторые из которых перспективны для определения абсолютного возраста льда. Для чего уже начали определять содержание изотопов ^{210}Pb , ^{32}Si и ^{14}C .

Разработана методика анализа содержащихся в ледяных кернах пузырьков воздуха и определения концентрации в нем парниковых газов – двуокиси углерода (CO_2) и метана (CH_4). Эти данные дают представление о состоянии атмосферы в разные периоды времени, в частности, позволяют корректировать отклонения температуры, вычисленные по изотопным данным.

Наиболее длительный ряд изменений палеотемпературы вычислен по результатам исследований керна со скважин на ст. Восток. На рис. 17.1 представлены результаты определения относительного содержания дейтерия в керне до глубины 2100 м и вычисленные на их основании отклонения температуры на поверхности ледника от современного ее значения за период в 160 тыс. лет. На рис. 17.2 представлено содержание парниковых газов CO_2 и CH_4 в пузырьках воздуха в ледяном керне до глубины 2546 м и уточненные на их основании отклонения температуры за последние 260 тыс. лет. Эти данные показывают, что температура воздуха в прошлые времена была чаще всего ниже современной. Выше современной она поднималась лишь в период 130–120 тыс. лет и частично 10 тыс. лет назад. Наиболее резкие повы-

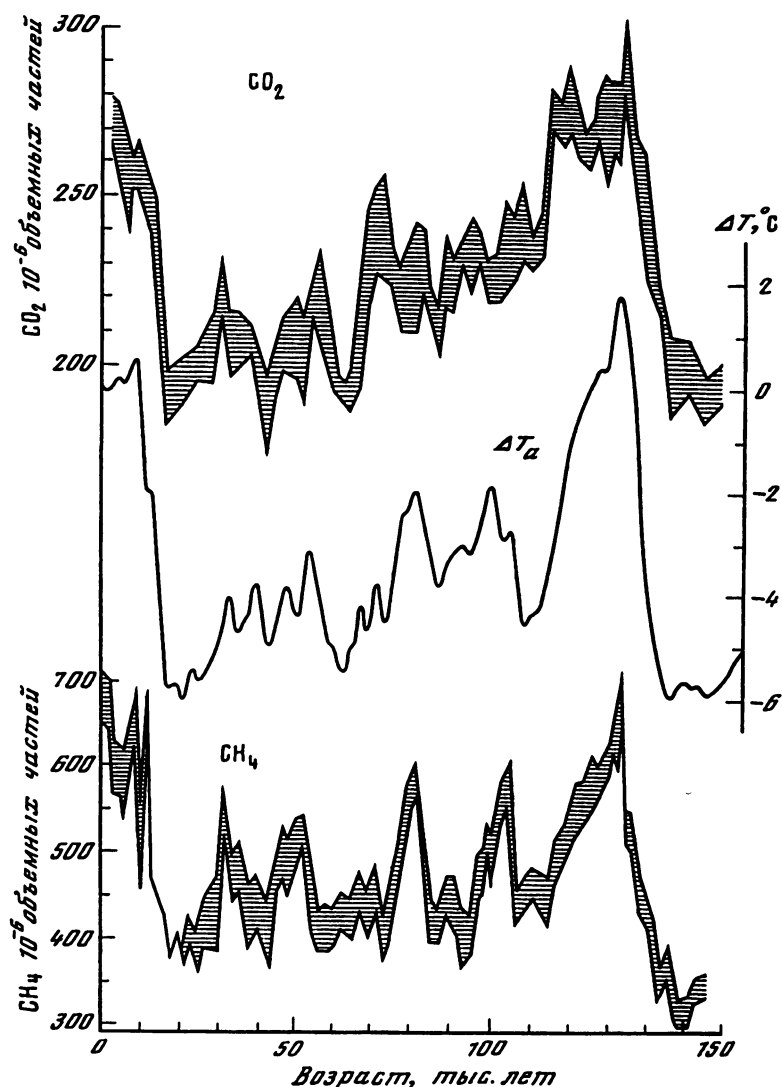


Рис. 17.2. Изменение содержания CO_2 , CH_4 и отклонения температуры воздуха (ΔT) на ст. Восток от современного значения (Котляков, Лориус, 1993)

шения температуры происходили в периоды 140–120 и 20–10 тыс. лет назад. При внимательном рассмотрении температурных кривых можно отметить циклические изменения температуры с периодами 100 тыс. и около 40 тыс. лет, а также менее заметные циклы с периодом 20–21 тыс. лет. Более детальные сведения о результатах исследований

керна со станции Восток можно найти в книге В.М. Котлякова (1994) и в статьях (Котляков, Лориус, 1997; Chappellaz et al., 1990).

В верхних слоях фирново-ледяной толщи распространены искусственные радиоактивные изотопы, образованные при термоядерных взрывах. Анализ содержания этих изотопов, а также оценка содержания во льду пылевых частиц и солей дают возможность более детально изучить изменения климата за последние десятки и сотни лет и оценивать антропогенные воздействия на ледники.

17.6. КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ЛЕДНИКОВ И ЛЕДНИКОВЫХ СИСТЕМ

Для более полной характеристики ледников создаются топографические и многочисленные тематические карты. На топографических картах показываются все характерные черты поверхности, включая абляционные формы и трещины, влекомые и отложенные морены, гидрографическая сеть и приледниковые озера, пути схода на ледник снежных лавин. На таких картах даются четкие границы ледника и положение фирновой линии. Представляют интерес топографические карты ледникового ложа. Среди тематических карт получили распространение карты аккумуляции–абляции, баланса массы, толщины ледника, скоростей движения, колебаний ледников.

Помимо карт конкретных ледников, создаются карты ледниковых систем, на которых изображаются обобщенные характеристики режима группы ледников без выделения конкретных ледников. Ледниковая система представляет совокупность ледников, объединенных территорией и едиными закономерностями их взаимодействия с окружающей средой. Существование общих закономерностей распределения разных гляциологических характеристик в пространстве дает возможность строить непрерывные поля фоновых характеристик ледников. При этом группы ледников образуют иерархию систем разных рангов. Так, А.Н. Кренке (1982) выделил на территории бывшего СССР около 30 самостоятельных ледниковых систем и подсистем, различающихся положением систем по отношению к климатическим фронтам и распределением ледников по экспозициям. Ледниковые системы могут быть устойчивыми или неустойчивыми, эволюционировать или разрушаться. Климатические колебания приводят к тому, что ледниковые системы непостоянны: соотношение отступающих и наступающих ледников не находится в строгом соответствии с состоянием климата.

Картографирование гляциологических систем включает отображение таких показателей, как степень оледенения территории, высоты концов ледников, максимальные высоты рельефа, высоты границ питания, средние летние температуры воздуха на фиксированных высотах, величины аккумуляции–абляции на уровне границы питания и многие другие характеристики. Для этого используются два основных способа изображений – изолиниями и путем выделения ареалов.

Картографирование ледников и ледниковых систем широко применено в "Атласе снежно-ледовых ресурсов мира".

17.7. ВСЕМИРНАЯ СЛУЖБА МОНИТОРИНГА ЛЕДНИКОВ

По инициативе Международной комиссии снега и льда в 1976 г. при Цюрихском федеральном технологическом институте был создан Временный технический секретариат, задачей которого была стандартизация наблюдений за колебаниями ледников и измерений баланса их массы, а также подготовка к изданию Всемирного каталога ледников. В 1986 г. этот секретариат был преобразован во Всемирную службу мониторинга ледников (WGMS – the World Glacier Monitoring Service). В число основных ее задач входит:

- 1) продолжение сбора и публикация стандартизированных сведений о колебаниях ледников за пятилетние интервалы;
- 2) совершенствование, пополнение Всемирного каталога ледников;
- 3) публикация результатов масс-балансовых измерений на репрезентативных ледниках с двухлетним интервалом;
- 4) использование спутниковых наблюдений за труднодоступными ледниками для более полного охвата мировой системы ледников.

Были проанализированы предлагаемые ранее методики наблюдений за ледниками и проведена работа по их совершенствованию, прежде всего в направлении упрощения проводимых наблюдений при одновременном повышении информативности получаемых результатов. В 1988 г. было усовершенствовано положение о Всемирном кадастре ледников, задачей которого остается обобщение сведений о глобальном распространении ледников и их колебаниях в связи с изменениями климата, а также получение более точных сведений о ледниках как о хранилищах пресной воды.

Глава 18

СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ ЗЕМЛИ

18.1. РАЙОНИРОВАНИЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Термин "оледенение" имеет несколько толкований. В широком смысле он отражает совокупность длительно существующих природных льдов разного происхождения: морских, озерных, речных, наледных, грунтовых, пещерных и ледников. Иногда говорят о **наземном, морском и подземном оледенениях**, каждое из которых является совокупностью многолетних льдов разного генезиса. Выделяют также оледенения **покровного, горно-покровного (переходного, или сетчатого) и горного типов**. **Покровное оледенение** представляет собой комплекс ледниковых щитов, куполов, ледяных потоков и шельфовых ледников (например, современное оледенение Антарктиды); **горно-покровное оледенение** – это сочетание локальных ледниковых щитов и куполов с большими долинами и предгорными ледниками (например, ледниковые системы о-ва Эльсмир и юго-восточной Аляски); **горное оледенение** включает системы ледников преимущественно долинного и карового типов (например, современное оледенение Альп и Кавказа).

Оледенением называют также процесс сильного увеличения массы ледников и других многолетних льдов, отражающий общеклиматические изменения.

В данном случае оледенение рассматривается в узком значении как наземное оледенение, включающее все виды ледников.

Основными факторами для районирования современного оледенения служат широтное положение территории, степень ее континентальности, источники и особенности питания ледников. А.Н. Кренке и В.М. Котляков выделили десять провинций, различающихся по источникам питания ледников влагой и направлению движения влагонесущих воздушных масс. В пределах указанных провинций выделяются ледниковые области, совпадающие с крупными горными массивами или архипелагами, где наблюдается некоторое единство режима ледников (Котляков, 1968). Ниже приведен перечень выделенных 10 гляциологических провинций с областями определения внутри них.

I. Атлантико-Североамериканская провинция:

Гренландская область;
область Канадского архипелага.

II. Атлантико-Североевропейская провинция:

Арктическая область;
Скандинавско-Уральская область.

III. Атлантико-Евразийская провинция:

Альпийская область;
Кавказская область;
Памиро-Алайская область;
Тянь-Шанская область;
Алтайско-Саянская область.

IV. Тихоокеанско-Азиатская провинция:

Камчатско-Корякская область;
Восточно-Сибирская область.

V. Тихоокеанско-Североамериканская провинция:

Аляскинская область;
область береговых хребтов США и Канады.

VI. Индоокеанско-Азиатская провинция:

Гиндукуш-Каракорумская область;
Гималайская область;
Тибетская область.

VII. Тихоокеанско-Южноамериканская провинция:

Андийская область;
Патагонская область.

VIII. Тихоокеанско-Новозеландская провинция:

Новозеландская область.

IX. Экваториальная провинция (в Мексике, Африке, Новой Гвинее).

X. Антарктическая провинция.

Основные показатели поверхностного режима ледников в выделенных ледниковых областях приведены в табл. 18.1.

Таблица 18.1

Основные показатели поверхностного режима

Ледниковая область	Высота фирновой линии, м	Годовая сумма осадков, мм	Сезон максимума осадков
Гренландская	600–1800	100–1000	Восточная часть – зима, западная – лето
Канадский архипелаг	900–1500	100–600	Лето
Арктическая	350–1400	200–1500	Зима
Скандинавско-Уральская	900–2000	900–1500	Зима
Альпийская	2800–3000	1500–3000	Осень, зима
Кавказская	3000–3800	800–1500	Осень, зима
Памиро-Алайская	3800–5200	800–1500	Зима, весна
Тянь-Шанская	3400–4800	800–1300	Зима, весна
Алтайско-Саянская	2300–3500	800–1200	Весна, лето
Камчатско-Корякская	600–3000	500–2000	Зима
Восточно-Сибирская	1800–2500	500–900	Лето, осень
Аляскинская	300–2300	1000–4000	Весь год равномерно
Береговых хребтов Канады и США	1700–3600	800–3000	Зима
Гиндукуш-Каракорумская	4600–6000		Зима, весна
Гималайская	4800–5900		Лето
Тибетская	4200–6500	300–1000	Лето
Андийская	3000–6500	1000–1400	Зима
Патагонская	600–1800	3000–5000	Весь год равномерно

ледников земного шара (Котляков, 1968)

Преобладающие типы ледников	Преобладаю- щий леднико- вый коэф- фициент	Годовая акку- муляция на уровне грани- цы питания, г/см ²	Высотный градиент бюджета, мм/м	Господствующий тип питания
Ледниковый покров	5	26	3–4	Снежный и снежно- фирновый
Ледниковые купола	1,5–2	10–50	2–4	Холодный фирно- вый и ледяной
Ледниковые купола	0,5–1,5	30–200	3–10	То же
Ледники плато и карово-долинные	0,6–1,8	110–200	5–20	Теплый фирновый
Долинные	1–3	200–240	12–15	То же
Долинные и каровые	1–1,5	100–140	10–12	"
Долинные турке- станского типа		100–150	4–10	"
Долинные и плоских вершин	1–1,5	30–90	0,5–8	"
Долинные и каровые	0,6–1,2	50–100	3–6	"
Долинные и вулканических конусов	1,4–1,7	100–200	8–15	Теплый фирновый
Каровые	0,8–1,6	50–70	4–5	Ледяной
Долинные и предгорные	1,5–2	50–250	2–22	Теплый фирновый
Карово-долинные	0,4–1,5	80–200	8–15	То же
Долинные турке- станского типа				
Долинные турке- станского типа				Холодный фирновый
Карово-долинные и плоских вершин	0,8–1,2	40–60	2–4	Холодный фирно- вый и ледяной
Каровые и долинные		120–140		Теплый фирновый
Ледниковые покровы				Теплый фирновый и ледяной

18.2. ПЛОЩАДЬ ЛЕДНИКОВ И ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ

В настоящее время ледники и ледниковые покровы распространены на площади 16,3 млн км² (табл. 18.2), что составляет 10,9% площади всей суши. Основные запасы льда сосредоточены в Антарктиде, где площадь ледникового покрова составляет 85,65% общей площади оледенения Земли. Второе место по площади оледенения занимает Гренландия (11,04%). Эти две области во много раз превышают суммарную площадь оледенения во всех остальных областях. Тем не менее площади оледенения в Арктике, Европе, Азии и Южной Америке достаточно внушительны, просто их следует оценивать в

Таблица 18.2

Площадь современного оледенения земного шара
(Гляциологический словарь, 1984)

Область оледенения	Площадь оледенения, км ²
Антарктика	13 979 000
Антарктида	13 975 000
Приантарктические острова	4 000
Арктика	2 044 250
Гренландия	1 802 600
Канадский Арктический архипелаг	149 990
Острова Российской Арктики	56 125
Архипелаг Шпицберген и о. Ян-Майен	35 245
Арктические районы Северо-Американского и Азиатского материков	290
Европа	19 180
о. Исландия	11 785
Скандинавия	3 060
Альпы и Пиренеи	2 880
Кавказ и Урал	1 445
Азия	118 355
Гималаи	33 055
Тянь-Шань	17 875
Каракорум	16 265
Наньшань	13 000
Памиро-Алай	12 070
Куньлунь	11 640
Гиндукуш	6 200
Остальные районы Центральной Азии	5 420
Сибирь и Дальний Восток	1 570
Передняя Азия	50
Северная Америка	123 700
Аляска	103 700
Береговые хребты	15 410
Скалистые горы	4 850
Вулканы Мексики	10
Южная Америка	32 300
Новая Зеландия	810
Африка	20
Новая Гвинея	15
ВСЕГО	16 317 630

Таблица 18.3

Площадь современного оледенения и количество ледников
на территории России (Долгушин, Осипова, 1989)

Область или район оледенения	Количество ледников	Площадь оледенения, км ³
Покровное оледенение		
Новая Земля	685	23 645
Северная Земля	285	18 325
Земля Франца-Иосифа	995	13 734
о. Ушакова	2	325
о-ва Де Лонга	15	80
о. Виктория	1	10
Горное оледенение		
Северный склон Большого Кавказа и Эльбрусский ледниковый комплекс	1 433	991,9
Алтай	1 499	906
Камчатка	405	874
Корякский хр.	1 335	260
горы Сунтар-Хаята	208	201
хр. Черского	372	156
горы Бырранга	96	30
Саяны	105	30
Урал	143	28
Кодар	30	19
Орулган	74	18
Саур	18	16
Кузнецкий Алатау	91	6
о. Врангеля	101	3,5
горы Путорана	22	2,5
Хибины	4	0,1

других масштабах, чем площади оледенения в Антарктиде и Гренландии.

Наиболее крупные ледниковые комплексы находятся на Канадском Арктическом архипелаге, в Северной Америке, на островах Российской Арктики и на архипелаге Шпицберген. Крупнейшие горные ледники расположены в горных системах Каракорума, Тянь-Шаня, Памира и Гималаев (см. табл. 12.1).

Суммарный водный сток с ледников оценивается в $2,5 \cdot 10^{12}$ м³/год, что соответствует 7% суммарного речного стока.

На территории России имеется более 6 000 ледников общей площадью около 60 тыс. км², большая часть которой находится в арктическом поясе (табл. 18.3). Ледники распространены локально во множестве районов от островов Земли Франца-Иосифа на северо-западе России до южных районов умеренного и субтропического климата (Кавказ) и до гор Камчатки на востоке.

Принято выделять 4 широтных пояса распространения ледников – арктический, субарктический, умеренный и южный (Долгушин, Осипова, 1989). Наибольшие площади занимают покровные оледенения в

Арктике на островах Новой Земли, Северной Земли и Земли Франца-Иосифа. В субарктическом поясе большая часть ледников сосредоточена в тихоокеанском районе (Камчатка, Корякский хребет), где питание ледников происходит в основном за счет осадков, поступающих с Тихого океана по северной ветви полярного фронта. Значительную площадь занимают также ледники в восточносибирском районе (хребты Сунтар-Хаята и Черского), где питание осуществляется преимущественно осадками, поступающими с циклонами с Охотского и Японского морей. В умеренном поясе следует выделить ледники в горах Алтая, Саян и Кодара. В южном поясе преобладающее количество ледников расположено на северных склонах Большого Кавказского хребта. Самым большим массивом современного оледенения на Кавказе является ледниковый комплекс Эльбруса (23 ледника площадью 122,6 км²).

18.3. ОЛЕДЕНЕНИЕ АНТАРКТИДЫ

В районе Южного полюса расположен огромный материк – Антарктида, покрытый мощным ледниковым покровом. Площадь Антарктиды около 15 млн км², из которой лишь менее 2,4% поверхности свободно ото льда. Средняя толщина ледникового покрова – около 2000 м, а максимальная превышает 4700 м. Общий объем льда – около 30 млн км³. Если бы весь этот лед растаял, то уровень Мирового океана поднялся бы более чем на 60 м.

На ледниковом покрове Антарктиды выделяются три крупные структуры: малоподвижный массив льда с несколькими куполами и со слабонаклонной поверхностью, быстро движущиеся выводные ледники и шельфовые ледники (рис. 18.1). Малоподвижный наземный покров состоит из трех связанных между собой частей: огромного ледникового щита Восточной Антарктиды площадью около 9,9 млн км², ледникового щита Западной Антарктиды (1,8 млн км²) и ледникового щита Антарктического полуострова (0,3 млн км²). Ледниковый покров Восточной Антарктиды представляет эллипсовидную в плане возвышенность с почти горизонтальной поверхностью в центральной части. И лишь при детальном геодезических измерениях на поверхности щита было выделено несколько куполообразных возвышений, разделенных понижениями. Средняя толщина щита оценивается в 2120 м, а максимальная толщина покрова равна 4776 м. Средняя толщина ледникового щита Западной Антарктиды – 1100 м.

Лед растекается от куполов в центральной части ледникового щита к его периферии. В ряде мест, где направление подледных долин совпадает с уклоном ледникового щита, скорость движения льда значительно больше, чем вне этих долин. Здесь образуются мощные ледяные потоки – **выводные ледники**, которые служат основными каналами стока льда из внутренних районов. Выводные ледники отличаются большим разнообразием форм и размеров. Некоторые из них текут в долинах со скалистыми берегами, поднимающимися над поверхностью льда, а большинство ледяных потоков течет в ледяных бе-

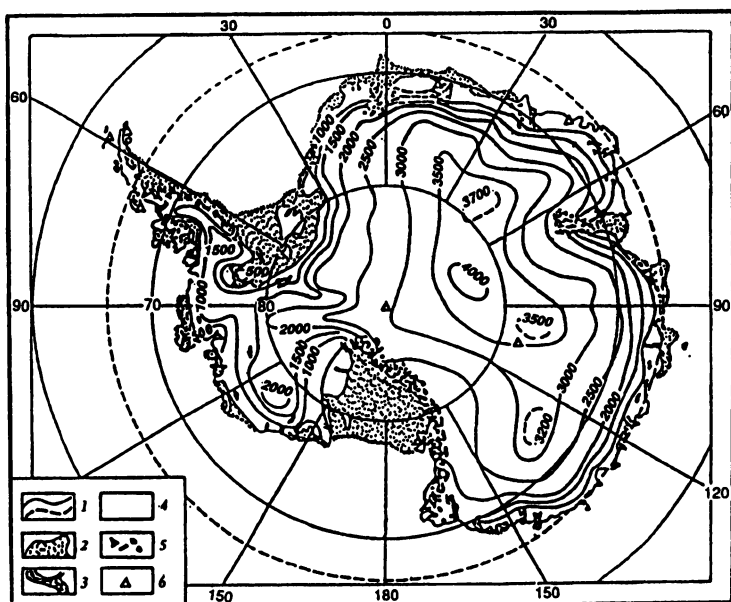


Рис. 18.1. Ледниковый покров Антарктиды

1 – изолинии высоты поверхности, м над ур. моря; 2 – участки шельфовых ледников; 3 – выводные ледники; 4 – малоподвижный материковый лед; 5 – выходы горных пород; 6 – исследовательские станции

регах. Выводные ледники заканчиваются в океане в виде ледяных обрывов или питают шельфовые ледники.

На протяжении около 17,8 тыс. км из общей протяженности береговой линии в 31,9 тыс. км побережье Антарктиды окаймлено шельфовыми ледниками. Общая площадь шельфовых ледников – 1,5 млн км², самые большие из них – ледники Росса (525 тыс. км²) и Ронне-Фильхнера (433 тыс. км²). Шельфовые ледники получают питание за счет льда, поступающего с ледникового покрова, и атмосферных осадков, выпадающих непосредственно на их поверхность. Расход льда шельфовых ледников происходит путем откола айсбергов, порой, весьма внушительных размеров (отмечались гигантские айсберги площадью более 100 км² и толщиной более 500 м).

Ложе Антарктического ледникового покрова имеет сложный рельеф и частично расположено ниже поверхности океана (рис. 18.2). В коренном рельефе Восточной Антарктиды имеется ряд подледных гор, возвышенностей и равнин с впадинами, где поверхность находится ниже уровня моря (до –1,5 км). Имеются также горные гряды, возвышающиеся над ледниковой поверхностью: Трансантарктические горы и прибрежные горные системы. В Западной Антарктиде между горными массивами расположены обширные подледные впадины и равнины, их поверхность расположена на 0,5–2,5 км ниже уровня моря.

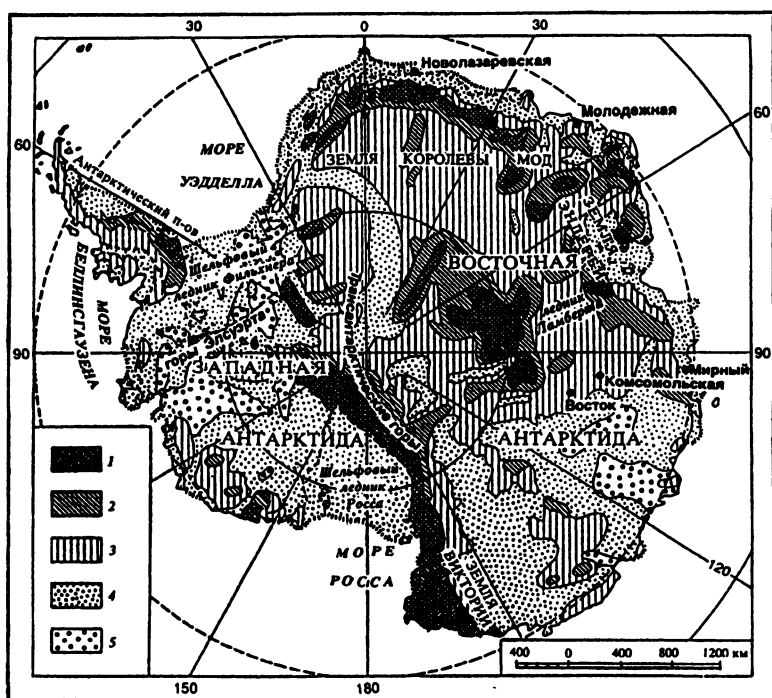


Рис. 18.2. Схема подледного рельефа Антарктиды (Значко-Яворский, 1977)

Выше уровня океана (в м): 1 - >1000; 2 - 500-1000; 3 - 0-500. Ниже уровня океана (в м): 4 - 1000; 5 - >1000

Средний уровень лежа в Западной Антарктиде соответствует отметке -390 м.

Ледниковый покров Антарктиды начал формироваться не позже 20 млн лет назад (по некоторым оценкам, около 37 млн лет назад или ранее). Максимальных объемов оледенение достигало в период между 17 и 21 тыс. лет назад. Объем ледникового покрова во время последнего пика оледенения оценивается в 38 млн км³.

18.4. ВЗАИМОСВЯЗЬ ОЛЕДЕНЕНИЯ С АТМОСФЕРОЙ, СУШЕЙ И ОКЕАНОМ

Оледенение и его колебания определяются взаимодействиями звеньев природной системы, включающей атмосферу, океан, поверхность суши, снежный и ледяной покровы. Взаимодействия звеньев этой системы формируют климат Земли и направленность изменений оледенения. Внешними факторами, влияющими на систему, являются изменения солнечной активности, тектонические движения земной коры и вулканические выбросы в атмосферу. Система находится в неравновесном состоянии, для нее характерны колебания.

Наиболее изменчива атмосфера. С ней связаны сезонные изменения размеров и формы ледников, циклические кратковременные и более длительные колебания ледников. Есть много факторов, указывающих на ритмический характер колебаний ледников, связанный с солнечными циклами. Эти циклы и связанные с ними климатические колебания оказывают влияние на интенсивность наступания и отступания ледников, причем наблюдается существенная инерция в проявлении влияния атмосферы на колебания ледников, что зачастую затрудняет установление взаимосвязи поведения ледников с колебаниями климата. Кроме того, затруднения возникают вследствие наложения колебаний с различными климатическими периодами.

Зафиксирован связанный с солнечной радиацией цикл изменений климата с периодом 2,5 тыс. лет, оказавший влияние на поведение многих ледников. В соответствии с ним холодные фазы были 7,8; 5,3; 2,8 тыс. и 300 лет назад. При этом не все фазы проявлялись одинаково. В период 8–5 тыс. лет назад средние температуры воздуха были выше современных, что способствовало уменьшению оледенения. 5–3 тыс. лет назад наблюдалось понижение глобальных температур и увеличение оледенения. X–XII вв. нашей эры характеризовались относительно теплым климатом (этот период иногда называют вторым климатическим оптимумом голоцена). В это и последующее время наблюдались кратковременные колебания оледенения с 11-, 22-, 35- и 80-летними циклами, оказывающими влияние на интенсивность наступания ледников во время малого ледникового периода и на интенсивность отступания ледников в последнем столетии.

Идея автоколебаний оледенения в системе земная поверхность–атмосфера как основного механизма чередования ледниковых эпох была высказана в 1930 г. капитаном дальнего плавания Е.С. Гернетом. Согласно предложенной им теории, распространение ледников не обязательно должно быть связано с изменениями климата под воздействием каких-то внешних причин, а сами ледники в ходе своего развития могут изменять климат. Увеличение площади оледенения приводит к уменьшению количества получаемого Землей тепла вследствие увеличения альбедо на покрытых снегом и льдом территориях, что вызывает понижение температуры земной поверхности и воздуха и способствует дальнейшему расширению оледенения, пока не начнет ощущаться дефицит атмосферной влаги, обеспечивающей питание ледников. Е.С. Гернет (1981, с. 82) утверждал, что "ледниковые явления в планетарном масштабе есть частичный переход Земли из состояния безледного в состояние оледенелое" и что "лед, распространившись на Земле, сам в себе содержит причину своей сохраняемости".

Влияние суши на оледенение может существенно и быстро проявляться при крупных извержениях вулканов и при землетрясениях, а в остальных случаях процессы их взаимодействия происходят относительно медленно и ограничены по своим масштабам. Вследствие ледниковой эрозии вырабатывается ложе ледника, что приводит к изменению формы и размеров ледникового массива. Тектонические сдвиги зем-

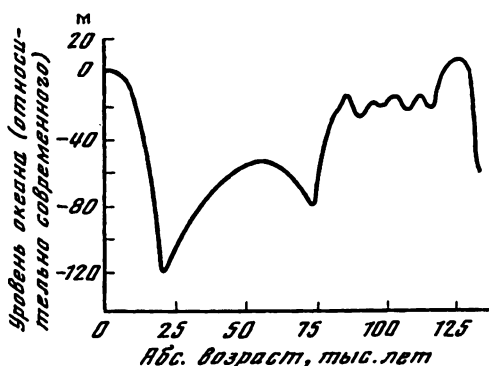


Рис. 18.3. Изменения уровня Мирового океана за последние 130 тыс. лет

ной поверхности могут усиливать эрозионную и транспортирующую деятельность ледников. Изменения объемов больших ледниковых покровов приводят к опусканию поверхности земли в районе покрова за

счет увеличения ледовой нагрузки или к поднятию поверхности при ее уменьшении.

Взаимодействие оледенения с океаном проявляется также относительно медленно. Наиболее четко оно наблюдается при рассмотрении длиннопериодных изменений уровня океана и температурных условий оледенения. По мере того как ледниковые покровы увеличиваются, в них консервируются определенные объемы воды, что приводит к понижению уровня океана. При уменьшении оледенения уровень океана поднимается. По расчетам, для изменения уровня Мирового океана на 1 мм требуется прибавить или отнять порядка $360\text{--}400 \text{ км}^3$ воды. В течение XX в. уровень мирового океана неуклонно повышался на $1,0\text{--}1,5 \text{ мм/год}$. Это в определенной степени связано с отступанием ледников и общей деградацией оледенения. Наиболее значительные понижения уровня происходили 70 и 20 тыс. лет назад, а 120 тыс. лет назад уровень океана превышал современный (рис. 18.3).

Более четкое и относительно быстрое воздействие океан оказывает на "морские" и шельфовые ледники, которые непосредственно соприкасаются с морской водой. На контакте ледника с морем происходит таяние льда и его разрушение морскими волнами. Приливы могут создавать трещины в леднике и способствуют откалыванию айсбергов. У линии налегания "морских" ледников и под шельфовыми ледниками приливы способствуют природному механизму, получившему название "приливного насоса". Во время прилива морская вода засасывается под ледниковый покров, а при отливе, когда ледник оседает, вода выжимается.

Положение края "морского" ледника контролируется уровнем океана. Даже относительно небольшое повышение уровня моря или понижение ложа ледника за счет тектонического погружения земной коры или эрозии поверхности ложа может привести к перемещению линии налегания в сторону берега и всплыванию краевой части ледника. Это уменьшает сопротивление скольжению ледника по ложу, увеличивает скорость его движения и может привести к отступанию и разрушению "морского" ледникового покрова.

Глава 19

КРИОЛИТОЗОНА

19.1. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТОЛЩ МЕРЗЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Мерзлые толщи почв и горных пород распространены в верхнем слое земной коры, получившем название **криолитозоны**. Эта зона характеризуется понижением температуры до отрицательных значений и наличием или возможностью существования подземных льдов. Лед в мерзлых породах может находиться в виде отдельных зерен, слоев, шлиров и линз в окружении минерального скелета, в виде крупных масс, ледяных жил и пластов, и в виде рыхлых скоплений сублимационного льда в пещерах, горных выработках и других подземных полостях. По длительности существования мерзлого состояния пород различают кратковременно-мерзлые породы (часы, сутки), сезонно-мерзлые породы (месяцы) и многолетнемерзлые (годы, сотни и тысячи лет) породы. Глубина промерзания горных пород и продолжительность сохранения их в мерзлом состоянии зависят от комплекса природно-климатических и геологических условий. Среди них наибольшее влияние оказывают продолжительность периода с отрицательными температурами воздуха и величина средней отрицательной температуры за этот период.

Многолетнемерзлые толщи пород, ранее называемые "вечной мерзлотой", распространены на Земле на площади около 35 млн км². Основная часть их находится в Северном полушарии: в Азии, Америке, Гренландии, на арктических островах и частично на севере Европы (рис. 19.1). В Южном полушарии мерзлая зона литосферы охватывает территорию Антарктиды и прилегающих к ней островов, а также высокогорные участки в Южной Америке и Африке. В Антарктиде многолетнемерзлые горные породы распространены на относительно небольшой территории – на свободных от ледникового покрова участках прибрежной зоны, называемых антарктическими оазисами, и на возвышающихся над поверхностью ледникового покрова скальных хребтах и нунатаках.

В России многолетнемерзлые толщи (ММТ) занимают площадь более 10 млн км², что составляет около 60% общей площади. Южная граница распространения многолетнемерзлых пород в европейской части начинается в северной части Кольского полуострова, протягивается на восток несколько южнее Северного полярного круга, затем

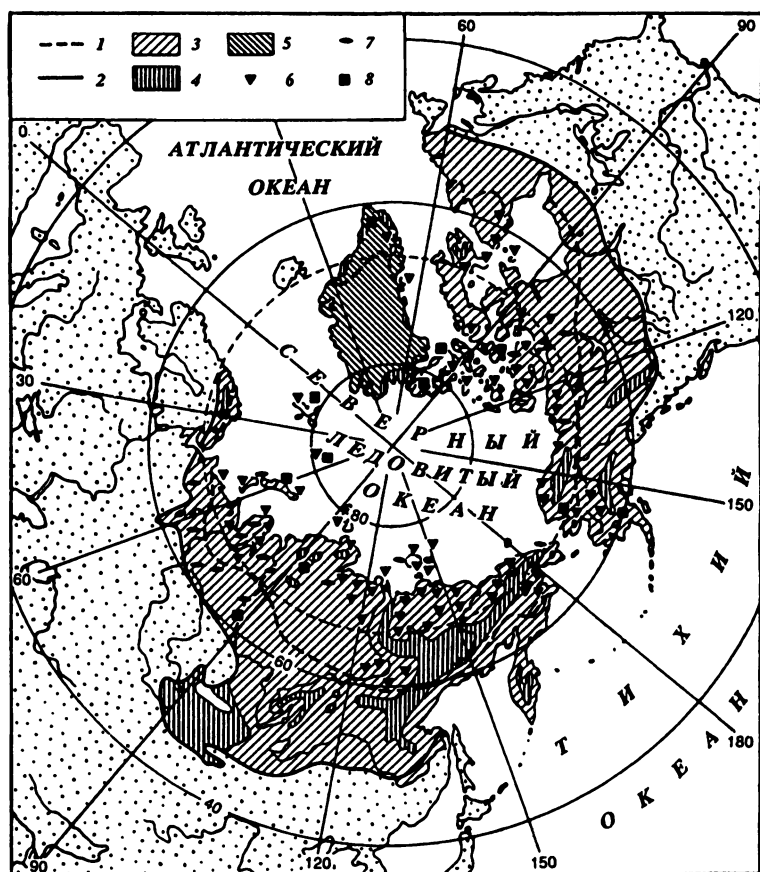


Рис. 19.1. Карта распространения многолетнемерзлых пород (ММП) и подземных льдов в Северном полушарии (Котляков, 1994)

1 – южная граница зоны сплошного распространения ММП; 2 – то же, зоны островного распространения ММП; 3–5 – районы преимущественного распространения сегрегационных (3), жильных (4) льдов и современных ледников (5); 6–8 – значительные скопления подземных льдов: инъекционных (6), повторно-жильных (7), погребенных (8)

спускается вдоль западного склона Урала южнее 64 с.ш. В Западной Сибири южная граница проходит по широтному отрезку Оби, поднимается к северу по долине Оби, далее спускается к югу Енисея. Далее граница поворачивает на юг и уходит за пределы России в горные районы Монголии и Китая. На востоке южная граница распространения мерзлых толщ оконтуривает горные хребты вдоль Амура и на Камчатке (рис. 19.2).

В зависимости от соотношения площадей распространения многолетнемерзлых пород и площадей таликов (участков талого грунта) выделяют следующие районы (Сумгин, 1937):

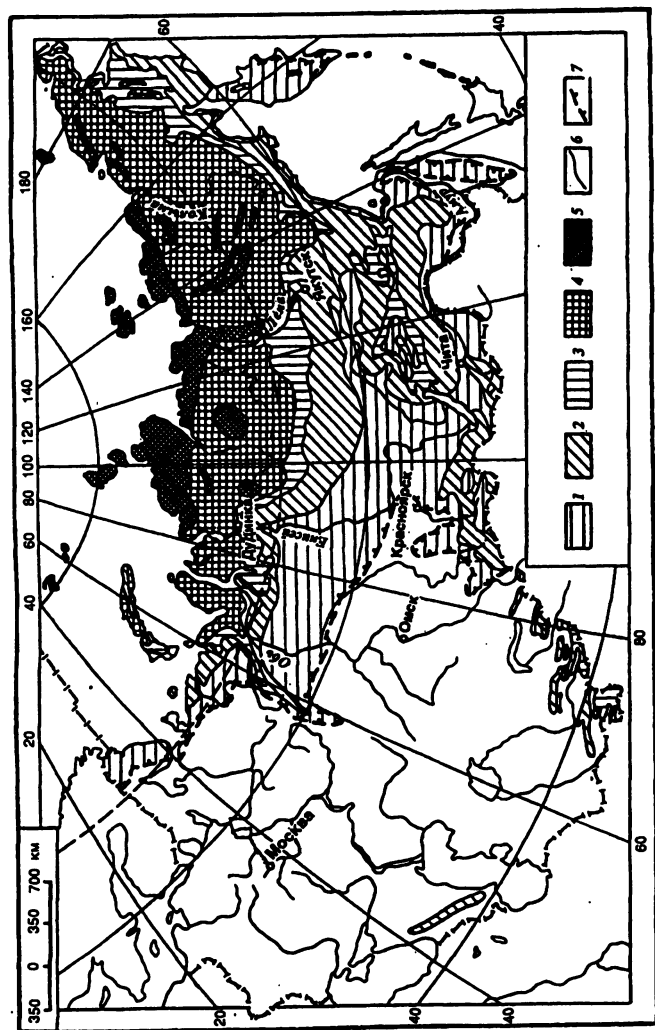


Рис. 19.2. Карта распространения многолетнемерзлых пород (ММП) на территории бывшего СССР (Мерзлотоведение, 1981)

1 - зона островного распространения ММП со среднегодовыми температурами (θ_{cp}) от +3 до -1 °C и мощностью (M) мерзлой толщи от 0 до 100 м; 2-5 - зона сплошного распространения ММП: 2 - θ_{cp} от -1 до -3 °C, M от 50 до 400 м; 3 - θ_{cp} от -3 до -5 °C, M от 100 до 400 м; 4 - θ_{cp} от -5 до -9 °C, M от 200 до 600 м; 5 - θ_{cp} ниже -9 °C, M от 400 до 900 м и более; 6 - граница зон ММП; 7 - южная граница криолитозоны

1) районы преимущественно сплошного распространения толщ многолетнемерзлых пород, где сквозные талики встречаются лишь под крупными реками и озерами (на площади до 5%);

2) районы прерывистого распространения мерзлых пород, в пределах которых обширные пространства многолетнемерзлых толщ пронизаны сетью менее значительных по площади сквозных таликов;

3) изолированные участки и острова многолетнемерзлых грунтов среди обширных таликовых пространств, занимающих более половины площади;

4) пространства, на которых встречаются реликтовые участки многолетнемерзлых пород на глубинах ниже слоя сезонного промерзания;

5) районы, где многолетнемерзлые грунты встречаются только в буграх торфяных болот;

б) высокогорные районы вне границ области распространения многолетнемерзлых пород.

По характеру распространения по вертикали ММТ можно подразделить на: а) непрерывные или сплошные мерзлые толщи по разрезу (без талых прослоев); б) прерывистые (слоистые) мерзлые толщи, где в разрезе наблюдается чередование многолетнемерзлых и талых слоев горных пород.

По взаимоотношению мерзлой толщи со слоем сезонного оттаивания и промерзания можно выделять: а) сливающиеся ММТ, где подошва слоя сезонного оттаивания является их кровлей; б) несливающиеся, где между подошвой слоя сезонного промерзания и верхней поверхностью ММТ существует талый слой, сохраняющийся в течение зимы или более длительное время.

Нижняя граница многолетнемерзлых толщ в зоне их сплошного распространения залегает на глубине от сотен до тысячи метров. В зоне прерывистого распространения ММТ их мощность обычно убывает по направлению к зоне островного распространения, в этом же направлении растет количество и относительная площадь таликов. В зоне островного распространения ММТ их мощность измеряется десятками, а иногда даже единицами метров. В горных районах сплошность распространения мерзлых толщ и их мощность увеличиваются с повышением абсолютных отметок поверхности рельефа, а среднегодовая температура понижается. Отступление от этой закономерности наблюдается в долинах плоскогорного рельефа, где проявляются температурная инверсия в виде понижения средней годовой температуры от водоразделов к днищам.

Кроме пород, находящихся в многолетнемерзлом состоянии, ниже слоя сезонного промерзания встречаются участки охлажденных пород с отрицательно-температурными солеными и рассольными водами. Последние приурочены к береговым и шельфовым зонам северных морей. Встречаются также субаквальные многолетнемерзлые породы, сформировавшиеся на дне водоемов и водотоков в процессе их обмеления или усиления суровости природных условий, а также суб-

аэральные породы, оказавшиеся погруженными под уровень воды в результате термоабразии или трансгрессии моря.

На всей территории России южнее границы распространения многолетнемерзлых пород почти повсеместно проявляются сезонное или кратковременное промерзание верхнего слоя грунтов.

19. 2. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ СЕЗОННО- И МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Формирование сезонно- и многолетнемерзлых горных пород связано с радиационно-тепловым балансом на земной поверхности. В весенне-летний период происходит максимальное поступление солнечной радиации, способствующее повышению температуры поверхности и протаиванию мерзлых грунтов. В осенне-зимний период эффективное излучение превышает поглощенную радиацию, в результате чего происходит охлаждение и промерзание грунтов.

Для промерзания грунтов существенное значение имеет длительность периода с отрицательным балансом тепла. Именно соотношение продолжительности периодов с положительным и отрицательным балансами служит одним из основных факторов, определяющих среднегодовую температуру поверхности.

Радиационно-тепловой баланс поверхности во многом зависит от наличия и вида растительного, водного и снежного покровов, крутизны и экспозиции склонов. На формирование мерзлых толщ и их температурный режим существенное влияние оказывают также строение и состав грунтов, подземные воды и ряд других факторов. В результате разнонаправленного воздействия этих факторов наблюдаются случаи, когда в тех широтах, где приход радиации велик, могут формироваться и существовать многолетнемерзлые толщи, а в зонах с небольшим количеством поступающей радиации широкое развитие получают талики.

Величины прямой, рассеянной и поглощенной радиации, эффективное излучение, испарение, турбулентный теплообмен и теплообороты в грунтах подчиняются высотной поясности и широтной зональности и характеризуются различными значениями для конкретных климатических и геоботанических зон. В каждом районе в зависимости от геологических и географических условий наблюдаются свои особенности формирования радиационно-теплового баланса. Изменение природных условий при освоении территории обычно нарушает естественный тепловой баланс и приводит к изменениям глубин сезонного промерзания и протаивания грунтов.

Разность между положительной и отрицательной частями годового теплооборота на поверхности земли обычно незначительна, тем не менее, благодаря наличию длительных природных ритмов, за счет этой разницы могут создаваться условия для образования, роста или протаивания многолетнемерзлых грунтов. В результате динамика, характер развития и история многолетнемерзлых толщ в значительной мере определяются непрерывными изменениями тепло- и массообмена на

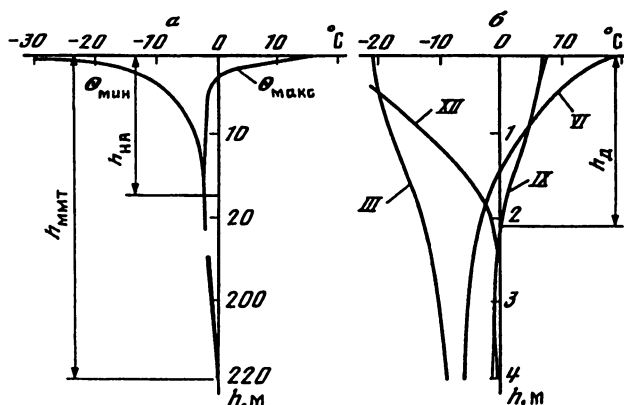


Рис. 19.3. Температура грунтов в окрестностях Якутска

а – максимальные ($\theta_{\max}$ и минимальные ($\theta_{\min}$) температуры грунтов; h_{HA} – глубина нулевых амплитуд температуры; h_{MMT} – глубина нижней границы многолетнемерзлой толщи; *б* – среднемесячные температуры грунтов в марте, июне, сентябре и декабре; h_d – глубина сезонного протаивания грунтов (деятельный слой)

поверхности земли, связанными с различными периодами природных климатических ритмов. Температура поверхности земли изменяется с различной периодичностью: суточной, годовой, и многолетней.

На территориях сезонно-промерзающих грунтов и в таликовых зонах в области распространения многолетнемерзлых пород промерзание грунтов начинается после снижения температуры поверхности ниже нуля и некоторого переохлаждения верхнего слоя. Температура поверхности и промерзающего слоя грунтов понижается, снижается также температура грунтов на некоторую глубину ниже мерзлого слоя. Суточные колебания температуры уменьшаются по мере удаления от поверхности и затухают на глубине 0,2–0,5 м. Расстояние от поверхности до уровня, где затухают сезонные колебания температуры, называется глубиной нулевых годовых амплитуд температуры. Эта величина в зависимости от теплофизических свойств грунтов и амплитуды изменений температуры на поверхности обычно находится в пределах от 5 до 15 м.

На территориях распространения многолетнемерзлых пород потенциально возможная глубина сезонного промерзания превышает глубину сезонного протаивания, и слой сезонно-мерзлых грунтов сливается с толщей многолетнемерзлых пород. Сезонно-протаивающий слой грунтов над толщей многолетнемерзлых пород называется **деятельным слоем** (рис. 19.3). Глубина сезонного протаивания грунтов достигает максимальной величины чаще всего ко времени, когда уже начинается промерзание грунтов с поверхности. С этого времени слой талых грунтов уменьшается за счет промерзания сверху и снизу со стороны многолетнемерзлых пород. После того, как температура талого слоя по-

нижается до нуля (точнее, до температуры замерзания грунтов), возникает "нулевая завеса", которая препятствует проникновению волн изменения температуры ниже этого слоя. После полного промерзания талого слоя температура многолетнемерзлых пород понижается до глубины нулевых амплитуд. Температура горных пород на глубине нулевых амплитуд рассматривается как среднегодовая температура многолетнемерзлых пород. Ниже этой глубины температура плавно повышается до нулевого значения у нижней границы распространения многолетнемерзлой толщи.

При длительных многолетних циклах изменения температурных условий на поверхности земли среднегодовые температуры и положение нижней границы толщи многолетнемерзлых пород могут в определенных пределах колебаться. При этом проявляется временная инерция. Это значит, что изменения температурного режима многолетнемерзлой толщи происходят не одновременно с изменениями условий на поверхности земли, а спустя многие годы.

19.3. СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МЕРЗЛЫХ ДИСПЕРСНЫХ ГРУНТОВ

Мерзлые дисперсные грунты представляют собой сложные многокомпонентные и многофазные системы, состоящие из минерального скелета, льда, связанной воды, растворов солей, пара и газов. Морфологические особенности и вещественный состав скелета в значительной степени определяют физические и механические свойства грунтов. Особую роль играют форма и взаимное расположение частиц скелета. От формы частиц скелета зависит величина контактных усилий между минеральными частицами, возникающих под действием внешней нагрузки. Если частицы скелета контактируют между собой и сцементированы льдом, то грунты обладают повышенной прочностью. Если отдельные скелета раздвинуты льдом, то прочностные свойства мерзлого грунта определяются способностью льда сопротивляться воздействию внешних сил при данной температуре.

При замерзании влажных дисперсных грунтов образуется **текстурообразующий лед**, являющийся определяющим элементом формирующейся текстуры мерзлой породы. По условиям и способу образования выделяют следующие разновидности льда: а) лед-цемент, образующийся в порах между минеральными частицами; б) сегрегационный или миграционный лед, образующийся при замерзании воды, мигрирующей к фронту промерзания; в) сублимационный лед, образующийся в результате конденсации и кристаллизации мигрирующих к фронту промерзания водяных паров; г) инфильтрационный лед, образующийся в результате замерзания свободной гравитационной воды.

Помимо текстурообразующего льда, в мерзлых толщах встречаются **погребенные, повторно-жильные и инъекционные льды**. Погребенный лед встречается в виде крупных залежей различной формы и мощности, образовавшихся при погребении слоев грунтов наледей, морских и озерных льдов, снежников, снеголавинных отложений и

ледниковых льдов. Повторно-жильные льды появляются при многократном заполнении водой и снегом морозобойных трещин. Они обычно имеют клиновидную или столбчатую форму. Инъекционные льды образуются при замерзании воды, внедряющейся в толщу промерзающих или мерзлых грунтов под напором. Встречаются также льды в виде пластов, линз и "интрузий".

Жидкая фаза воды в мерзлых дисперсных грунтах находится во взаимодействии с частицами скелета и ионами растворенных солей и носит название **незамерзшей воды**. Она представляет собой прочно связанную с минеральными частицами гидроскопическую воду, рыхло связанную воду в пустотах и порах, переохлажденную воду в капиллярах и свободную воду в виде солевых растворов. Количество незамерзшей воды зависит от дисперсности грунтов и температуры. Наибольшее количество незамерзшей воды содержится в глинах и тяжелых суглинках при температуре, близкой к температуре их замерзания. По мере понижения температуры часть незамерзшей воды превращается в лед.

Формирующиеся в процессе промерзания текстура и структура мерзлых дисперсных грунтов определяются миграцией воды, физико-механическими процессами, коагуляцией коллоидных и глинистых частиц и процессами образования морозобойных трещин. При этом наиболее важную роль в формировании криогенной текстуры играет миграция воды, вследствие которой наряду с отдельными кристаллами образуются слои и линзы льда различных размеров.

Интенсивность льдовыделения в промерзающих слоях грунта зависит от системы замерзания (открытая или закрытая), гранулометрического состава, сложения и влажности грунтов, температуры и режима замерзания. При замерзании глинистых грунтов в условиях закрытой системы линзы и прослойки льда появляются за счет обезвоживания соседних участков грунта. В открытой системе во влажных глинистых грунтах происходит избыточное льдовыделение вследствие миграции воды, сопровождаемое значительным увеличением объема грунта.

Криогенная текстура мерзлых дисперсных грунтов характеризуется относительным пространственным расположением льда и минеральных частиц. Выделяются три основных типа криогенных текстур (Основы геокриологии, 1959): 1) массивная текстура, при которой частицы и грунтовые агрегаты сцементированы кристаллами и мелкими включениями льда, а ледяные шлиры отсутствуют; 2) слоистая текстура, когда ледяные шлиры образуют взаимно параллельные линзообразные прослойки, чередующиеся со слоями частиц и минеральных агрегатов, связанных льдом-цементом; 3) сетчатая текстура – ледяные шлиры различной формы и ориентировки образуют более или менее правильную сеть или решетку. Главную роль в формировании криогенной текстуры играют льдовыделения и возникающие при этом сегрегационные льды. Инъекционные и жильные льды если и присутствуют, то имеют подчиненное значение.

В природе наблюдается огромное разнообразие текстур мерзлых толщ, соответствующее разнообразию исходного материала и условиям

промерзания. Тем не менее естественные комплексы мерзлых пород можно объединить в две группы. К первой группе принадлежат толщи мерзлых пород, промерзающие эпигенетически, т.е. после отложения всей толщи, а ко второй – толщи, промерзающие сингенетически, в процессе своего накопления. Эпигенетические мерзлые толщи в целом характеризуются сравнительно небольшой льдистостью с преобладанием массивных и слоистых текстур. Мощность ледяных прослоев и расстояния между ними обычно с глубиной увеличиваются.

Сингенетические мерзлые толщи отличаются от эпигенетических значительно большей льдистостью и преобладанием сетчатых и слоистых текстур. При сингенетическом промерзании субаэральных и мелководных осадков верхняя граница многолетнемерзлой толщи перемещается кверху по мере накопления новых осадков. В нижней части сезонно-протаивающего слоя возникают замкнутые системы, происходит напорная боковая миграция и образуются линзы инъекционного льда. Вследствие этого сингенетически промерзающим толщам присущи высокая льдистость и сетчатые текстуры. В вертикальном разрезе и по простиранию характер криогенных текстур может многократно чередоваться в соответствии с изменением условий увлажнения накапливаемых осадков.

19.4. КРИОГЕННЫЕ (МЕРЗЛОТНЫЕ) ПРОЦЕССЫ

Криогенными называют геологические, физические, биохимические и другие процессы, происходящие в самых верхних частях земной коры и обусловленные сезонным и многолетним промерзанием и протаиванием увлажненных рыхлых горных пород, охлаждением мерзлых пород и замерзанием подземных вод. Направление и интенсивность криогенных процессов связаны с особенностями накопления четвертичных осадков, с тепловлагообменом в верхних горизонтах горных пород, с динамикой промерзания и протаивания. Среди криогенных процессов наибольшее распространение имеют получение и морозобойное растрескивание грунтов, образование жильных льдов, формирование полигональных форм на поверхности, склоновые процессы и термокарст.

При промерзании рыхлых грунтов их объем увеличивается, а при протаивании – уменьшается. В результате этого поверхность земли может в зимнее время приподниматься на 10–20 см и более. Если в пределах слоя сезонного протаивания и промерзания имеются валуны, глыбы, щебень и обломки горных пород, то они в зимнее время приподнимаются вместе с промерзающим слоем грунтов. При этом под этими твердыми телами часто образуются сегрегационные льды. При последующем протаивании и осадке грунтов скальные включения не всегда опускаются на прежнее положение, так как место вытаявшего льда занимает мелкозернистый грунт. В результате ряда последовательных циклов промерзания–протаивания обломки пород выпучиваются на поверхность. Многолетний процесс выпучивания каменного материала приводит к его концентрации на поверхности и образованию "каменных венков", пятен-медальонов и каменных потоков на склонах.

Заглубленные в грунт столбы, сваи и опоры линий электропередач подвергаются сезонному выпучиванию, а их осадка при последующем протаивании обычно меньше зимнего поднятия. В результате многолетнего выпучивания столбы и опоры могут потерять устойчивость и упасть.

Неравномерно развивающееся по площади многолетнее промерзание дисперсных грунтов в ряде случаев приводит к образованию **бугров пучения**. Их формирование сопровождается процессами повышенного льдообразования в локальных участках. В условиях открытой системы промерзания образуются так называемые миграционные бугры пучения, которые обычно связаны с промерзанием сквозных таликов и новообразованиями мерзлых толщ. При промерзании несквозных таликов могут образовываться многолетние бугры пучения, называемые "булгуньяхами" или "пинго". В местах разгрузки различного типа напорных подземных вод образуются инъекционные бугры пучения, называемые гидроакколитами.

В области распространения многолетнемерзлых толщ и глубокого сезонного промерзания часто встречаются **полигонально-жильные структуры**, образующиеся в результате многократно повторяющегося процесса возникновения морозобойных трещин, их заполнения водой или грунтом и последующего замерзания. Полигонально-жильные льды могут образовываться как в уже сформировавшемся слое грунтов в результате увеличения суровости мерзлотных условий, так и одновременно с накоплением отложений.

В ряде районов формируются **повторно-жильные льды**. При последовательных годовых циклах растрескивания и заполнения трещин льдом рост жил льда происходит только в толщину. При наличии осадконакопления частичное протаивание ледяных жил в теплый период уменьшается и масса повторно-жильного льда растет.

На склонах наблюдаются процессы **криогенной десерпции и солифлюкции**. Десерпцией называется процесс перемещения частиц породы вследствие того, что при промерзании эти частицы приподнимаются за счет пучения перпендикулярно к склону, а во время протаивания они под действием силы тяжести опускаются по вертикали. Солифлюкцией называется пластично-вязкое течение увлажненных грунтовых масс слоя сезонного протаивания по мерзлому основанию. Наибольшее солифлюкционное смещение грунтовых частиц испытывают верхние слои, а с глубиной они уменьшаются. В период зимнего промерзания солифлюкционное течение связано с выдавливанием вниз по склону лишнего структурного сцепления влагонасыщенного грунта, зажато между мерзлыми слоями.

В местах залегания значительных масс подземного льда наблюдаются процессы вытаивания этих льдов, сопровождающиеся просадками земли и появлением отрицательных форм рельефа. Такие процессы получили название **термокарста**. Бурное проявление термокарста может быть вызвано даже небольшими нарушениями естественных условий на поверхности. Термокарстовые процессы происходят также вследствие общей деградации мерзлых толщ.

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ

В настоящее время существует большое количество классификаций подземных льдов, в которых льды подразделяются на основе различий механизма их образования, размера, формы, условий залегания, строения и по другим признакам. Наибольшую известность получила генетическая классификация, разработанная П.А. Шумским (Основы геокриологии, 1959), в которой выделено три основных типа подземных льдов, различающихся по условиям их образования: **конституционные льды**, образующиеся при промерзании увлажненных горных пород, **пещерно-жильные льды**, заполняющие полости в мерзлых горных породах, и **погребенные льды**, возникающие при захоронении наземных льдов слоем грунтов.

К конституционным льдам относят **лед-цемент**, **сегрегационные**, **инъекционные** и **жильные льды**.

Пещерно-жильные льды различаются по условиям залегания и строения. Среди них выделяют группу **повторно-жильных льдов**, которые образуются в результате многократно повторяющегося на данном участке трещинообразования и заполнения трещин льдом. Выделяются также две группы пещерных льдов: **термокарстово-пещерные** и **карстово-пещерные льды**.

Среди погребенных льдов выделяют две группы конжеляционных льдов: льды, образовавшиеся путем замерзания воды и погребенные на месте их образования (погребенные наземные наледы, лед промерзших до дна водоемов, донный лед), и привнесенные извне и затем погребенные – речные, озерные и морские льды. В особые группы выделяются погребенные осадочно-метаморфические льды: **снежные инфильтрационные** (превратившиеся в лед неподвижные скопления снега) и **динамометаморфические льды** (остатки ледников).

Позднейшие классификации подземных льдов являются последующим развитием и дроблением классификации П.А. Шумского. Так, А.И. Попов (1967) разработал генетическую классификацию подземных льдов, основанную на принципе учета типов льдообразования, зависящих от геологических условий залегания и литологии водосодержащих пород и условий формирования льдов. Б.И. Втюрин и Е.А. Втюрина предложили многоступенчатую классификацию (Гляциологический словарь, 1984), в основу которой положены различия места залегания льдов и синхронности их образования с формированием мерзлых толщ, роли подземных льдов в криогенном строении мерзлых пород, типов льдообразования и формы залегания льда.

Ниже приводится краткий обзор основных типов льдов, выделенных в классификации П.А. Шумского.

Лед-цемент. При промерзании увлажненных песков и супесчаных грунтов находящаяся в порах вода кристаллизуется между мине-

ральными частицами без нарушения их взаимного расположения, а ее избыток отжимается. Лед становится своеобразным породообразующим минералом. Структура льда-цемента зернистая с хаотической ориентировкой кристаллов. Кристаллы льда настолько мелкие, что их трудно различить, и замерзший грунт похож на сцементированную монолитную массу. В мерзлых грубозернистых и гравийно-галечниковых отложениях зерна льда значительно большие, чем в мелкозернистых грунтах. Их поперечники могут достигать 10 мм и более. В зернах льда могут содержаться пузырьки воздуха. Лед цементного типа встречается также в промерзших трещиноватых скальных и полускальных породах.

Сегрегационные льды. Сегрегационный лед образуется из слабо-связанной грунтовой воды при промерзании увлажненных дисперсных грунтов, сопровождающемся подтягиванием воды к участкам льдо-выделения. По распространению это второй после льда-цемента тип подземного льда, характерный для мерзлых пылеватых и глинистых грунтов. С сегрегационным льдообразованием связаны процессы пучения грунтов, а при протаивании льдонасыщенных грунтов происходят осадка и деформация грунтов.

Сегрегационные льды обычно имеют форму линз, слоев и включений неправильной формы. Шлиры льда могут быть ориентированы самым различным образом. В большинстве случаев преобладает горизонтальная ориентировка шлиров, т.е. параллельная поверхности промерзания. Довольно часто встречаются грунты, пронизанные сетью разнообразно ориентированных ледяных шлиров со всеми промежуточными положениями – от полной беспорядочности до более или менее прямоугольной решетки или преобладания горизонтального направления с наклонными перемычками. Иногда встречаются только вертикальные или наклонные шлиры.

Процесс формирования ледяных шлиров протекает в две стадии: в начале возникает протокристаллизация (зарождение и рост пластинчатых ледяных кристаллов до соединения их в одно ледяное тело), затем развивается ортотропная кристаллизация (взаимно стесненный рост соединившихся кристаллов под прямым углом к плоскости шлира).

Структура льда преимущественно зернистая с призматическими и пластинчатыми кристаллами. Размеры и форма зерен льда связаны с размерами шлиров и типом криогенной текстуры. В тонких шлирах преобладает мелкозернистая структура с кристаллами объемом менее 1 мм^3 . В толстых шлирах лед, как правило, крупнозернистый с кристаллами объемом $15\text{--}30 \text{ мм}^3$ и более. Для шлиров характерна упорядоченная кристаллографическая ориентировка, нормальная к плоскости шлиров, однако нередки случаи, когда преобладает хаотическая ориентировка осей кристаллов льда.

Газообразные примеси в сегрегационных льдах содержатся в небольшом количестве и тем меньшем, чем тоньше ледяные шлиры. В небольших линзах льда содержатся лишь мелкие сферические включения воздуха. В более мощных шлирах наблюдаются тонкие цилиндрические нитевидные включения, вытянутые по нормали к

плоскости шлира и указывающие на направление кристаллизации. Встречаются также шлиры льда, пронизанного большим количеством вертикальных цилиндрических включений воздуха, из-за чего лед приобретает белый цвет.

Инъекционные льды. Инъекционный лед образуется при замерзании свободной воды, внедряющейся под напором в уже мерзлую толщу. В отличие от сегрегационного льда раздвигание вмещающей породы осуществляется давлением воды, а не давлением растущих ледяных кристаллов. Образование такого льда всегда связано с напорной миграцией свободных подземных вод или массы разжиженного грунта-пльвуна, но причины и роль промерзания грунтов при этом могут быть различны. Промерзание нарушает существовавший прежде гидрологический режим, уменьшая живое сочетание потока подземных вод или создавая на его пути преграду из водонепроницаемых мерзлых грунтов. В таких случаях роль промерзания пассивная и источником давления является гидравлический напор потока подземных вод. При промерзании возникает замкнутая система, когда некоторая масса увлажненных грунтов оказывается в ограниченном водонепроницаемой оболочкой пространстве, где свободного объема пор недостаточно для компенсации увеличения превращающейся в лед воды. В этих условиях напор воды создается непосредственно самим промерзанием, причем давление может достигать весьма больших значений (вплоть до величин, при которых нарушается целостность окружающей оболочки).

Напорная миграция при промерзании характерна для водонасыщенных грубодисперсных грунтов. Если промерзающий слой подстилается водоупором, то при боковой миграции воды мерзлая толща часто отрывается и отслаивается от водоупорной поверхности, а под ней создаются водяные линзы, которые потом промерзают. В перенасыщенных тонкодисперсных грунтах мигрировать под напором и создавать его может не только вода, но и жидкая грунтовая масса, при замерзании которой образуется лед, сильно загрязненный минеральными примесями.

Инъекции на выходах восходящих водных источников при сезонном промерзании грунтов создают линзы льда и куполообразные бугры пучения над ними. Бугры бывают высотой до 1 м и диаметром до 10 м. Ледяные линзы в буграх иногда сохраняются до следующей зимы.

В области многолетнемерзлых пород распространено инъекционное льдообразование в сезонно-протаивающем слое с появлением бугров пучения более крупных размеров. Сезонные бугры с ледяными ядрами распространены преимущественно в районах с пересеченным рельефом у подножия склонов, в долинах рек и в ложбинах временных ручьев. Возникают они при промерзании подрусловых и других надмерзлотных потоков в слое сезонного протаивания.

На выходах "подмерзлотных" вод и при промерзании подозерных таликов, где происходит последовательное нарастание инъекционного льда в течение ряда лет, образуются большие многолетние бугры пучения высотой до десятков и диаметром до нескольких сотен метров.

Инъекционный лед, как правило, чистый и прозрачный. Твердые примеси встречаются лишь у основания шлиров и ледяных ядер. Ориентировка осей кристаллов чаще всего хаотическая. Кристаллы могут достигать значительных размеров – до 10 см и более в поперечнике.

Жильные льды. Жильные льды образуются при замерзании воды в трещиноватых и раздробленных горных породах. В отличие от сегрегационных и инъекционных льдов они заполняют трещины, образовавшиеся ранее, до начала льдообразования. Как и лед-цемент, жильный лед цементирует раздробленную и выветрелую горную породу, заполняя в ней пустоты, нарушающие ее первоначальную монолитность. Лед чаще всего заполняет трещины целиком. Для формирования жильных льдов, помимо трещин, требуются еще два условия – наличие воды для заполнения пустот и отрицательной температуры, обеспечивающей замерзание воды. Жильный лед образуется при промерзании трещиноватых водоносных горных пород, а также при проникновении воды во вновь образовавшиеся трещины в промерзших породах.

При медленном заполнении трещин водой, когда она успевает намерзать на стенках, образуется неправильная вертикальная слоистость натечного типа. Возможно также образование горизонтально-слоистой текстуры с чередованием льда с пробками или с грунтовыми частицами (при затекании в трещину разжиженного грунта). В крупных трещинах лед может содержать включения пород разного размера, вплоть до крупной щебенки и небольших глыб, отвалившихся со стенок трещины.

Жильные льды играют существенную роль в изменении фильтрационных свойств горных пород. Закупоривая при своем образовании трещины, они делают породу непроницаемой для воды и газов.

Повторно-жильные льды. Отличительная особенность повторно-жильных льдов это то, что они являются продуктом многократно повторяющегося льдообразования в трещинах, периодически возникающих в одних и тех же местах.

При понижении температуры поверхности мерзлого грунта в грунтовом массиве возникают растягивающие напряжения, которые при достижении величины предела сопротивления мерзлого грунта разрыву приводят к образованию морозобойных трещин, разбивающих массив на полигональные отдельности. В однородных равномерно промерзающих грунтах полигоны имеют форму прямоугольников, а в неоднородных – неправильную, но в большинстве случаев четырехугольную форму. Расстояния между морозобойными трещинами составляют от десятков сантиметров до 40–60 м. Наиболее широко распространены полигоны с поперечниками от 6 до 30 м. Внутри них могут возникать менее четко выраженные полигоны меньших размеров.

Морозобойные трещины заполняются глубинной изморозью, а во время таяния снега в них проникает вода и там замерзает. В каждой трещине возникает тонкий вертикальный слой льда – элементарная жила льда, оказывающая расклинивающее действие на грунт. Если

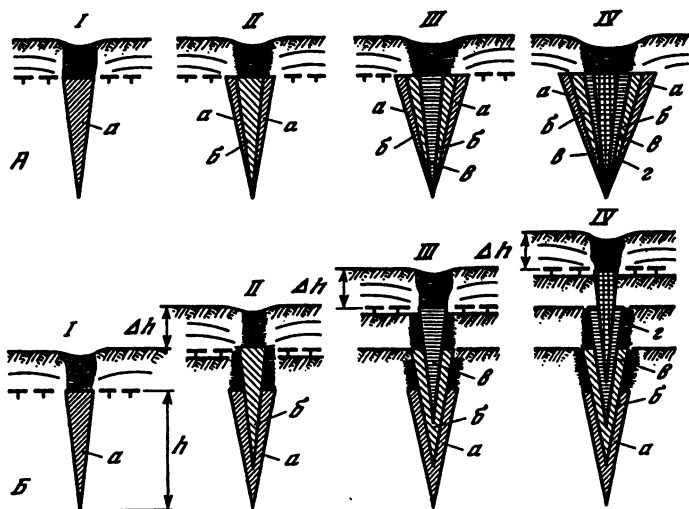


Рис. 20.1. Схема эпигенетического (А) и сингенетического (Б) роста повторно-жильных льдов (по Б.Н. Достовалову: см. Мерзлотоведение, 1981)

I–IV – последовательные стадии роста жил; а, б, в, г – ежегодно образующиеся элементарные ледяные жилки; Δh – мощность слоя, накапливающегося за год осадка при сингенезе

жила находится в пределах сезонно-протаивающего слоя, то летом лед вытаивает и трещина закрывается. Если же ее нижняя часть проникает глубже в толщу многолетнемерзлого грунта, то она может сохраниться. При последующем повышении температуры и температурном расширении грунтового массива между соседними ледяными жилами происходит частичное выжимание грунта вверх. В последующую зиму растрескивание происходит преимущественно по следам старых трещин и ледяным жилам, так как лед на разрыв менее прочен, чем мерзлый грунт. Благодаря этому ледяные жилы постепенно растут в ширину за счет внедрения новых слоев льда в среднюю часть жилы. Вмещающие грунты на контактах с ледяными жилами уплотняются, сжимаются и выжимаются кверху, образуя по обеим сторонам от морозобойной трещины грунтовые валики. Так формируются эпигенетические повторно-жильные льды (рис. 20.1, а).

Если одновременно с образованием ледяных жил происходит накопление осадков на поверхности, то вслед за поднятием уровня поверхности поднимается и верхняя граница многолетнемерзлой толщи, а вместе с нею и нарастающие ледяные жилы. Такие сингенетические жилы растут не только в ширину, но и кверху (рис. 20.1, б).

Так как повторно-жильные льды оконтуривают полигональные структуры, то их часто называют также полигонально-жильными льдами. Они представляют наиболее распространенный вид залежеобразующих льдов. Такие льды отличаются от других видов льдов

обилием примесей (минеральных частиц, органических осадков, солей, растворов и газов). Текстура льдов характеризуется вертикальной и наклонной слоистостью.

Пещерные льды. К пещерным льдам относят ледяные образования, формирующиеся в полостях естественного происхождения (карстовых пещерах, термокарстовых и других подземных полостях), а также в шахтах, тоннелях и других подземных выработках.

Карстовые пещеры возникают в горных породах, имеющих температуру выше точки замерзания циркулирующих в них растворов, и распространены преимущественно вне области многолетнемерзлых грунтов. При определенных условиях циркуляции в пещерах холодного воздуха зимой в них может возникать значительное местное охлаждение, вызывающее льдообразование. Так, в известной Кунгурской пещере, расположенной в Пермской области вне зоны распространения вечной мерзлоты, где среднегодовая температура выше $+5^{\circ}\text{C}$, в некоторых гротах температура понижается до -8°C . Там намерзает много пещерного льда и летом температура не поднимается выше нуля. Такой феномен объясняется тем, что в зимнее время через трещины и карстовые воронки в эти гроты поступает холодный воздух, который тяжелее более теплого воздуха в пещере. Летом же поступление наружного воздуха уменьшается.

Карстово-пещерные льды заполняют пещеры не целиком, а образуют ледяные покровы на дне, стенах и потолке, нередко с ледяными сталактитами, сталагмитами и колоннами. Основная масса льдов – натечного типа. В холодное время на стенах и потолках образуются сублимационные кристаллы изморози.

В районах распространения многолетнемерзлых грунтов повышенной льдистости и мощных повторно-жильных льдов нередко из-за частичного разрушения льда возникают термокарстовые подземные полости, колодцы и каналы. Возникающие таким образом полости иногда остаются пустыми, но в большинстве случаев заполняются грунтом, растительными остатками, снегом или конжеляционным льдом. Снег чаще всего скапливается в котлах термокарстовых колодцев, затем пропитывается водой, замерзает и превращается в лед, который характеризуется белесым цветом из-за обилия в нем воздушных включений. Такой лед может чередоваться с голубым конжеляционным льдом, образующимся путем замерзания воды в термокарстовых полостях. Над слоем плотного льда могут образовываться кристаллы сублимационного льда.

Термокарстово-пещерные льды часто образуют комплексы из мощной линзы инфильтрационного или конжеляционного льдов, окружающей серией горизонтальных слоев льда и грунта, которые могут быть прорезаны ледяными жилами более молодого возраста.

Характерной особенностью льдообразования в полостях является равное преобладание конжеляционных льдов над другими типами. Чаще всего наблюдается разовое промерзание объема воды, полностью или частично занимавшего полость. Если имеются пути для оттока избытка

воды, твердые примеси успевают осесть книзу и верхняя часть образующейся залежи льда бывает чистой. При всестороннем промерзании образуется лед радиально-лучистой текстуры. Термокарстовые полости могут заполняться и в течение нескольких лет. Тогда формируется горизонтально-слоистая залежь, в которой чисто водный лед может переслаиваться со снежно-водным слоем и слоями грунта, затекшими в полость.

В искусственных выработках в многолетнемерзлых грунтах при попадании в них надмерзлотных и межмерзлотных вод образуются натечные льды. Место их образования и объем определяются температурным режимом окружающей мерзлой толщи, поступлением в выработку воды и режимом вентиляции. В выработках обычно наблюдается рост кристаллов сублимационного льда на стенках и потолках за счет поступающего относительно теплого и влажного воздуха. Сублимационные кристаллы бывают пластинчатой, игольчатой, столбчатой и других форм, иногда довольно больших размеров – до десяти сантиметров и более.

Погребенные льды. К этой категории относятся льды, сформировавшиеся на дневной поверхности и затем погребенные толщами минеральных или органо-минеральных отложений. По своему первичному происхождению это могут быть льды любого типа – снежные, ледниковые, озерные, речные, морские и наледные.

Снежные льды встречаются преимущественно в виде небольших скоплений в склоновых отложениях. Ледниковые льды распространены в моренных, флювиогляциальных и склоновых отложениях в виде скоплений ледяных глыб или целых ледяных полей. Озерные, речные и морские льды сохраняются при погребении их склоновыми отложениями. Захоронение наледей происходит в результате покрытия их паводковыми наносами, солифлюкционными сплывами и склоновыми отложениями.

Наблюдаются случаи образования в районах с суровым климатом крупных масс погребенных льдов в отвалах пустой горной породы и при искусственном намыве грунтов.

Глава 21

НАЛЕДИ

21.1. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ НАЛЕДЕЙ

Наледями называют слоистые ледяные массивы, образовавшиеся при замерзании изливающихся природных и техногенных вод на поверхности земли, льда или инженерных конструкций, а также в подземных выработках.

Процессу наледеобразования предшествует появление первичного слоя льда на какой-либо поверхности, охлажденной ниже температуры

зарождения кристаллов льда на этой же поверхности. Дальнейшее льдообразование может происходить за счет турбулентного отвода тепла от промерзающего слоя воды в воздух без переохлаждения поверхности формирующейся наледи. Однако в тех случаях, когда вода изливается с перерывами и поверхность льда периодически переохлаждается, интенсивность нарастания льда увеличивается, так как отвод тепла от промерзающего слоя воды происходит в двух направлениях – в воздух и в ледяное основание.

Вода в зону намерзания поступает обычно неравномерно. На горизонтальной поверхности она растекается в разных направлениях, образуя слой, толщина которого определяется объемом поступившей воды и наличием препятствий для ее растекания. Процесс замерзания воды разделяется на две стадии: сначала происходит охлаждение потока воды до нулевой температуры, затем начинается процесс кристаллизации.

При толщине слоя воды до 8 мм промерзание происходит сразу во всем объеме. Появляются тонкие игольчатые кристаллы, которые затем прорастают и смыкаются с ледяным основанием. В толще промерзающего слоя могут оставаться мелкие ячейки с водой, кристаллизация которых сопровождается некоторой деформацией нового слоя льда и даже разрывами. При замерзании слоя воды толщиной более 8 мм сначала на его поверхности образуется ледяная корка. Дальнейшее промерзание связано с образованием замкнутых водяных линз, при замерзании которых возникает повышенное давление, приводящее к разрывам ледяной корки и изливанию части воды на поверхность.

На наклонных и вертикальных поверхностях стекающая вода оставляет пленку смачивания. При периодическом поступлении влаги водная пленка быстро промерзает, превращаясь в базисный слой льда, а очередная ее порция создает новую пленку. При непрерывном поступлении воды в стекающем слое растут игольчатые кристаллы льда, которые при определенных условиях превращают воду в кашеобразную массу ледяных кристаллов, примерзающую к основанию.

Наледный лед чаще всего залегает в виде корок и массивов на поверхности горных пород и почв, а также на поверхности ледяного покрова ручьев и рек. Лед имеет четко выраженную слоистость, ориентированную параллельно поверхности аккумуляции. Его структура зависит от толщины замерзающего слоя воды на льду и температурных условий. Чем меньше мощность наледеобразующего слоя, тем меньше размер кристаллов льда.

В природе наблюдается большое разнообразие наледей, отличающихся их расположением относительно поверхности земли (наземные и подземные наледи), формой и размерами, периодичностью возникновения, продолжительностью существования и рядом других признаков. Наледи подразделяются на два класса в зависимости от источника поступления наледных вод: **наледи подземных вод и наледи поверхностных вод.**

21.2. НАЛЕДИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Наледи подземных вод образуются на значительной части территории России. Интенсивность развития наледей меняется в зависимости от географических и геологических характеристик местности, климатических условий и характера источника наледных вод. В районах умеренного климата они образуются в местах выхода подземных вод – ключей и воды, содержащейся в верхнем слое грунтов, расположенном на водоупорном слое. Наледи формируются преимущественно у подножий склонов в затененных долинах и оврагах. Их количество возрастает от южных районов сезонного промерзания грунтов к северу.

Оптимум в развитии наледей наблюдается в районах островного и прерывистого распространения многолетнемерзлых грунтов, где в их формировании участвуют все виды подземных вод – надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. В зависимости от места выхода вод образуются долинные, русловые, склоновые и другие наледи.

В области сплошного распространения многолетнемерзлых грунтов количество наледей к северу уменьшается. Это связано с общим увеличением продолжительности холодного периода года и низкими температурами воздуха, при которых поверхностные и надмерзлотные воды быстро промерзают и перестают участвовать в водообмене. Однако в местах неотектонических движений, где встречаются сквозные талики и возможен выход на поверхность подмерзлотных вод, создаются условия для образования и существования гигантских многолетних наледей – тарынов. Наиболее крупные наледи, занимающие площади в десятки квадратных километров при толщине массивов льда до 10 м и более, распространены на северо-востоке Якутии и на Колыме, где они покрывают до 4% территории. Огромные наледи встречаются также на севере Канады и Аляски.

В горных районах наледи развиваются главным образом в среднем высотном поясе, верхняя граница которого находится на несколько сот метров ниже водоразделов. В районах горного оледенения наледный пояс располагается ниже ледников. По мере снижения уровня и приближения к равнине возможность образования наледей уменьшается, так как там, где рельеф выполаживается, интенсивность движения подземных вод уменьшается.

Процесс образования наледи нередко происходит таким образом, что между слоями льда остается жидкая вода, при дальнейшем промерзании которой возникает повышенное давление, достаточное для поднятия верхних ледяных слоев и образования наледных бугров. Некоторые ледяные бугры под давлением воды разрываются и часть воды изливается на поверхность, способствуя нарастанию новых порций наледного льда.

В ряде случаев в формировании наледей принимают участие одновременно и подземные и поверхностные воды. Например, наледь, формирующаяся на первой стадии из речной воды, во второй половине зимы, когда река на перекатах полностью промерзает, продолжает расти за счет подрусловых и береговых грунтовых вод.

21.3. НАЛЕДИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД

Среди наледей поверхностных вод преобладают наледи, формирующиеся при послойном намораживании речных вод на поверхности ледяного покрова, на береговых обнажениях и низких речных террасах. Такие наледи распространены на реках умеренных и арктических широт, а также в высокогорье. Иногда они встречаются в приустьевых участках акваторий крупных озер и морей. Наледи образуются также на берегах озер и морей, где намерзание льда происходит при набегании водных волн и брызг на охлажденные поверхности. В зависимости от причин, определяющих выход воды к поверхности намораживания, выделяют 7 типов наледей поверхностных вод (Алексеев, 1987).

1. Наледи, формирующиеся в результате изливания воды под воздействием избыточного гидродинамического напора в подледном потоке, возникающем при дополнительных водопритоках из недр земной коры или при попусках воды из водохранилищ.

2. Наледи, образующиеся при закупорке живого сечения русла шугой или внутриводным льдом в результате перемерзания водотоков и в случаях приложения внешних нагрузок на ледяной покров.

3. Наледи, формирующиеся в результате возвратно-поступательного движения водных масс при лунных приливах, ветровых нагонах и набегании волн.

4. Наледи, развивающиеся в результате оседания диспергированных водных масс: при ветровом срыве капель с водной поверхности; при дроблении падающих водных потоков; при механических ударах и искусственном дождевании.

5. Наледи, формирующиеся в результате периодического погружения охлажденных твердых тел в воду: при качке плавающих предметов; при возвратно-поступательных движениях элементов гидротехнических сооружений.

6. Наледи, образующиеся от таяния снега и льда в условиях стратифицированного температурного поля, возникающего при радиационных и адвективных оттепелях и искусственных тепловыделениях.

7. Наледи, формирующиеся при сбросах промышленных и бытовых вод.

Промерзание рек иногда приводит к своеобразным зимним наводнениям, когда подледная вода выходит и образует наледи на более высоких террасах, где обычно их не бывает. На реках возможно существование наледей и полыней, которые появляются на местах выхода относительно теплых подземных вод. Наледь в таких случаях образуется именно от полыней. Наледи на реках иногда вытягиваются на десятки километров при толщине 0,5–1,0 м. Объем ежегодно образующихся наледей поверхностных вод на территории России оценивается в 240 км³, что в четыре раза больше объема наледей подземных вод.

Со временем наледи могут мигрировать вдоль реки вследствие изменений климатических и мерзлотно-гидрологических условий. В более холодные зимы многие наледи увеличиваются в размерах, распростра-

няясь на новые участки. В процессе развития наледи создают условия для своего перемещения вверх по реке.

Наледи оказывают большое влияние на речной сток, перераспределяя его в годичном цикле. Они могут поглощать весь зимний сток на ручьях и малых реках, а на крупных реках уменьшать этот сток. С приходом лета на речной сток значительное влияние оказывают процессы таяния наледей. Также наледи влияют на создание в районах их образования особых микроклиматических условий. В зимнее время они способствуют потеплению, в летнее — охлаждению.

21.4. ИСКУССТВЕННЫЕ НАЛЕДИ

К искусственным относятся наледи, вызванные нарушением естественных условий движения грунтовых вод при прокладке автомобильных и железных дорог и строительстве различных сооружений. Такие наледи часто образуются в тоннелях, штольнях и других подземных сооружениях. Искусственные наледи могут возникать в местах неорганизованного сброса техногенных вод. Наледи могут искусственно создаваться для получения запасов льда, регулирования речного стока, опреснения соленых вод.

Наиболее часто наледи появляются при устройстве дорожных полувыемок, где нарушается естественный сток грунтовых вод в сезонно-протаивающем слое в области распространения многолетне-мерзлых грунтов или по водоупорному слою в основании сезонно-промерзающего слоя. Наледи возникают также в результате вырубки просек, отсыпки земляного полотна, строительства мостов и труб. Сразу после вырубки леса и кустарников, сжигания древесных осадков и расчистки территории со снятием или уплотнением торфяно-мохового покрова начинается усиленная тепловая мелиорация грунтов, приводящая к увеличению глубины сезонного протаивания и осушению грунтов деятельного слоя. В зимнее время на таких участках трассы происходит ускоренное промерзание потоков надмерзлотных вод, вызывая появление мерзлотных перемычек на пути их движения с образованием бугров пучения и грунтовых наледей. В некоторых случаях при срезке грунта вскрываются горизонты грунтовых вод, которые в местах их выхода на дневную поверхность могут образовывать грунтовые наледи. Отсыпка насыпей, дамб и земляных валов изменяет режим подземных вод, создает преграды на пути их движения и может способствовать образованию значительных наледей.

Причиной появления русловых, смешанных и грунтовых наледей может быть строительство мостов и водопропускных труб ввиду резкого изменения водно-температурного режима грунтов и создания водопроницаемых перемычек на пути подземных потоков. Так, при спрямлении русла ручья или реки грунтовый поток в аллювиальных отложениях может следовать старым руслом. Лишаясь отепляющего действия поверхностных вод, поток в зимнее время начинает интенсивно промерзать с образованием мерзлотных перемычек, что приводит к формированию наледей.

Методом дождевания и послойного намораживания создаются массивы льда, которые впоследствии используются как хранилища запасов льда и пресной воды. В частности, ледохранилища могут использоваться на тепловых и атомных электростанциях и на промышленных предприятиях в качестве источника холода. Включение в системы охлаждения льда и холодной талой воды повышает их эффективность, что позволяет снизить стоимость электроэнергии и эксплуатационные расходы предприятий.

Значительный практический интерес представляет собой идея создания опреснителей солоноватых подземных вод методом намораживания массивов льда с обеспечением миграции солевого рассола. Такой способ представляется эффективным в степных районах, характеризующихся холодными зимами и недостатком пресных вод.

21.5. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ НАЛЕДНЫХ ПРОЦЕССОВ И БОРЬБА С НАЛЕДЯМИ

Прогнозирование наледных процессов имеет большое практическое значение. Как показывает опыт, недоучет факторов наледообразования при проектировании и строительстве дорог и других объектов неоднократно приводил к затруднениям во время их эксплуатации и требовал значительных дополнительных затрат на защиту от наледей. Можно выделить три этапа работ по прогнозированию наледей. На первом этапе изучаются региональные закономерности процессов наледообразования и конкретные условия распространения наледей и составляются карты районирования территории по условиям наледообразования с выделением потенциально опасных наледных районов.

На втором этапе проводится долгосрочный прогноз наледей с учетом вероятных изменений климатических и гидрологических факторов.

Наиболее сложным, но очень важным является прогнозирование изменений процессов наледообразования и возникновения новых наледей, связанных с хозяйственной деятельностью человека. Для этой цели используются методы геологических и мерзлотных аналогий. В качестве аналогов-эталонов выбирают изученные и освоенные в инженерном отношении районы развития наледных процессов. Сравнивая гидрологические и мерзлотные условия вновь осваиваемых районов с ранее освоенными можно прогнозировать интенсивность и динамику развития наледных процессов. Применяются также методы, основанные на использовании математических аналогий.

Противоналедные мероприятия разрабатываются преимущественно для защиты дорог и дорожных искусственных сооружений. Мероприятия разделяются на сезонные (временные) и постоянные. К числу сезонных относятся отвод наледных вод, подогрев вод, таяние льда, механическое разрушение и удаление наледного льда. Для борьбы с грунтовыми и руслово-грунтовыми наледями на косогорных участках дорог в качестве временных средств применяются снеговые и снежно-

ледовые валы, временные плетни и заборы и другие препятствия, останавливающие наледные воды не доходя до дороги.

К постоянным защитным мероприятиям относятся мерзлотные пояса в виде поперечных канав с валами и расчищенных полос; русловые мерзлотные пояса с замораживающими установками; экраны и стенки для задержания наледных вод на удалении от защищаемых объектов. Применяются также различные противоналедные сооружения и устройства. Среди них распространены специальные сооружения для пропуска наледных вод и сброса их ниже дороги (свайно-тоннельные сооружения, мосты, трубы, противоналедные дренажные и каптажные устройства, утепленные лотки и др.).

Глава 22

ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ РЕК И ВОДОЕМОВ

22.1. ФОРМИРОВАНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

По условиям формирования пресноводные льды делят на три группы: речные, озерные и льды небольших водоемов. Особенность речного льда заключается в том, что ледообразование происходит при движении воды. Озерные льды образуются как при спокойном состоянии воды, так и при ветровом волнении. Льды небольших водоемов большей частью образуются при спокойном состоянии воды и устойчивом распределении температуры в водоеме.

По мере понижения температуры воздуха усиливается перемешивание воды. Поверхностный слой охлаждается, плотность воды увеличивается. Охлажденная вода опускается ко дну, а на ее место поднимается более теплая вода из нижних слоев. Такой процесс может продолжаться до тех пор, пока вся толща воды не охладится до температуры $+4^{\circ}\text{C}$, при которой плотность воды достигает максимального значения. После этого дальнейшее охлаждение происходит лишь в приповерхностном слое, если, конечно, не учитывать механического перемешивания воды вследствие течения и волнения. Температура водной поверхности опускается ниже нуля, и начинается процесс ледообразования. В тех случаях, когда происходит быстрое понижение температуры воздуха и теплоотдача с поверхности воды превышает приток тепла за счет подъема придонных слоев воды, переохлаждение поверхностного слоя и процесс ледообразования могут начинаться при относительно высокой температуре воды в водоеме.

Зародившиеся на поверхности воды кристаллы льда растут вниз, часть из них выклинивается, а оставшиеся утолщаются. Ледяной покров приобретает столбчатую структуру, и в вертикальном разрезе длина части кристаллов может соответствовать толщине ледяного покрова.

При замерзании воды в условиях сильного перемешивания, быстрого охлаждения и наличия большого количества центров кристаллизации растут изометричные кристаллы неправильной формы с отсутствием четко выраженных граней и беспорядочной ориентировкой их осей. Лед такой структуры образуется на реках с быстрым течением и озерах в условиях сильного волнения в период ледостава. По мере увеличения толщины ледяного покрова структура новых слоев льда приоб-

ретают черты упорядоченности, соответствующие столбчатой структуре.

Помимо поверхностного водного льда, в ряде случаев образуются водно-снеговые и водно-шуговые льды. Снег, выпадающий на переохлажденную поверхность воды, а также насыщенные водой слои снега на ледяном покрове при промерзании превращаются в непрозрачный лед с большим количеством полостей и воздушных включений. Водно-шуговой лед возникает при замерзании воды, содержащей шуговые образования. Он менее прозрачен, чем водный лед, и имеет неправильную структуру.

Полосы льда, окаймляющие берега рек, озер и водохранилищ при незамерзшей остальной части водного пространства, называют **заберегами**. Под влиянием ветра и течения могут образовываться нагромождения льдин у берегов – **навалы льда**.

При наличии переохлажденной воды в потоках, где частицы воды с отрицательной температурой попадают в глубь потока или ко дну, образуются внутриводные льды в виде донного льда и шуги. Донный лед интенсивно формируется на небольших горных реках в периоды сильных похолоданий, особенно на поверхности валунов и камней на дне. Накапливаясь в больших количествах, скопления донного льда приобретают плавучесть, отрываются ото дна и всплывают. На поверхности воды образуются мелкие ледяные кристаллы – **ледяное сало**. Всплывающие комки донного льда вместе с ледяным салом образуют и скопления шуги.

Наиболее интенсивно шуга образуется на реках со скоростью течения больше 0,4 м/с. Ледяной покров обычно начинает формироваться не по всей реке, а сначала на участках с небольшими уклонами, в местах сужений и на крутых поворотах русла, где имеются условия для роста заберегов и возникновения ледяных перемычек. Шуга, образовавшаяся на безледном участке, плывет в нем по течению и попадает под уже сформировавшийся ледяной покров. Часть шуги замерзает снизу ледяного покрова, уменьшая живое сечение потока. Это может привести к образованию **зажора** в виде скопления шуги и мелкобитого льда, препятствующего речному стоку.

Зажоры образуются на шугоносных реках осенью, в период формирования ледяного покрова в местах, где большой уклон сменяется малым и продвижение кромки льда вверх по течению задерживается, а также в местах стеснения русла островами и валунами. Зажоры образуются также при ледоставе ниже крупных полыней. В нижних бьефах ГЭС, где полыньи сохраняются в течение всей зимы, зажоры образуются в процессе перемещения кромки льда на участках с повышенными скоростями течения.

Голова зажора формируется непосредственно у кромки ледяного покрова после многократных подвижек, сопровождающихся торошением и увеличением мощности зажорных скоплений. В результате стеснения русла создается подпор, снижаются скорости течения, подплывающие шуговые скопления останавливаются без торошения и

смерзаются. Толщина зажорных скоплений в зависимости от формы поперечного профиля русла может превышать 10 м, а длина скоплений – достигать 10–20 км. Образование зажора приводит к повышению уровня воды в реке на участке выше по течению и затоплению прибрежной полосы. Высота подъема уровня воды часто достигает 3 м и более.

В районах с суровым климатом на ледяном покрове рек часто образуются наледи. Они возникают в результате послойного замерзания выступающей на поверхность ледяного покрова воды через трещины при сужении подледного потока или увеличении его расхода.

22.2. ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Время начала и продолжительность ледостава зависят от климатических условий, температурного и ветрового режимов, толщины снежного покрова на льду и конкретных характеристик реки или водоема. В период ледостава происходят упрочнение подвижных масс льда, нарастание толщины льда путем кристаллизации воды на нижней поверхности ледяного покрова и промерзание шуги под покровом, а также смерзание находящегося на покрове пропитанного водой снега.

Ледостав устанавливается в течение октября–ноября на реках азиатской части России и в ноябре–декабре на европейской части. Продолжительность ледостава на реках России от одного–трех месяцев в южной части европейской части до 7 месяцев и более за Полярным кругом (рис. 22.1).

Толщина ледяного покрова начинает увеличиваться после начала ледостава и достигает своего максимума во второй половине зимнего периода или в начале весеннего сезона. Затем толщина покрова уменьшается, чаще всего сначала за счет подтаивания на нижней поверхности, а затем вследствие таяния с поверхности. При наличии снежного покрова общая толщина льда может увеличиваться за счет водно-снегового льда и уплотненного снега. Максимальная толщина ледяного покрова на северных реках достигает 2–2,5 м.

Прочность снегового и шугового льдов существенно меньше прочности кристаллического водного льда, поэтому при характеристике ледяного покрова, помимо сведений о его общей толщине, желательно иметь данные о строении, плотности и толщине всех составляющих покров слоев.

Целостность ледяного покрова характеризуют наличием в нем трещин, полынй, промоин и проталин. Формирование и развитие ледяного покрова связано с образованием термических трещин, возникающих при быстром понижении температуры воздуха. Такие трещины чаще всего распространяются лишь в верхних слоях ледяного покрова, сквозные трещины встречаются редко. При повышении температуры трещины "залечиваются". При изменении уровня воды возникают трещины вдоль берегов реки. В ледяном покрове небольшой толщины, распространенном на значительной площади, трещины могут образо-

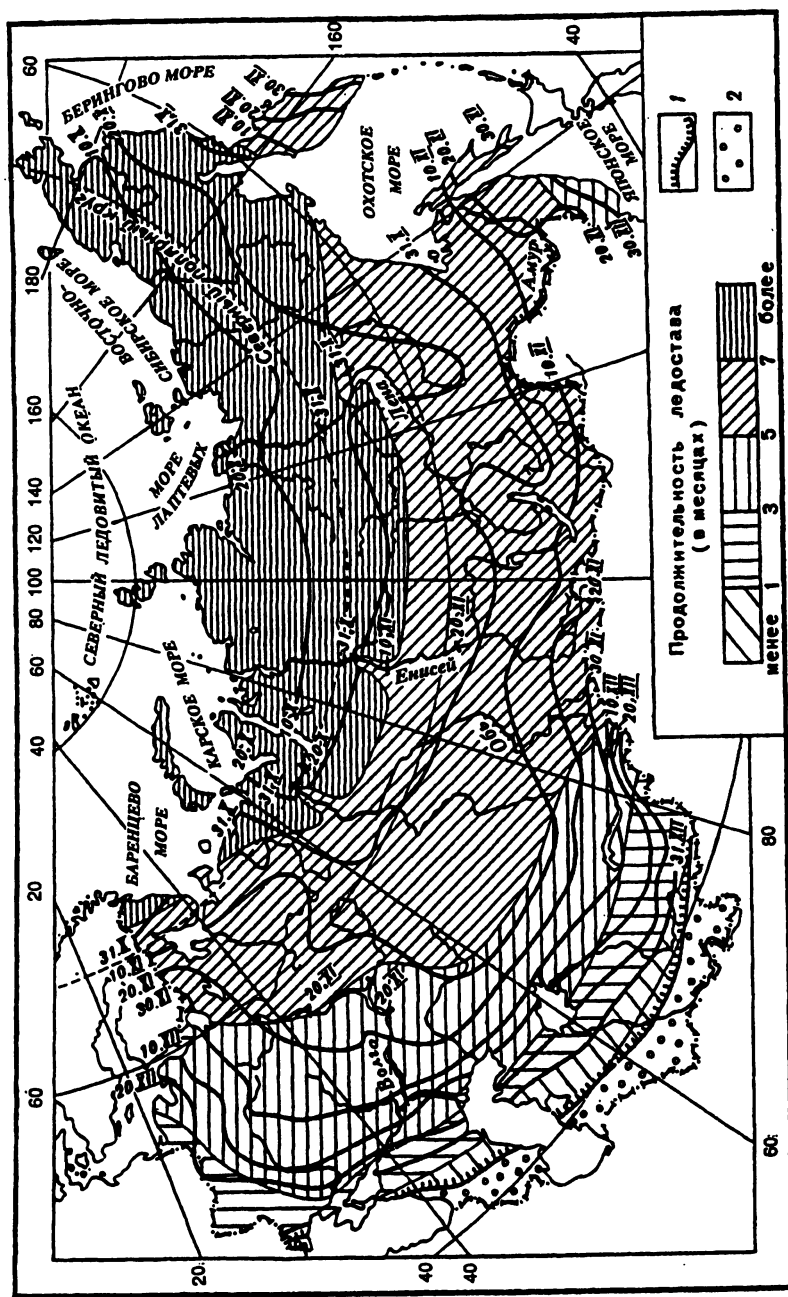


Рис. 22.1. Начало ледостава на реках на территории бывшего СССР и продолжительность ледостава
 1 - территория с незамерзающими реками
 2 - граница замёрзания рек и озёр

ываться под действием сил сжатия, вызываемых ветровым воздействием. В местах выхода грунтовых вод и на участках рек с быстрым течением образуются полыньи. В период таяния целостность ледяного покрова нарушается вследствие образования снежниц, проталин и промоин.

Распределение температуры в ледяном покрове и ее изменение в значительной степени определяют прочностные характеристики льда и покрова в целом. Температура нижней поверхности ледяного покрова нулевая, а верхнего слоя льда при отсутствии на нем снега близка к температуре воздуха. В соответствии с суточными и более длительными колебаниями температуры воздуха во льду распространяются температурные волны, затухающие с глубиной. Если ледяной покров покрыт снегом, то температура поверхности льда выше температуры воздуха и ее колебания значительно меньше, чем в бесснежном покрове на той же глубине.

В течение зимнего периода температура верхних слоев льда обычно значительно ниже температуры средних слоев. В весенний период температура льда в верхних слоях повышается и становится выше, чем в средних. Подобное распределение наблюдается и во время оттепелей. К периоду разрушения ледяного покрова температура всей толщи ледяного покрова приближается к нулевой.

Структура пресноводных льдов определяется условиями ледообразования. В зависимости от формы, ориентировки и размеров кристаллов выделяют 9 типов льдов (рис. 22.2). Некоторые характеристики этих типов льдов приведены в табл. 22.1.

Тип А1 распространен на небольших озерах, лагунах, небольших незарегулированных водохранилищах с достаточно большим запасом тепла в нижних слоях воды.

Тип А2 наиболее широко распространен на больших открытых озерах, водохранилищах, больших реках после длительного ветрового перемешивания, сопровождающегося значительной потерей теплового запаса.

Тип А3 образуется на зарегулированных реках, водохранилищах, крупных озерах, для которых характерны ритмические нарушения температурных условий приледного слоя и длительное время сохраняющиеся незамерзшие участки воды.

Тип А4 образуется на всех пресных водоемах, которые к моменту ледообразования теряют весь теплозапас. Такой лед распространен в устьях рек, впадающих в арктические моря, и образуется при замерзании поверхностных распресненных слоев моря при большом накоплении талой воды после летнего таяния морских льдов.

Тип А5. Условия для образования этого типа льда создаются на зарегулированных реках, водохранилищах, больших озерах со сложным гидрологическим режимом, характеризующимся непрерывным нарушением температурной стратификации.

Тип А6 образуется в водоемах при устойчивом охлаждении приледного слоя воды до температуры замерзания или большом ее пе-

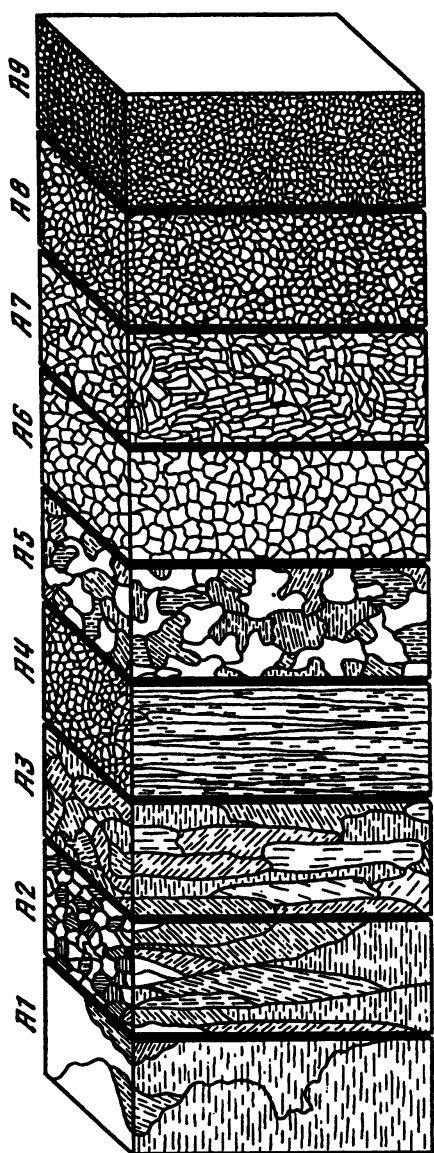


Рис. 22.2. Основные типы пресноводных льдов (Черепанов, 1976)
 Типы льдов см. в тексте

Таблица 22.1

Характеристики пресноводных льдов,
(Черепанов, 1976)

Тип льда	Средний объем кри- сталлов, м ³	Преобладающая ориентировка осей кристаллов	Плотность, кг/м ³	Средняя прочность на изгиб дисковых пластин, МПа	
				при 0° С	при -10° С
A1	31.10 ⁵	Вертикальная	915-917	2,9	4,2
A2	15.10 ⁴	Смешанная	910-917	1,5	3,1
A3	2.10 ⁴	Хаотическая	900-915	0,7	2,2
A4	3600	Горизонтальная	905-917	0,2	2,2
A5	630	Хаотическая	880-900	1,0	2,0
A6	500	То же	830-900	0,6	1,2
A7	49	"	820-850	0,2	1,0
A8	15	"	810-850	0,2	1,2
A9	3	"	790-820	-	-

реохлаждении, способствующем перекристаллизации вторичных микроскопических кристалликов, нарушающих ориентированный рост кристаллов. Такое льдообразование часто происходит на реках с быстрым течением, где длительное время сохраняются полыньи.

Тип А7 характерен для глубоководных участков рек с наличием открытых участков воды (полыней). Такой лед образуется из кристаллов внутриводного льда.

Тип А8 образуется при смерзании плотных скоплений шуги и снежуры осенью при интенсивном ветровом перемешивании поверхностных слоев воды, например на реках с быстрым течением.

Тип А9 образуется при смерзании снега, пропитанного водой, например, при образовании наслуд (тонкого слоя воды, скопившейся на более старом льду) и различного рода наледей.

Прочностные характеристики ледяного покрова определяются строением, плотностью, температурой и трещиноватостью слоев льда. Для определения прочностных характеристик используются образцы льда, получаемые путем выбуривания керна с помощью кольцевого бура. Часто ограничиваются определением "мгновенной" прочности на сжатие путем испытания на быстрое сжатие кусков керна вдоль его оси. Представляет интерес послойная прочность на сжатие параллельно поверхности ледяного покрова, для ее определения приходится вырезать кубические образцы льда. Распространен способ определения сопротивления льда изгибу путем испытаний на излом образцов льда в виде балочек и дисковых пластин. Реже определяют сопротивление льда срезу и разрыву и характеристики его ползучести.

22.3. ПОВЕДЕНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ПОД НАГРУЗКОЙ И ЕГО НЕСУЩАЯ СПОСОБНОСТЬ

Ледяной покров часто используют для транспортировки по нему грузов. Еще в конце прошлого века получили распространение железнодорожные ледяные переправы. Широко используются ледяные переправы для автомобильного транспорта. В районах Сибири и Крайнего Севера автомобильных дорог крайне мало и завоз грузов осуществляется преимущественно по автозимникам, на которых переходы через реки проходят по ледяному покрову. В ряде случаев автозимники прокладывают по речному льду на большие расстояния.

В последнее время несущую способность ледяного покрова начали с успехом использовать при строительстве гидротехнических сооружений. Так, большое количество грузов при строительстве гидроэлектростанций в Сибири перевозилось по льду. Со льда производилась наброска камня для перекрытия русла, выполнялись некоторые монтажные работы. Ледяной покров стал использоваться в качестве дополнительной строительной площадки. Для рационального и безопасного использования ледяного покрова потребовалось изучить закономерности деформирования и разрушения ледяного покрова под действием нагрузки и разработать методику определения его несущей способности при различных видах загрузки. Естественно, что в каждом конкретном случае необходимо иметь достоверные сведения о строении ледяного покрова и его прочностных характеристиках.

При плавном нагружении ледяной покров постепенно прогибается, образуя своеобразную чашу прогиба, форма и размеры которой зависят, при прочих равных условиях, от величины и продолжительности действия нагрузки. Если нагрузка возрастает от нуля до своего полного значения в течение короткого времени (меньше 1 мин) и не превышает половины груза, способного сразу проломить лед, то прогиб ледяного покрова увеличивается пропорционально нарастанию нагрузки. В том случае, когда нагрузка после быстрого нарастания так же быстро удаляется, то прогибы ледяного покрова исчезают почти полностью. При движении груза чаша прогиба ледяного покрова приобретает эллипсовидную форму и перемещается в соответствии с перемещением груза.

При увеличении нагрузки или более длительном ее действии начинают проявляться вязкопластические свойства льда, прогиб ледяного покрова нарастает, и после снятия груза остается остаточный прогиб. При длительном действии нагрузки на сплошной ледяной покров без сквозных трещин наблюдаются следующие стадии его деформирования в зависимости от скорости наращивания нагрузки, ее величины и времени действия: 1) стадия непрерывного нарастания деформации при увеличении нагрузки; 2) стадия замедленного нарастания при постоянной нагрузке; 3) стадия прогрессирующих деформаций, которая со временем приводит к пролому ледяного покрова.

Таблица 22.2

Предельная величина одиночного груза на ледяном покрове, т
(по Д.Ф. Панфилову. См.: Инженерная гляциология, 1971)

Толщина льда, см	При кратковременном загрузении		При загрузении в течение 100 часов	
	на сплошном покрове	на кромке льда	на сплошном покрове	на кромке льда
20	2,5	0,8	0,9	0,3
40	9,2	3,0	3,3	1
60	20	7	7	2
80	33	11	12	4
100	50	17	18	6
150	107	36	39	13
200	180	60	65	22

Исходя из этих закономерностей, при оценке несущей способности ледяного покрова необходимо учитывать время нахождения груза на льду. Известны случаи, когда при длительной аварийной остановке грузовая автомашина проламывала ледяной покров и проваливалась под лед, хотя по всем признакам толщина ледяного покрова была вполне достаточной для безопасной транспортировки груза.

Если во льду имеются сквозные трещины или проруби, или груз находится около свободной кромки льда, то по мере нарастания деформации чаша прогиба заполняется водой, что способствует дальнейшей деформации. Несущая способность ледяного покрова у его кромки примерно в три раза меньше, чем несущая способность сплошного покрова. Расчеты несущей способности ледяного покрова сводятся преимущественно к определению предельной величины одиночного груза или системы грузов с учетом времени их действия. Наиболее разработана методика расчета величины прогиба и допускаемой нагрузки при кратковременном загрузении, что характерно для ледяных переправ. Ориентировочные значения грузоподъемности речного льда приведены в табл. 22.2.

В тех случаях, когда возникает необходимость переправлять по льду грузы, создающие нагрузки, превышающие несущую способность естественного ледяного покрова, проводят мероприятия по обустройству ледовых переправ и искусственному увеличению их несущей способности. Для этой цели увеличивают толщину ледяного покрова или укрепляют проезжую часть, например, намораживают верхний слой льда, армированный ветками, хворостом и жердями, или на проезжую часть укладывают бревна и досчатые настилы.

Небольшое утолщение ледяного покрова можно обеспечить, очищая ледяной покров от снега. Более существенный результат получают путем послойного намораживания льда путем полива водой

полосы для переправы или использования факельного намораживания. Так, в Якутске последние годы успешно применяется способ ускоренного создания ледяной переправы для тяжелых грузовых автомашин через р. Лену. После первоначального формирования ледяного покрова толщиной 30–40 см на лед выводят передвижные дальнеструйные дождевальные установки и с их помощью намораживают полосу льда толщиной порядка 0,5 м. Дождевальная установка работает таким образом, чтобы капли воды в факельной струе за время их полета в воздухе замерзли и выпадали на полосу будущей переправы в виде ледяных шариков. И хотя в части шариков внутри ледяной оболочки остается незамерзшая вода, а некоторые капли не успевают замерзнуть, есть возможность быстро и оперативно создать полосу льда заданных размеров. Лед получается пористым и вначале недостаточно прочным, однако через несколько дней он полностью промерзает и позволяет приступить к эксплуатации переправы. Сначала пропускают относительно легкие автомашины, которые уплотняют пористый лед и таким образом способствуют упрочнению льда и повышению несущей способности переправы. Ледяная переправа с искусственным ледяным покрытием начинает работать на один-два месяца раньше, чем переправа по естественному ледяному покрову.

22.4. ТАЯНИЕ И РАЗРУШЕНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

В весеннее время вдоль берегов рек и водоемов появляются полосы воды – **закраины**. Вследствие таяния снега на поверхности ледяного покрова образуются **снежницы** в виде пятен пропитанного водой снега и скоплений воды. Температура льда по всей толще покрова приближается к нулевой, прочность покрова уменьшается.

На озерах и водохранилищах тающий ледяной покров начинает разрушаться чаще всего под воздействием ветра, вызывающего его перемещение. На реках начало разрушения обычно связано с повышением уровня воды. Сроки вскрытия ледяного покрова меняются в широких пределах в зависимости от климатических показателей данного года и ряда конкретных характеристик реки или водоема. Вскрытие рек на юге европейской части России происходит в марте, на юге Сибири – в апреле, а за Полярным кругом в мае–июне.

Малые реки вскрываются почти одновременно по всей их длине после кратковременного подъема воды. Ледоход совпадает с наивысшим уровнем воды. Вскрытие малых рек происходит обычно раньше крупных.

Характер вскрытия средних и крупных рек во многом зависит от направления их течения. На реках, текущих с севера на юг, вскрытие ледяного покрова начинается в низовьях вследствие его таяния. Лед беспрепятственно уносится течением, и фронт вскрытия плавно перемещается к северу. Весенний ледоход проходит относительно спокойно. На реках, текущих с юга на север, вскрытие происходит более

сложно. Снеготаяние в верховьях на юге вызывает подъем воды и взламывание ледяного покрова. Плывущие льдины встречают на своем пути еще прочный ледяной покров на северных участках реки, что приводит к подъему уровня воды и зачастую к образованию ледяных заторов.

Заторы формируются в местах, где задерживается вскрытие реки из-за повышенной толщины и прочности ледяного покрова, в частности, в местах образования зазора во время формирования ледяного покрова, а также вследствие заклинивания русла реки ледяными полями или стеснения русла на поворотах реки, около островов и т.п.

Наиболее распространенный механизм образования заторов начинается с разрушения ледяного покрова в процессе его торошения под действием плывущих льдин и подныривания льдин под кромку ледяного покрова. При этом, помимо механической закупорки русла льдом, может наблюдаться смерзание льдин, вызванное тем, что толстый лед может сохранять внутри отрицательную температуру.

По длине затора выделяют три основные части скопления льда: замок, голову и хвост затора. Замок представляет собой покрытый трещинами ледяной покров или перемышку из ледяных полей, заклинивших русло. Голова состоит из многослойного скопления хаотически расположенных льдин. В хвостовой части образуется однослойное скопление льдин в зоне подпора. На крупных реках хвостовой шлейф может распространяться на десятки километров.

При формировании заторов уровень воды перед затором повышается. Наиболее высокими подъемами уровня воды (до 10 м и более) отличаются заторы, образующиеся при интенсивном формировании весеннего паводка и расходах воды, близких к максимальным.

Разрушение заторов происходит как под действием силы потока воды, так и под влиянием солнечной радиации, способствующей снижению прочности заторного льда. Прорыв затора сопровождается перемещением больших масс льда и образованием навалов льда на берегах. В некоторых случаях приходится прибегать к искусственному разрушению заторов.

22.5. ВОЗДЕЙСТВИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА НА СООРУЖЕНИЯ

Ледяной покров оказывает силовое воздействие на опоры мостов, причалы, водозаборы, плотины и другие гидротехнические сооружения. Различают следующие виды воздействия льдов на сооружения: а) статическое давление, возникающее при формировании ледяного покрова и расширении льда при резком повышении температуры воздуха; б) динамическое давление в период ледохода при встрече льдин с опорами мостов, ледозащитными стенками и другими сооружениями; в) воздействие примерзшего к сооружению ледяного покрова при колебаниях уровня воды; г) истирающее действие ледяного покрова при ледоходе.

Для обеспечения прочности и устойчивости сооружений требуется заранее оценивать возможные силы воздействия льда и выявлять возможности уменьшения этих сил.

Величина статического давления зависит от диапазона и скорости повышения температуры льда. Наиболее интенсивные изменения температуры наблюдаются в самом верхнем слое, там же и возникают наибольшие температурные напряжения. Величина давления определяется исходя из того факта, что температурное расширение ледяного покрова с защемленными краями должно компенсироваться соответствующими деформациями ползучести. Натурными измерениями установлено, что статическое давление ледяного покрова на реках с берегами, допускающими "выползание" покрова на берег, достигает 0,05–0,3 МПа, а на реках со скалистыми берегами оно может достигать 0,6 МПа.

Взаимодействие движущегося льда с опорами мостов зависит от размеров, кинетической энергии и прочности льдин. При движении больших ледяных полей опора прорезает льдину, вызывая ее растрескивание и местное разрушение. Малые льдины испытывают местное смятие в точке удара, а затем раскалываются или останавливаются. Величина динамического давления льда на опоры зависит также от ветра, насыщения зеркала реки льдом, формы опоры и шероховатости ее поверхности и ряда других факторов.

В инженерной практике разработаны способы расчета давления ледяного покрова на опоры мостов и на другие сооружения. Разработаны также конструктивные решения, позволяющие существенно уменьшить силовое воздействие льда на сооружения. В частности, желательно придавать сооружениям такую форму, при которой ледяной покров будет разрушаться преимущественно путем раскалывания и изгиба.

Глава 23

МОРСКИЕ ЛЬДЫ

23.1. ЗАМЕРЗАНИЕ МОРСКОЙ ВОДЫ

Специфическая особенность замерзания морской воды в отличие от пресной заключается в понижении температуры кристаллообразования при увеличении солёности воды. С солёностью связаны также и различия в процессе формирования ледяного покрова. При солёности менее 24,7‰ процесс охлаждения и замерзания воды происходит так же, как в пресных водоемах. Охлаждение водной поверхности вызывает вертикальное перемешивание воды, которое продолжается до тех пор, пока температура всей толщи воды не достигнет температуры наибольшей плотности (табл. 23.1). Такие воды называют солоноватыми. При солёности более 24,7‰ (солёные воды) вертикальное пере-

Таблица 23.1

Характеристики солоноватых и соленых морских вод

Показатели	Соленость, ‰						
	1	4	10	20	24,69	30	35
Температура наибольшей плотности, °C	3,74	3,13	1,86	-0,31	-1,33	-2,47	-3,52
Температура замерзания, °C	-0,05	-0,21	-0,53	-1,07	-1,39	-1,63	-1,91
Наибольшая плотность, кг/м ³	1000,8	1003,3	1008,2	1016,1	1019,8	1024,1	1028,2

мешивание не прекращается, вплоть до того времени, когда температура в перемешиваемом слое дойдет до температуры замерзания воды при заданной солености. Ледяные иглы образуются во всем этом слое, постепенно всплывая на поверхность моря.

Средняя соленость вод Мирового океана равна около 35‰. В арктических морях соленость колеблется от 30 до 35‰, но в некоторых местах происходит частичное распреснение морской воды речными водами.

В процессе образования первичного слоя ледяного покрова кристаллы льда, окруженные пленками соленой воды, смерзаются. При понижении температуры первичного слоя в ходе роста его толщины между кристаллами остается рассол в виде замкнутых пленок и каналов. Продолжается рост кристаллов льда за счет вымораживания рассола, при этом его концентрация увеличивается. Дальнейшее охлаждение способствует выпадению некоторых солей. Так, соль CaSO_4 выпадает из рассола при $-1,9^\circ\text{C}$, а Na_2SO_4 – при $-7,6^\circ\text{C}$. Основную часть солей морской воды составляет хлористый натрий (около 80%), для которого эвтектическая температура равна $-22,6^\circ\text{C}$. Некоторые соли сохраняются в виде рассола и при более низкой температуре, так, CaCl_2 выпадает только при -55°C .

Морской лед представляет сложную четырехкомпонентную систему, состоящую из чистого льда, выкристаллизовавшихся солей, жидкого рассола и газообразных включений. Соленость морского льда существенно меньше солености замерзающей воды, так как вначале растут кристаллы чистого льда, а оставшиеся включения рассола между кристаллами частично мигрируют в сторону фронта замерзания. Количество солей и рассола во льду зависит как от солености воды, так и от интенсивности льдообразования. При быстром нарастании льда в нем сохраняется большее количество рассола, чем при медленном льдообразовании, так как во втором случае увеличивается время для миграционного вытекания рассола из пор между кристаллами.

При повышении температуры льда объем заключенного в нем рассола увеличивается, соленость уменьшается и повышаются возможности для миграции рассола и распреснения льда. В результате этого соленость многолетних льдов снижается, особенно в возвышающихся над поверхностью частях ледяных торосов, где лед может почти полностью распресниться.

При спокойной поверхности моря после охлаждения верхнего слоя воды до температуры замерзания происходит интенсивное формирование ледяных игл, которые образуют **ледяное сало** в виде пятен, полос или сплошного слоя серовато-свинцового цвета. Если на водную поверхность, имеющую температуру ниже нуля, выпадают значительные массы снега, то он не тает и образует снежную кашу, называемую **снежурой**. При ветре и волнении из сала, снежуры и внутриводного льда образуется **шуга** в виде скоплений рыхлых пористых комков белесоватого цвета.

Ледяное сало, смерзаясь и утолщаясь за счет нарастания льда с нижней поверхности, превращается в тонкую эластичную корку. При толщине корки до 5 см она имеет темный цвет и называется **темным ниласом**. При увеличении толщины корки ее цвет становится более светлым, такая корка называется **светлым ниласом**. При достаточном количестве снежуры и шуги светлый нилас может образоваться, минуя стадию темного ниласа. При деформациях ледяного покрова и сжатия части одного ледяного поля надвигаются одна на другую и образуют **наслоенный лед**.

После образования сплошного слоя льда скорость дальнейшего его нарастания определяется величиной температурного градиента в ледяной толще. Молодой ледяной покров толщиной 10–15 см называют **серым льдом** из-за того, что на его поверхности появляются "солевые цветы", представляющие собой серые кристаллы льда, пропитанные выкристаллизовавшимися на поверхности льда солями. При сжатиях серые льды наплаиваются и могут образовывать небольшие торосы. По мере увеличения толщины до 20–30 см ледяной покров приобретает более светлый цвет и его называют **серо-белым льдом**. При дальнейшем увеличении толщины его поверхность обычно покрывается снегом, такой покров называют **белым льдом**.

23.2. МИГРАЦИЯ РАССОЛОВ И РАСПРЕСНЕНИЕ ЛЬДА

В ледяном покрове непрерывно происходит некоторое движение рассолов под воздействием градиентов температуры и упругости водяного пара, гидростатического давления, динамометаморфизма и других факторов. Характер миграции и ее интенсивность зависят от того, в каком виде находится рассол (замкнутые ячейки, межкристаллические прослойки или сквозные капилляры).

В начальной стадии формирования верхнего слоя ледяного покрова остаются сквозные капилляры, соединяющиеся с морской водой и способствующие интенсивной миграции рассола и уменьшению солености

льда. По мере увеличения толщины покрова в верхней и средней его частях растет количество замкнутых пор и ячеек, которые по мере понижения температуры уменьшаются в объеме вследствие вымерзания воды и увеличения солености заключенного в них рассола.

В арктических морях с наступлением полярного дня температура ледяного покрова начинает повышаться вследствие проникающей солнечной радиации. Это приводит к увеличению жидкой фазы и образованию сквозных капилляров, интенсифицирующих миграцию рассолов и распреснение льда. Соленость однолетнего льда к концу зимнего периода в верхнем слое до 1 м составляет порядка 5‰, а в более глубоких горизонтах – 5–9‰. В ледяном покрове, сохранившемся в течение летнего периода, соленость уменьшается до 2–1‰.

23.3. ТИПЫ МОРСКИХ ЛЬДОВ

Н.В. Черепанов (1976) выделил 9 типов морских льдов, различающихся по их строению в зависимости от условий льдообразования (рис. 23.1). Некоторые характеристики выделенных типов льда приведены в табл. 23.2.

Тип В1. Образуется при устойчивом термическом режиме приледного слоя воды с хорошо развитой вертикальной конвекцией. Встречается в припае вне зоны распространения речных вод. Имеет четко выраженную пространственную упорядоченность кристаллов, растущих сверху вниз на всю толщу ледяного покрова. Лед светло-серого цвета из-за обилия мелких (0,1–0,5 мм) солевых и воздушных включений, расположенных вертикальными цепочками. Кристаллы имеют форму волокон.

Тип В2. Образуется при небольших нарушениях стабильности ориентированного роста кристаллов из-за резких колебаний температуры и солености приледного слоя воды. Этот тип льда характерен для обширных полей дрейфующих льдов в Арктике и части припайных льдов в Антарктике. Лед имеет волокнистую структуру, как и лед типа В1, только кристаллы в вертикальном направлении ограничены своими размерами (порядка 200–300 мм). Отличается более сложной ветвистой системой расположения солевых и воздушных включений.

Тип В3. Образуется при нарушении стабильности роста кристаллов и интенсивном поступлении к фронту кристаллизации внутриводного льда. Этот тип широко распространен среди дрейфующих и припайных льдов в Арктике в зонах интенсивных подвижек и наличия полыней. Характерны два вида кристаллов: волокнистые, как у льда типа В2, и изометрические, расположенные хаотически или образующие скопления на определенных горизонтах.

Тип В4. Образуется в районах стационарных полыней в дрейфующих и припайных льдах. Отличается от типа В3 тем, что кристаллы льда в нем мельче и направления их осей не упорядочены.

Тип В5. Образуется при наличии на поверхности воды большого ко-

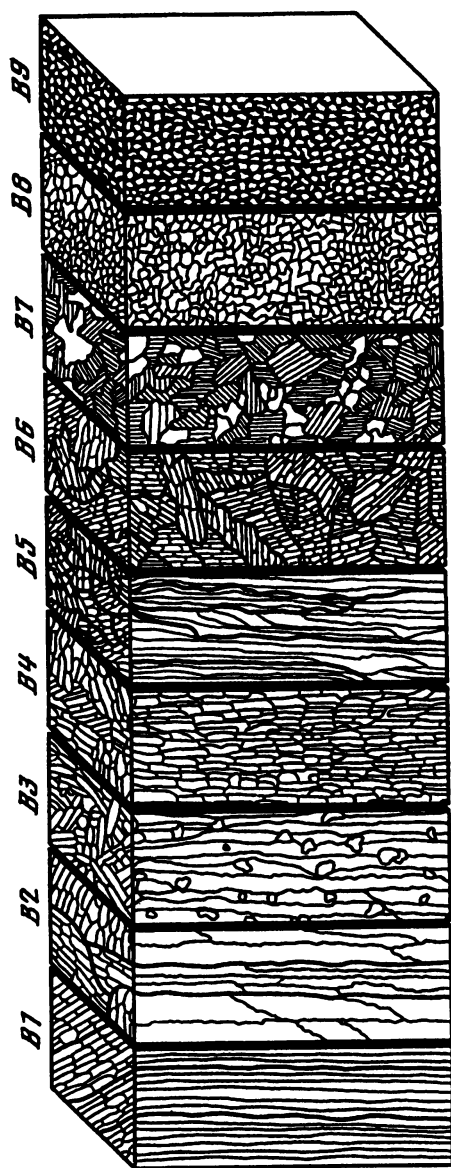


Рис. 23.1. Основные типы морских льдов (Черепанов, 1976)
 Типы льдов см. в тексте

Таблица 23.2
Характеристики морских льдов
(Черепанов, 1976)

Тип льда	Средний объем кристаллов, мм ³	Соленость, ‰	Плотность, кг/м ³	Прочность на изгиб дисковых пластин при –10°С, МПа
B1	2,8·10 ³	1,5–4,0	910–930	1,1–1,6
B2	250	1,5–4,0	910–930	0,9–1,6
B3	130	1,6–3,5	910–950	1,1–1,4
B4	50	1,6–3,0	930–950	0,7–1,2
B5	10	4,0–15,0	900–920	0,7–1,4
B6	150	2,0–5,5	900–935	0,7–1,5
B7	50	2,0–6,0	850–900	0,7–1,0
B8	35	2,0–7,0	880–900	0,5–1,0
B9	1	2,0–14,0	850–900	0,6–0,7

личества центров кристаллизации, а также при замерзании воды в зимний период в условиях низкой температуры и интенсивного ледообразования. Соленость таких льдов по сравнению с другими типами повышена.

Тип B6. Образуется при замерзании морской воды в условиях резких изменений гидрологического режима – при изменениях скоростей и направления течений, резких колебаний температуры и солености воды. Характерен для окраинных морей, проливов и районов, прилегающих к устьям рек. Структура льда хаотическая.

Тип B7. Формируется при сильном ветровом перемешивании воды на мелководных участках моря, сопровождающемся интенсивным образованием шуги и внутриводного льда. Структура хаотическая.

Тип B8. Образуется при смерзании зерен снега с мелкими кристаллами внутриводного льда. Распространен повсеместно, особенно широко в Антарктике. Структура хаотическая.

Тип B9. Образуется в процессе постепенной инфильтрации в снег и замерзании морской воды, выступающей на поверхности льда под тяжестью снежного покрова. Лед мелкозернистый хаотической структуры. Льды этого типа широко распространены в Антарктике, где составляют больше четверти всего объема морских льдов.

23.4. РАСПРОСТРАНЕНИЕ МОРСКИХ ЛЬДОВ

Площадь распространения морских льдов меняется по сезонам от 9 до 18 млн км² в Северном полушарии и от 5 до 20 млн км² в Южном. Максимальное развитие ледяного покрова в Северном полушарии наблюдается в феврале–марте, а в Антарктике – в сентябре–октябре. В целом на земном шаре морские льды с учетом сезонных колебаний покрывают 26,3 млн км² при средней толщине покрова около 1,5 м.

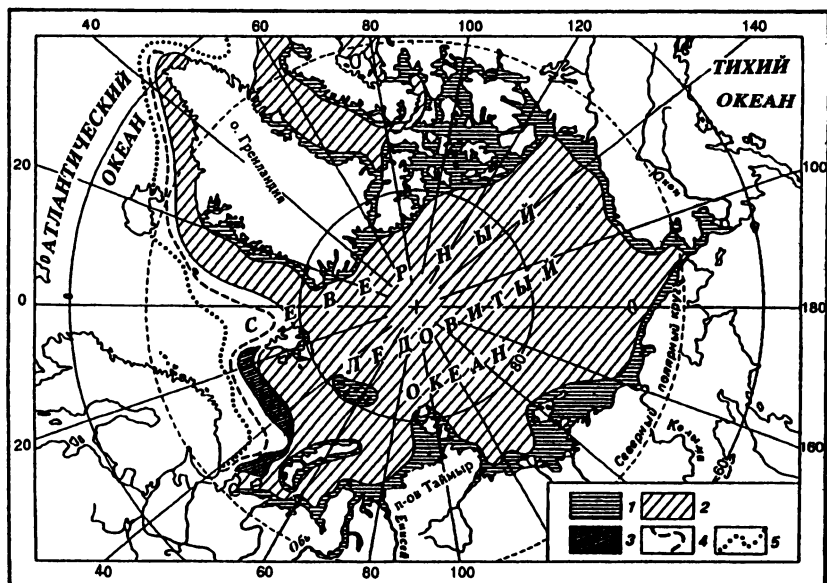


Рис. 23.2. Распространение морских льдов в Северном Ледовитом океане

1 – припай; 2 – лед, 9–10 баллов; 3 – лед, 5–8 баллов; 4 – граница максимального распространения льда сплоченностью 5 баллов и больше; 5 – граница максимального распространения льда сплоченностью 1 балл и более

Морские льды образуются во всех морях Северного Ледовитого океана (рис. 23.2). Зимой они формируются также в Беринговом, Охотском, Азовском, Аральском и Белом морях, в Финском, Ботническом и Рижском заливах Балтийского моря, в северных частях Японского и Каспийского морей и временами на северо-западном побережье Черного моря.

В Арктике выделяют шесть градаций однолетних и многолетних льдов, различающихся по толщине и времени их существования. Однолетний лед называется тонким при толщине 30–70 см, средней толщины – от 70 до 120 см и толстым – более 120 см. Двухлетние льды имеют толщину 180–280 см, трех- и четырехлетние – 240–280 см. Толщина многолетних льдов достигает 280–360 см. В период максимального развития ледяного покрова в Северном Ледовитом океане многолетние льды занимают 28% общей площади, двухлетние – 25%, однолетние и молодые – 47%.

В Южном полушарии ледяной покров развивается с апреля по сентябрь концентрически вокруг Антарктиды (рис. 23.3). Многолетние льды там практически не встречаются, а двухлетние занимают менее 25% площади максимального развития льдов.

Распространение льдов в морях характеризуется их сплоченностью,

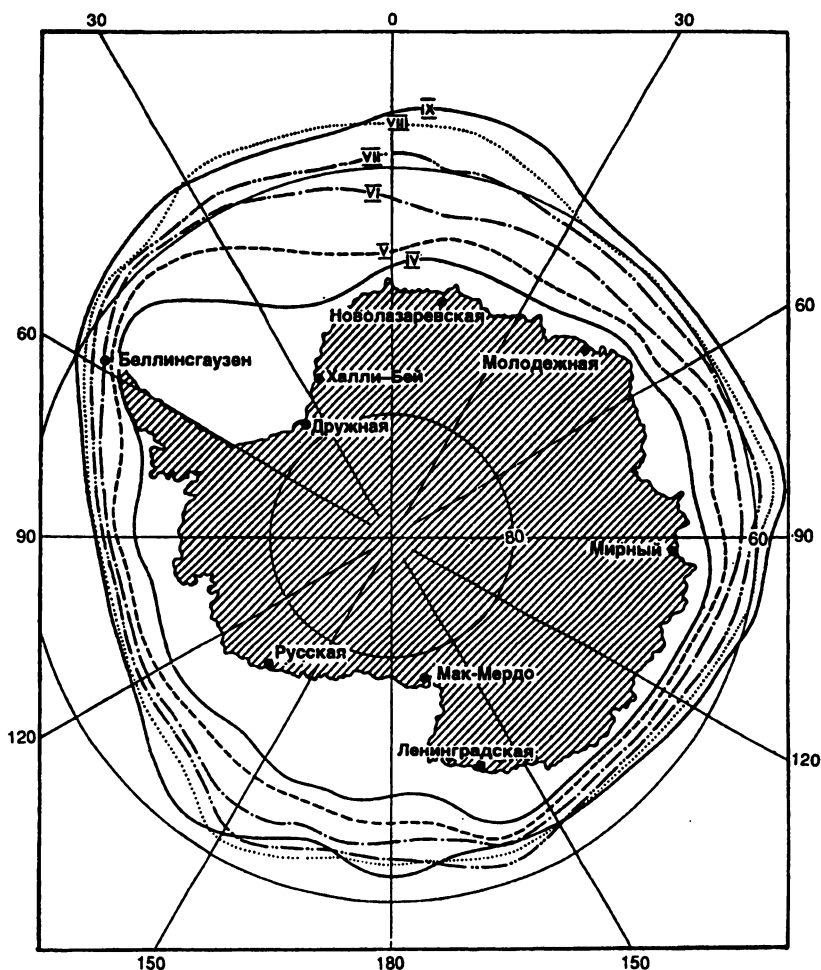


Рис. 23.3. Развитие ледяного покрова в Южном океане с апреля по сентябрь оцениваемой по десятибалльной шкале, где баллы соответствуют десятиым долям отношения площади, занятой дрейфующим льдом, к общей площади рассматриваемой территории.

23.5. ДЕФОРМАЦИИ, ТОРОШЕНИЕ И ДРЕЙФ ЛЬДОВ

Морские льды по степени своей подвижности подразделяются на неподвижные и дрейфующие. Основной формой неподвижного льда является **припай**, который может образовываться путем естественного замерзания воды или же в результате примерзания к берегу дрейфующего льда любой возрастной категории. К неподвижным льдам отно-

сятся также **стамухи** – торосистые образования, сидящие на грунте на мелководье или у берега. Все остальные виды морского льда относятся к категории дрейфующих, которые перемещаются под действием ветра и течений.

В результате неоднородности полей ветра и течений, различий в толщине и строении ледяных полей и сложного взаимодействия с берегами дрейф ледяных полей, льдин и кусков льда происходит неравномерно. Это приводит к их столкновениям, деформациям и разломам.

Дрейфующие льды по сплоченности подразделяются на отдельные льдины, редкий лед, сплоченный лед, очень сплоченный лед и сплошной лед. Движение сплоченных льдов сопровождается деформациями, включающими подвижки и сдвиги ледяных полей и льдин относительно друг друга, вращение льдин, образование торосов, трещин и разводей. В результате перемещений и деформации происходит перераспределение льдов на поверхности моря, изменяется их сплоченность, меняются строение и морфология ледяного покрова.

После сплочения льдов до 9–10 баллов, если вызвавшие его силы продолжают действовать, начинается сжатие, при котором происходят наслоение и торошение льдов. Наслоение происходит в виде подсова одних льдин под другие, что характерно для ниласовых и тонких молодых льдов. При сжатии более толстых льдов образуются **торосы** в виде нагромождения обломков льдин. Наиболее интенсивное торошение наблюдается среди серо-белых и белых льдов.

Процесс торошения заключается в разламывании ледяного покрова с последующим наклоном обломков, вплоть до вертикального положения, раздроблении кромок льдин, надвиге льдин одна на другую, нагромождении ледяных валов и гряд. При относительном перемещении ледяных полей образуются длинные прямые гряды торосов из мелкораздробленного льда. Гряды торосов сдвигового происхождения характерны для районов, где наблюдаются существенные различия скоростей дрейфа. При сближении ледяных полей и сжатии образуются хаотические нагромождения сравнительно больших обломков льда.

На границе припая с подвижным льдом в зависимости от направления дрейфа могут возникать трещины или разводья или же образуются сдвиговые гряды торосов либо торосы сжатия. При малой глубине моря и интенсивном торосообразовании подошвы торосов могут достигать грунта. Такие торосы пропахивают борозды на дне.

Высота торосов в открытых арктических морях иногда превышает 10 м, а в прибрежных акваториях может достигать 15–20 м.

На пологих берегах в результате напора льда со стороны моря возникают береговые валы льда, которые могут надвигаться в глубь побережья на десятки метров. Высота нагромождений льда на берегу может достигать 20 м и более.

В зависимости от причин, вызывающих поступательное движение льдов, выделяют несколько разновидностей дрейфа. **Ветровой дрейф** возникает под действием ветра. Такой дрейф продолжается некоторое

время и после прекращения ветра, так как дрейфующий лед вовлекает в движение верхние слои воды. Скорость ветрового дрейфа морских льдов близка к 1:50 скорости ветра. Направление дрейфа обычно не совпадает с направлением ветра. В арктических морях под действием сил Кориолиса направление дрейфа отклоняется вправо от направления ветра на угол 28° , а в антарктических морях – в противоположную сторону. Во многих морях, например, в Белом, Баренцевом, Беринговом, Охотском и других, важную роль играет **приливный дрейф льдов**, обусловленный течениями при приливах и отливах.

На направление дрейфа большое влияние оказывают близость береговой линии, наличие островов и отмелей, рельеф дна. В результате одновременного влияния множества факторов дрейф льдов часто бывает неравномерным, отдельные массивы и скопления льдов могут дрейфовать в разных направлениях и с разными скоростями. Границы между ними называются **дрейфоразделами**, для которых характерно наличие полос тертого льда и поясов торосов.

В Северном Ледовитом океане четко проявляются два основных направления дрейфа льдов: трансарктический в Евразийском секторе Арктики и антициклональный в Американском (рис. 23.4). Трансарктический поток распространяется от Восточно-Сибирского моря через Северный полюс к северо-востоку от Гренландии. В этот же поток втягиваются льды из Карского моря и моря Лаптевых. В районах между Северной Америкой (Аляской и Канадой) и Северным полюсом льды движутся по часовой стрелке в соответствии с антициклонической циркуляцией. Здесь возникает замкнутый круговорот льдов, называемый спиралью Бофорта. Льды из этих районов частично попадают в трансарктический поток, с которым выносятся в Северную Атлантику, а часть из них совершает повторный круговорот (полный кругооборот занимает около 7 лет). В связи с этим в основных потоках дрейфа преобладают многолетние льды.

Скорость дрейфа в генеральном трансарктическом направлении составляет 2–3 км/сут. В районе между Гренландией и Шпицбергенем скорость дрейфа до 10 км/сут, а далее скорость выноса льдов в Гренландское море возрастает до 20 км/сут и более. Средние годовые скорости дрейфа – от 0,4 до 4,8 км/сут.

Антарктические льды вблизи от материка дрейфуют преимущественно на запад. Часть льдов, отклоняясь к северу под воздействием выступов береговой черты, попадает в Антарктическое круговое течение. Из-за движения ледяной покров обычно не бывает сплошным, чаще всего он состоит из ледяных полей различного возраста, разделенных разводами и полыньями. Размеры ледяных полей уменьшаются к кромке льдов. Наблюдаются участки открытой воды в виде заприпайных полыней, особенно у западных берегов материковых выступов, а западные участки морей забиваются сплоченными льдами. В связи с этим ослаблен вынос льдов из морей Беллинсгаузена и Амундсена, а в море Уэдделла наблюдается повышенная ледовитость. В этих морях отмечена наибольшая толщина льда (более 2 м) и наиболее выра-

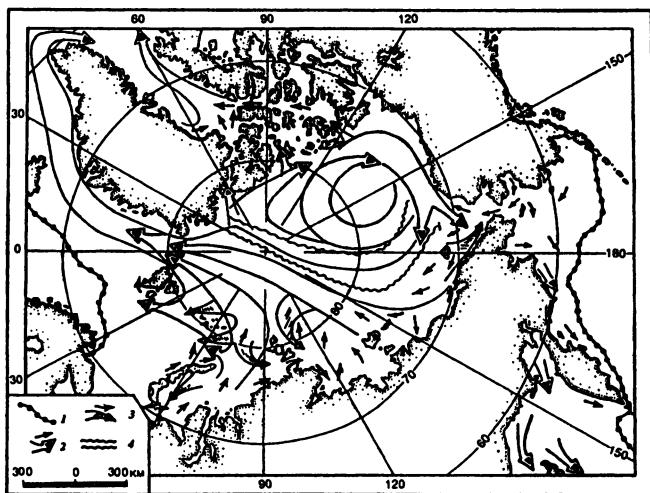


Рис. 23.4. Дрейф льдов в Северном Ледовитом океане

1 – граница наибольшего распространения льдов; 2 – преобладающее направление дрейфа льдов; 3 – отклонения дрейфа в летне-осенний период; 4 – дрейфораздел между трансарктическим и антициклоническим дрейфом

женная торосистость. В целом торосистость антарктических морских льдов меньше, чем в Северном Ледовитом океане.

Дрейф антарктических морских льдов находится в сложном взаимодействии с дрейфом айсбергов, которые образуются со всех сторон Антарктиды в результате облома краевых участков покровных, материковых, выводных и шельфовых ледников, сползающих в океан. Часть айсбергов задерживается на мелководьях, а большая часть движется по сложным траекториям в результате совместного действия течений, ветра и дрейфа льдов. Айсберги чаще всего перемещаются медленнее льдов, а при смене направления ветра и наличии подповерхностных противотечений они могут дрейфовать в направлении, противоположном дрейфу ледяного покрова.

23.6. ТАЯНИЕ МОРСКИХ ЛЬДОВ

Таяние льда начинается еще при отрицательной температуре воздуха. По мере увеличения продолжительности и интенсивности солнечного сияния температура подповерхностного слоя льда или расположенного на ледяном покрове снега повышается за счет проникающей радиации. При достаточном количестве радиационной энергии начинается частичное таяние с образованием воды, мигрирующей в нижерасположенные слои. Такой процесс наиболее интенсивно происходит в случае, когда ледяной покров покрыт слоем снега.

К началу сезона таяния во льду остается еще некоторый "запас холода", когда температура средней толщи ледяного покрова имеет

отрицательное значение. В тех случаях, когда отток тепла от нижней поверхности льда вверх превышает приток тепла от воды, может происходить дополнительное нарастание льда снизу даже тогда, когда лед уже стает сверху. После того как среднесуточные температуры воздуха становятся положительными, таяние льда происходит вследствие совместного воздействия солнечной энергии и турбулентного теплообмена.

Благодаря таянию снега на льду образуются пятна пропитанного водой снега (снежицы), затем появляются небольшие и неглубокие скопления воды, ограниченные пропитанным водой снегом. Вслед за этим на льду образуются озерки в виде небольших водоемов с четко выраженными контурами. На ровных припайных льдах и полях однолетнего льда между многолетними полями морской лед может покрываться сплошным слоем речной или морской воды.

В начальный период таяние происходит преимущественно с поверхности. После стадии образования снежиц, луж, озерков и затопления поверхности ледяного покрова образуются проталины в виде отверстий под снежниками. Местами ледяной покров приобретает сотовидное строение ("гнилой лед"). Разрушению ледяного покрова способствует дрейф льдов. После раздробления покрова и прогрева поверхностных слоев воды добавляется таяние льдин с боковых и нижних поверхностей. Разрушение и таяние ледяного покрова наиболее интенсивно происходят в районах кромки припайных льдов.

На морях умеренных широт льды вытаивают полностью к началу лета. В арктических морях процесс таяния продолжается все лето и часть толстых однолетних льдов остается на следующую зиму. Степень разрушения льда в процессе таяния оценивается визуально по пятибалльной шкале. При отсутствии внешних признаков таяния разрушение оценивается в ноль баллов, а 5 баллов соответствуют разрушенности на грани полного исчезновения льдов.

23.7. ВОЗДЕЙСТВИЕ МОРСКИХ ЛЬДОВ НА СООРУЖЕНИЯ

Морские льды оказывают значительное силовое воздействие на причальные и другие береговые сооружения, а также на создаваемые в последнее время платформы для добычи нефти и газа на морском шельфе. Различают три основных вида воздействия льдов: динамическое давление льдов на сооружения; истирающее действие льда при его движении относительно сооружения; статическое давление льда, вызванное изменением температуры.

При движении ледяного покрова в сторону берега льды могут "выползть" на пологий берег, образуя завалы в прибрежной зоне, и оказывая динамическое давление на сооружения. Так, известны случаи повреждения маяков, построенных у кромки берега. Зафиксировано давление на сооружение до 500 т на погонный метр контакта ледяного покрова с сооружением. При движении льдов вдоль берега они оказывают комплексное воздействие на береговые сооружения —

давление и истирающее воздействие, в зависимости от расположения контактирующих со льдом поверхностей сооружения.

Статическое давление морского ледяного покрова, вызванное изменением температуры воздуха и верхних слоев льда, существенно отличается от статического давления пресного льда, которое прямо пропорционально интенсивности повышения температуры. Давление морского льда зависит не только от скорости изменения температуры, но и от солености льда и его конечной температуры.

При повышении температуры ранее образовавшийся лед расширяется, однако одновременно с этим происходит некоторое уменьшение общего объема вследствие частичного таяния льда около заполненных рассолом пор. При понижении температуры ранее образовавшийся лед сокращается в объеме, но при этом из находящегося в его полостях рассола выделяется пресный лед, что приводит к увеличению объема. В итоге как в первом, так и во втором случаях может происходить общее увеличение или уменьшение удельного объема льда. Таким образом, при определенных соотношениях солености льда и диапазона изменения его температуры статическое давление может возникать и при повышении, и при понижении температуры льда.

Перспективы освоения новых акваторий замерзающих морей, например шельфов Охотского и Карского морей, связаны с необходимостью проектирования и строительства комплекса различных ледостойких платформ, предназначенных для бурения и добычи нефти и газа.

В результате дрейфа ледяных полей, приливов и отливов возможны как горизонтальные, так и вертикальные смещения льда относительно сооружений. Силы воздействия и характер разрушения ледяного поля зависят от толщины, торосистости, прочностных характеристик и скорости дрейфа этих полей, от температурного режима, а также от размеров и конфигурации опор на уровне их взаимодействия с ледяным покровом.

Глава 24

МОНИТОРИНГ КРИОСФЕРЫ

24.1. НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ЭВОЛЮЦИЕЙ ПРИРОДНЫХ ЛЬДОВ

Конец XX в. характеризуется существенными изменениями методики наблюдений за природными льдами. Если ранее основное внимание уделялось проведению прямых систематических или эпизодических измерений гляциальных объектов, то в настоящее время все более широко используется дистанционное зондирование. Особенно часто применяют методы аэрокосмической съемки. Интенсивно развивается мониторинг криосферы как часть геосистемного мониторинга, представляющего систему наблюдений, контроля и управления состоянием окружающей среды. В.М. Котляков (1994) выделил четыре основных направления дальнейшего развития системы мониторинга: наблюдения за снежно-ледовыми ресурсами, гляциоклиматическими условиями, стихийными и опасными нивально-гляциальными явлениями и за антропогенными изменениями.

Мониторинг состояния снежно-ледовых ресурсов включает определение различных показателей, характеризующих ледники, снежники, снежный покров, наледи, ледяные покровы. Так, для горных ледников проводятся определения их размеров и объемов, соотношение площадей областей питания и абляции, изменения баланса массы и ледникового стока, скоростей движения и т.п.

Гляциоклиматический мониторинг предусматривает использование гляциологических показателей как индикаторов климатических условий. Анализ ледяного керна, извлеченного при бурении скважин на ледниках, дает возможность получить сведения о климатических условиях за длительный период времени. Обобщение данных о положении границ питания и величинах аккумуляции ледниковых систем для разных регионов Земли позволяет оценить направление влагопереноса над горной территорией и перераспределение осадков и сток на соответствующих территориях. Анализ многолетних рядов наблюдений за большим числом ледников позволяет выявить связи колебаний ледников со сменой форм циркуляции атмосферы.

Слежение за стихийными и опасными нивально-гляциальными явлениями в природе дает возможность накапливать и обобщать сведения, необходимые для прогнозирования таких явлений и выработки мероприятий по защите от их вредного воздействия. Наиболее опасные и

часто повторяющиеся явления – это сход снежных лавин, резкие подвижки ледников, гляциальные сели и водо-снежные потоки. Мониторинг стихийных явлений представляет весьма сложную задачу, так как они проявляются не периодически, и заранее трудно прогнозировать время проявления и масштабы опасного процесса.

Слежение за антропогенными изменениями в гляциосфере дает информацию для оценки масштабов влияния человеческой деятельности на природу. Разделение природного и антропогенного факторов очень сложно, и именно наблюдения на ледниках в ряде случаев помогают более точно оценить роль каждого из этих факторов. Так, анализ пылевых включений в ледяном керне из пробуренных на леднике скважин позволяет уточнить источники поступления этой пыли на ледник и особенности циркуляции атмосферы в прошлое время. Дополнительные геохимические анализы дают информацию о степени загрязнения ледникового района антропогенными воздействиями.

Гляциологический мониторинг основан на рациональном сочетании дистанционных и прямых наземных наблюдений. Виды, объем, периодичность наблюдений и требуемая их точность определяются конкретными задачами мониторинга. Основные результаты проведенных ранее наблюдений за природными льдами были обобщены в "Атласе снежно-ледовых ресурсов Мира" (1997).

Атлас дает конкретное представление о распространении и особенностях существования всех видов снега и льда на Земле: твердых осадков, снежного покрова, снежных лавин, горных ледников, ледниковых покровов, морских, озерных и речных льдов, подземных льдов и наледей, климатических условий существования снега и льда, снегового и ледникового стока, древнего оледенения, запасов снега и льда. Атлас становится научной базой для дальнейшего развития и совершенствования гляциологического мониторинга.

В числе ближайших задач гляциологического мониторинга можно выделить разработку и внедрение в практику комплексных систем наблюдений за состоянием и эволюцией льдов и специализированных наблюдений для решения конкретных инженерных и экологических проблем.

При мониторинге снежного покрова увеличивается доля аэровизуальных наблюдений и космической съемки. Например, перспективно в горных районах применение гамма-съемки для определения снегозапасов на горных склонах, слежения за изменениями форм снежной поверхности в результате ветрового снегопереноса и наблюдения за лавинной активностью. На равнинных территориях желательно повысить точность результатов наблюдений за изменениями параметров снежного покрова (толщина, плотность, масса, равномерность залегания, сроки образования и исчезновения) как для больших территорий, так и для локальных участков. Особую сложность представляет получение детальных сведений, требуемых для проведения конкретных агромелиоративных мероприятий и защиты от снежных заносов.

При мониторинге горных ледников и ледниковых покровов существ-

венное расширение информации дают съемки с метеорологических и ресурсных спутников и космической станции. Благодаря этому меняется наше представление об эволюции многих малоизученных ледников. Так, оказалось, что многие ледники, считавшиеся относительно стационарными, периодически пульсируют, и их концы продвигаются на значительные расстояния. Аэрокосмические съемки тесно увязываются с наземными измерениями на ледниках с учетом информации, получаемой на станциях гидрометеослужбы. Дальнейшее развитие мониторинга горного и покровного оледенения требует расширения области дистанционных измерений и уточнения методики расчетов ряда параметров ледников по косвенным признакам. В частности, желательно совершенствовать способы определения толщины горных ледников и уточнения их объемов и массы. Если на больших ледниковых покровах их толщину и строение можно достаточно точно определить или методом радиозондирования, или с помощью радиолокационных станций, устанавливаемых на самолетах, то большинство горных ледников остаются труднодоступными для таких измерений. Много препятствий для определения параметров ледников возникает в зонах трещинообразования. Поэтому представляется перспективной разработка косвенных расчетов параметров ледниковых потоков в зависимости от рельефа геоморфологических характеристик поверхности ледника и поверхностных скоростей перемещения льда.

Желательно получить дополнительную информацию о реакции ледников на изменения климатических условий. Наблюдения за колебаниями ледников (см. раздел 17.1) в полном объеме выполняются редко и чаще всего ограничиваются сокращенными поверхностными наблюдениями за ледником в целом и более детальными наблюдениями лишь за формой и перемещениями их концов. Прогнозирование дальнейшей эволюции ледников требует более детальных сведений об изменениях поверхности ледников, о распределении внутренних напряжений сжатия и сдвига, о скорости движения ледяной массы и кинетических волн.

Постоянную и регулярную информацию о состоянии морских льдов дают телевизионные и сканерные снимки со спутников. Они позволяют оперативно оценивать ледовую обстановку для мореплавания и определять изменения ледяного покрова за определенные промежутки времени. Так, анализ космических снимков 1978–1987 гг. показал (Котляков, 1997), что средняя глобальная площадь морских льдов за это время уменьшилась на 2,5%, причем интенсивность сокращения площади льдов в Арктике оказалась больше, чем в Антарктике.

В ближайшие годы намечается расширение гляциологического мониторинга. В гляциологическом мониторинге должны найти применение новые виды дистанционных и спутниковых разновидностей съемок – инфракрасной, радиометрической, радиолокационной и др.

24.2. ИЗУЧЕНИЕ НИВАЛЬНО-ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СИСТЕМ ПРОШЛОГО

Отрасль гляциологии, изучающая природные нивально-гляциальные системы прошлого, в которых доминирующая роль принадлежала льдам и в первую очередь ледникам, получила название **палеогляциологии** (Гляциологический словарь, 1984). Задачей палеогляциологии является реконструкция для разных периодов времени в прошлом физических параметров ледяных образований: размеров, формы и строения ледяных тел, их географического распространения, баланса массы и его составляющих, температурного режима и теплового баланса. Методы палеогляциологии базируются на комплексных данных о следах существования древних оледенений и наблюдениях на существующих ледниках. Исследуются следы ледниковой экзарации и аккумуляции, вещественный состав и изотопные характеристики ледниковых отложений и различные другие характеристики древних оледенений. При анализе этих данных используются результаты современных наблюдений и сведения о механизмах массоэнергообмена льдов с земной корой, атмосферой и океаном.

На основании изучения окаменевших моренных и ледниково-морских отложений (тиллитов), экзарационных форм рельефа и ряда других признаков сделаны оценки ледниковой истории нашей планеты. Выявлено, что в прошлом на Земле неоднократно возникали покровные оледенения. Следы древних оледенений сохранились на всех материках. Установлено, что в истории древнего оледенения можно выделить четыре гляциологические эры (гляциэры) – канадскую в начале раннего протерозоя (2,45–2,2 млрд л.н.), африканскую в конце рифея и в венде (900–580 млн л.н.), гондванскую в среднем и позднем палеозое (380–240 млн л.н.) и лавразийскую в позднем кайнозое, которая продолжается и сейчас (Котляков, 1994).

Эпохи оледенения занимали почти столько же времени, как и теплые безледные периоды. Сильные похолодания климата и расширенные площади покровных оледенений сопровождались эвстатическим понижением уровня Мирового океана более чем на 100 м. Древние оледенения были временем не только похолоданий, но и контрастной климатической зональности.

В пределах выявленных гляциологических эр ледниковые периоды чередовались с отрезками времени, для которых следы оледенения не обнаружены. Для определения конкретных временных пределов существования древних оледенений и гляциэр пока сведений недостаточно, поэтому многие определения следует рассматривать как гипотетические. Более определенные сведения имеются о покровных оледенениях в период 21–17 тыс. л.н. Разработаны достаточно убедительные гипотезы о существовании крупных ледниковых покровов на северо-западной окраине Евразии, в Северной Америке.

Евразийский ледниковый покров, видимо, возникал и исчезал многократно. Последний раз он достигал своего максимума между 21 и 17 тыс. л.н. Единого мнения о его размерах пока нет. По одной из реконструкций (Гросвальд, 1983), он состоял из соединенных вместе

четырёх ледниковых щитов, вершины которых имели от 1,9 до 3,3 км. По другим гипотезам он представлял собой агломерацию большого числа сравнительно мелких ледниковых куполов.

Североамериканский ледниковый покров предположительно впервые возник 2,8 млн л.н., после чего, так же как и Евразийский, многократно исчезал и достигал максимума между 21 и 17 тыс. л.н. Его максимальная площадь оценивается в 18 млн км², причем на большей части площади он распространялся на шельф и приморские низменности, т.е. был более чем на половину и морским.

Патагонский древнеледниковый комплекс представляет систему ледниковых щитов и сетчатых ледников. Его максимальная площадь на побережье Тихого океана около 500 тыс. км².

Интервал времени с XIII до конца XIX в. отмечается значительным похолоданием климата, снижением снеговой линии и наступанием ледников во многих горно-ледниковых районах Мира. Этот интервал получил название малого ледникового периода. После него началось повсеместное отступление концов ледников и уменьшение оледенения. Следы распространения ледников во время малого ледникового периода во многих местах сохранились отчетливо. Это позволило оценить последнее развитие оледенения достаточно точно.

В последнее время все большую роль в изучении нивально-гляциальных систем прошлого играет анализ керна из глубоких скважин, пробуренных на ледниках в зонах аккумуляции. Бурение на ледниках проводится с середины прошлого века, и все время совершенствуются способы анализа керна. Первой глубокой скважиной на полярном ледниковом покрове была пробуренная гляциологами США в 1960–1966 гг. скважина на ст. Кемп-Сенчури в Гренландии на всю мощность ледниковой толщи (1970,5 м). В 1966–1968 гг. на ст. Бэрд в Западной Антарктиде была пробурена скважина, достигшая ложа на глубине 2164 м. Самые глубокие скважины пробурены в Антарктиде на ст. Восток. К сентябрю 1993 г. глубина очередной скважины достигла 2755 м. Анализ ледяного керна и содержания в нем дейтерия, микрочастиц, парниковых газов и изотопов позволил оценить изменения температуры воздуха за период 240 тыс. лет, т.е. охватил два последних климатических цикла (Котляков, 1997). В 1996 г. скважина достигла глубины 3350 м. Анализ нижней части ледяного керна дал возможность получить сведения о палеоклимате в центральной части Антарктиды еще за два климатических цикла, т.е. за 400 тыс. лет.

Несмотря на сложности организации буровых работ на горных ледниках, этому направлению исследований уделяется все большее внимание, особенно бурению скважин на таких ледниках, где можно получить сведения о длительных периодах накопления льда. Анализ кернов из таких скважин в сочетании с комплексом наблюдений за ледниками используется для проверки моделей развития ледниковых систем и прогнозирования их дальнейшей эволюции.

24.3. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ВЕРОЯТНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Предсказания вероятных изменений нивально-гляциальных систем имеют очень важное значение как для дальнейшего развития фундаментальных основ гляциологии, так и для решения множества конкретных задач. Постоянно возникает надобность в прогнозе гляциальных явлений как в естественных условиях, так и при дополнительном антропогенном воздействии. Временные пределы прогноза могут составлять от нескольких часов до тысячи и более лет. Так, прогноз схода снежных лавин может выдаваться на ближайшие часы или даже с "пулевой" заблаговременностью. А вот при прогнозе вероятного резкого выброса льда и катастрофического распада ледникового щита Западной Антарктиды предполагаемый интервал времени такого события оценивается в сотни или тысячи лет.

Гляциологические процессы непосредственно взаимосвязаны с климатическими условиями, поэтому любой гляциологический прогноз в определенной степени требует учета метеорологических характеристик и климатического прогноза. Длительные гляциологические прогнозы в наибольшей степени разработаны применительно к оценке вероятных колебаний ледников и судьбе ледников в будущем. Многочисленные исследования показали вероятность глобального потепления климата в XXI в. Предстоящее повышение глобальной температуры должно отразиться на режиме и размерах ледников. Разработан ряд моделей для определения возможных реакций ледников на изменение климата. Климатические прогнозы во многом дискуссионны, из-за этого и гляциологические прогнозы не отличаются большой точностью. Тем не менее они требуют пристального внимания, так как не исключена вероятность существенного влияния изменений оледенения на многие сферы человеческой деятельности.

Проведенный В.М. Котляковым (1994) анализ показывает, что при существующем тренде потепления и вероятном его усилении за счет антропогенных факторов к концу первой четверти будущего столетия средние глобальные температуры возрастут на $1,5^{\circ}\text{C}$, что повлечет за собой дальнейшее убывание оледенения и повышение уровня Мирового океана. Ледники в горных странах умеренных широт Евразии в ближайшее время останутся без существенных изменений, так как интенсификация таяния будет компенсироваться увеличением массы твердых осадков. Но затем процесс сокращения площади и объема ледников усилится. В умеренных и субтропических широтах часть ледников исчезнет. Существенное сокращение оледенения ожидается в Арктике. В Гренландии будет наблюдаться поднятие границы питания, и в результате увеличения площади абляции ледниковый покров Гренландии будет снижаться, несмотря на некоторый рост осадков. В Восточной Антарктиде глобальное потепление приведет к росту атмосферных осадков, но так как ледниковый покров там очень холодный, то существенных изменений покрова не ожидается. Что касается Западной Антарктиды, то там в будущем возможны большие

нарушения ледяного покрова, но произойдет это, видимо, в далеком будущем.

Прогноз стока с ледников делается обычно с заблаговременностью от нескольких суток до месяца. Прогнозы разрабатывают на основе метеорологического прогноза и расчетных моделей, построенных на основании анализа имеющихся сведений о таянии снега, фирна и льда на данном и других аналогичных ледниках. Особый случай предсказания стока представляет прогноз катастрофических паводков при прорывах ледниковых подпрудных озер.

Широко практикуются прогнозы, связанные со снежным покровом как кратковременные, так и с длительной заблаговременностью. Прогноз условий снегопада, времени выпадения и количества твердых осадков является частью метеорологического прогноза. Гляциологические прогнозы включают предсказание конкретных условий формирования снежного покрова, его мощности, строения и массы, продолжительности залегания, сроков и интенсивности таяния. В горных районах, помимо перечисленного, широко практикуется предсказание мест, времени схода и дальности выброса снежных лавин (см. раздел 9.4).

Широко применяются ледовые прогнозы для заблаговременного предвидения на определенный момент и период времени состояния ледяного покрова или сроков наступления ледовых явлений на реках, озерах или в морях. Они необходимы для практического использования в судоходстве, рыбной ловле, добыче полезных ископаемых на шельфе, строительстве мостов и гидротехнических сооружений и т.д. Прогнозируются прежде всего такие характеристики, как ледовитость, положение кромки, толщина и сплошность ледяного покрова, сроки ледообразования, полного замерзания, начала разрушения, ледохода и ряд других параметров в зависимости от конкретных задач. Методика ледовых прогнозов основана на природных закономерностях, определяющих изменчивость ледяного покрова.

При освоении районов, где заметно проявляются процессы формирования наледей, возникает необходимость предсказания возможности опасных наледных процессов реальных и потенциальных. Реальная опасность может проявляться в связи с активизацией наледных процессов и расширением сферы их отрицательного воздействия. Потенциальная наледная опасность возрастает в результате антропогенных воздействий, особенно при строительстве дорог и ряда других нарушений естественного режима подземных и поверхностных водных потоков.

Необходимость в уточнении гляциологических прогнозов непрерывно возрастает, особенно в связи с потребностью расширения воздействия на гляциальные процессы и разработку способов искусственного регулирования этими процессами, а также при решении гляциоэкологических проблем.

ИНЖЕНЕРНАЯ ГЛЯЦИОЛОГИЯ И ГЛЯЦИОЭКОЛОГИЯ

25.1. ЗАДАЧИ ИНЖЕНЕРНОЙ ГЛЯЦИОЛОГИИ

Основы инженерной гляциологии как научного направления, разрабатывающего способы использования льда и снега в инженерной практике, методы борьбы с их вредным влиянием на хозяйственную деятельность человека и приемы управления гляциальными процессами были заложены в общей гляциологии и таких дисциплинах, как инженерное мерзлотоведение, ледотехника и снеготехника. Особенно бурно развивалась ледотехника. Количество проблем инженерной гляциологии непрерывно увеличивается, растут объем и научный уровень ледотехнических исследований. Помимо этого, имеется много задач инженерной гляциологии в различных отраслях хозяйства. В частности, много задач возникает в области использования льда и снега в качестве строительных материалов, при защите дорог и различных объектов от снежных лавин, в борьбе с обледенением судов, самолетов, линий связи. Актуальными стали вопросы создания искусственных ледяных островов для освоения природных богатств арктического шельфа.

Главными направлениями фундаментальных исследований в области инженерной гляциологии являются:

- 1) исследование закономерностей образования льда и снега в естественных и искусственных условиях;
- 2) исследование термодинамики процессов льдообразования при различных воздействиях на эти процессы;
- 3) разработка экспериментально-теоретических основ механики льда и снега;
- 4) выработка способов управления процессами возникновения льда и снега в природных условиях (выпадением и отложением снега, образованием и разрушением ледяного покрова, движением и таянием ледников и другими гляциальными процессами);
- 5) разработка способов прогнозирования возможных изменений свойств льда и снега в зависимости от природных и антропогенных факторов;
- 6) выработка способов изменения механических свойств льда и снега – увеличения или снижения их прочности;
- 7) разработка научных основ искусственного образования и разрушения льда и снега;
- 8) разработка способов создания льда с требуемыми характеристиками его физико-механических свойств;
- 9) прогнозирование гляциальных процессов при хозяйственной деятельности;
- 10) составление справочных и методических пособий по инженерной гляциологии.

Эти исследования создают надежную теоретическую основу для решения перечисленных ниже конкретных задач.

Разработка инженерных способов намораживания льда. Существуют три основных метода создания ледяных массивов и ледяных конструкций – намораживания льда путем распыления воды и прерывных поливов; кладки из заранее заготовленных блоков льда и комбинированные способы набрызга и поливов с использованием кусков льда и снега. Эти методы еще недостаточно разработаны. Необходимо более глубоко изучить термодинамику и физические закономерности процессов намораживания льда и уточнить расчетные модели для выбора оптимальных режимов таких процессов. Назрела потребность в совершенствовании практических способов намораживания льда, особенно в суровых климатических условиях.

Наиболее сложную проблему представляет намораживание льда из морской воды. Потребность в этом связана с перспективами использования искусственных ледяных островов и платформ для разведки и добычи нефти и газа на шельфе арктических морей.

Увеличение вязкости и прочности льда. Параметры, характеризующие пластические свойства льда и его прочность, зависят от плотности, структуры и температуры льда. Известно, например, что прочность мелкозернистого льда обычно выше прочности крупнокристаллического. Прочность льда увеличивается при понижении температуры и наличии в нем различных добавок. Знание этих закономерностей позволяет искусственно увеличивать прочность намораживаемого льда путем создания льда с заданной структурой. В ряде случаев целесообразно искусственно поддерживать в создаваемом ледяном массиве расчетную отрицательную температуру, обеспечивающую требуемые прочностные характеристики. Важно ускорить выработку практических приемов намораживания льда из чистой воды и воды с добавками древесины, искусственных волокон и других материалов.

Искусственное уплотнение и упрочнение снега. Прочность естественного снежного покрова обычно невелика, поэтому для использования снега в строительных целях приходится искусственно увеличивать его прочность. Достигают этого путем уплотнения снега, зачастую в сочетании с его перемешиванием, частичным подогревом и увлажнением. Наиболее перспективна комплексная переработка снега путем механического разрушения естественного снежного покрова, распыления снега теплым воздушным потоком, отложения снежной массы в требуемом месте, дополнительного виброуплотнения этой массы и ее последующего охлаждения.

При механическом разрушении и перемешивании снега контакты между его зернами и сами зерна нарушаются, причем в первую очередь разрушаются наиболее слабые зерна. Образуется более однородная масса из округленных кристаллических зерен. При распылении снежной массы теплым воздухом поверхность зерен слегка оплавляється, и при отложении такой массы зерна быстро смерзаются. Виброуплотнение способствует улучшению упаковки зерен и их режеляции. В результате плотность откладываемого снега может повышаться до 500–600 кг/м³. При добавлении в перемешиваемый раздробленный снег распыленной

воды и уплотнения снежной массы можно получать снежистый лед плотностью 700 км/м^3 и более, механические свойства которого приближаются к свойствам пористого льда.

В настоящее время уже накоплен некоторый практический опыт по искусственному уплотнению снега. В частности, значительные успехи были достигнуты при создании снежно-ледовой взлетно-посадочной полосы для тяжелых колесных самолетов около Антарктического метеорологического центра Молодежная.

Использование льда в качестве строительного материала. Теоретические разработки и практический опыт строительства ледяных складов, применение льда в гидротехническом строительстве и использование льда для облицовки подземных выработок в мерзлых породах показывают, что имеются реальные возможности для использования льда в качестве строительного материала в различных отраслях хозяйства. Однако по сравнению с реальными возможностями фактическое использование льда еще очень мало, прежде всего из-за явно недостаточной популяризации имеющегося опыта и ряда организационных осложнений.

Перспективными представляются использование льда при строительстве малонапорных плотин в районах вечной мерзлоты, строительство наземных и подземных сооружений из льда, создание искусственных ледяных островов на шельфе арктических морей.

Использование подземных льдов в качестве оснований для фундаментов зданий и сооружений. Из-за процессов ползучести фундаменты на подземных льдах не являются абсолютно устойчивыми и непрерывно погружаются в лед. Поэтому обычно выбираются строительные площадки вне участков с подземными льдами. Однако нередко строительство больших комплексов зданий и сооружений связано с необходимостью застройки участков с подземными льдами.

Теория расчета осадок фундаментов еще далека от совершенства и требует дальнейшей разработки. Необходимо разработать способы уменьшения скорости осадок фундаментов и повышения допустимых нагрузок на ледяное основание.

Механическое разрушение льда и снега. В инженерной практике часто возникает необходимость разрушать естественный ледяной покров, бурить скважины и создавать котлованы в подземных льдах, проходить выработки в ледниках, дробить наледный лед, удалять отложения снега. Это требует совершенствования практических мероприятий. Особого внимания заслуживает разработка высокопроизводительных и экономичных машин для разрушения и уборки льда и снега.

Защита от снежных заносов. Известно, что снежные заносы затрудняют эксплуатацию автомобильных и железных дорог, аэродромов, открытых горных разработок и ряда других хозяйственных объектов. Для борьбы с ними создаются снегозащитные лесные полосы вдоль дорог, воздвигаются снегозадерживающие и снеговыводящие щиты, регулируются процессы ветрового снегопереноса и отложения снега. В этом направлении достигнуты значительные успехи, и тем не

менее есть еще много неотложных задач, прежде всего в направлении повышения надежности и уменьшения стоимости мероприятий по защите хозяйственных объектов от снежных заносов.

Защита от снежных лавин. На практике применяют профилактические меры защиты от лавин, включающие прогнозирование лавинной опасности и искусственное обрушение снега с лавиноопасных склонов с помощью артиллерийского или минометного обстрела и взрыва зарядов. Для более надежной защиты объектов необходимо возводить специальные противолавинные сооружения. Ощущается настоятельная потребность в совершенствовании методики определения расчетных снеголавинных нагрузок на противолавинные сооружения и разработки комплексных методов защиты от лавин.

Защита от гляциальных селей и водоснежных потоков. Очаги наиболее активного образования гляциальных селей располагаются обычно на периферийных участках ледников и снежников, где имеются скопления моренных рыхлообломочных грунтов. Селевые потоки могут распространяться на значительные расстояния и производить большие разрушения на своем пути. Способы прогнозирования гляциальных селей разработаны слабо и требуют дальнейшего совершенствования. Необходимо совершенствовать и способы защиты от селей. Водоснежные потоки, образующиеся на склонах гор в период снеготаяния, занимают промежуточное положение в ряду катастрофических склоновых процессов между снежными лавинами и селями. При разработке способов защиты от водоснежных потоков наиболее сложную задачу представляют выбор их расчетных параметров и определение нагрузок на защитные сооружения.

Искусственное регулирование таяния снега и льда. Известны опыты по ускорению процессов таяния снега и льда путем уменьшения альбедо поверхности и применения химических веществ. Однако практические приемы регулирования интенсивностью таяния пока разработаны слабо и требуют дальнейших теоретических исследований и технических разработок. Особенно актуальным становится регулирование интенсивности таяния ледников в тех районах, где ледниковый сток имеет существенное значение в водном балансе.

Увеличение несущей способности ледяного покрова. При эксплуатации ледяных переправ через реки и озера и использовании ледяного покрова в качестве дополнительной строительной площадки для возведения мостов, гидротехнических и других сооружений часто возникает необходимость в увеличении несущей способности естественного ледяного покрова. Достигнуть этого можно путем совершенствования способов намораживания льда в производственных условиях, армирования ледяного покрова и защиты его от таяния и разрушения. Особое внимание следует уделить повышению надежности ледяного покрова при перемещении по нему больших грузов, уточнению методов расчета предельных нагрузок и деформаций, исследованию поведения ледяного покрова при изменении уровня воды.

Пропуск льда через гидротехнические сооружения. При строи-

тельстве и эксплуатации гидротехнических сооружений на реках в северных районах европейской части России, в Сибири и на Северо-Востоке возникает огромное количество задач, связанных с пропуском льда через сооружения и регулированием ледовых явлений на каскадах гидроузлов.

Уменьшение давления морских льдов на сооружения. Повышенное давление морских льдов неоднократно было причиной разрушения маяков, причалов и других сооружений. Особо высоких ледовых нагрузок (до 300 и более тонн на один погонный метр периметра морского сооружения) можно ожидать при подвижках льдов в северных морях.

При строительстве искусственных опор на шельфе и возведении искусственных ледяных островов требуется проводить мероприятия по уменьшению максимальных ледовых нагрузок. Такие мероприятия могут включать ослабление ледяного покрова на некотором удалении от сооружения путем устройства прорезей в покрове, нарушения сплошности ледяных полей и применения химических веществ, уменьшающих прочность льда. Перспективна разработка особых конструктивных форм поверхности искусственных сооружений, обеспечивающих уменьшение ледовых нагрузок. По мере освоения арктического шельфа, видимо, сформируется специальное направление инженерной гляциологии, связанное с использованием морского льда и борьбой с ледовыми затруднениями.

Регулирование процессов образования наледей и совершенствование противоналедных мероприятий. Инженерные методы защиты от наледей дорог, зданий и различных сооружений включают проведение детальных исследований источников наледей и прогнозирование наледных процессов для условий строительства, проектирования искусственных сооружений с учетом ледотермического режима пересекаемых водотоков и применения комплекса противоналедных мероприятий. Основная задача заключается в дальнейшем исследовании наледных процессов и разработке более надежных и экономичных противоналедных мероприятий.

Борьба с обледенением судов, самолетов, линий связи, дорожных покрытий и других сооружений. Разработка мероприятий по борьбе с обледенением идет в нескольких направлениях. Разрабатываются конструктивные мероприятия, обеспечивающие уменьшение интенсивности обледенения, например, путем выравнивания поверхностей и ликвидации "карманов", где может задерживаться и замерзать вода. Создаются специальные покрытия, на которых лед может образовываться только при относительно низкой температуре и силы адгезии льда ослаблены. Разрабатываются способы механического, теплового и химического разрушения и удаления намерзающего льда. Вырабатываются способы регулирования условиями льдообразования и мероприятия для исключения возможности обледенения защищаемого объекта. Совершенствование способов борьбы с обледенением требует дополнительных исследований процессов образования льда на поверхности твердых тел при различных термодинамических условиях.

Необходимо также детальнее изучить структуру и свойства наледного льда в зависимости от состава и характеристик поверхности твердого тела и условий льдообразования.

Для дальнейшего развития инженерной гляциологии следует активизировать исследования в перечисленных направлениях. Особое внимание уделить решению гляциоэкологических проблем, возникающих по мере решения инженерных проблем. Желательно также подготовить и издать специализированные пособия по инженерной гляциологии.

25.2. ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГЛЯЦИОЛОГИИ

Гляциоэкология развивается как отрасль науки на стыке гляциологии и экологии и призвана решать научные и практические проблемы взаимодействия человека и нивально-гляциальных систем в природе. Объектами ее исследований являются естественные и антропогенные экосистемы, содержащие природные льды.

Лед и снег относятся к наименее устойчивым компонентам природы, поэтому даже относительно небольшое изменение режима их существования может нарушить экологическое равновесие геосистем. Гляциологические экосистемы весьма чувствительны к антропогенным воздействиям при хозяйственной деятельности, особенно в высокогорных районах и в районах распространения подземных льдов.

В формировании рельефа высокогорья большая роль принадлежит древним и современным ледникам, снежному покрову и снежным лавинам. Современное оледенение испытывает колебания. Горные ледники в настоящее время имеют тенденцию к сокращению их площади и массы, что приводит к высвобождению больших масс рыхлого моренного материала, способствующего образованию гляциальных селей. В зимы с повышенной снежностью усиливается лавинная деятельность и, порой, сходят катастрофические лавины, приводящие к разрушению хозяйственных объектов в считающихся лавинобезопасных местах. Такие лавины уничтожают также лесные массивы и разрушают поверхность склонов.

Хозяйственная деятельность усиливает разрушительную деятельность гляциальных процессов. Поэтому при освоении горных территорий необходимо прогнозировать вероятные изменения гляциальных процессов и оценивать их последствия. Следует учитывать, что часто самые, казалось бы, полезные мероприятия могут приводить к нежелательным последствиям. Так, в районе Приэльбрусья в последнем десятилетии начали широко применяться противолавинные обстрелы опасных склонов в целях искусственного обрушения неустойчивых снежных масс. Хотя такие мероприятия позволяют управлять образованием и сходом снежных лавин и нередко оказываются единственно возможным способом предотвращения лавинных катастроф, тем не менее оказалось, что при обстрелах нарушается поверхность склонов, а это приводит к усилению лавинной деятельности. Были случаи, когда

вследствие обстрелов сходили лавины в местах, где ранее их не было, и эти лавины вызывали разрушения и гибель людей. Часто наблюдаются случаи ухудшения экологической ситуации в горах, связанные с проведением горных работ, устройством полувыемок для дорог, созданием отвалов пустых пород и другими мероприятиями, приводящими к загрязнению снежного покрова и поверхностных вод.

Водный режим ледниковых районов далеко не всегда отвечает потребностям хозяйственной деятельности. Поэтому возникает необходимость регулирования этого режима, для чего уже созданы научные предпосылки. Полевые опыты показали, что таяние ледников можно существенно усилить, производя зачернение их поверхности угольной пылью. Увеличения водного стока можно добиться путем задержания метелевого снега и искусственного обрушения снега со склонов. Регулирование стока можно производить с помощью системы водохранилищ, создаваемых в верховьях рек ниже ледников. Такие водохранилища одновременно уменьшают возможность образования катастрофических селевых потоков. Однако следует учитывать, что такого рода мероприятия могут вызывать неблагоприятные нарушения природной среды. Поэтому во всех случаях необходимо как можно более тщательно прогнозировать вероятные изменения гляциальных процессов и проводить экологическую экспертизу.

В районах развития сельского хозяйства широко используются снежные мелиорации. Во многих регионах России применяется снегозадержание для защиты дорог, карьеров, поселков и других объектов от снежных заносов.

На реках экологические проблемы возникают в связи с ледяными зажорами, ледоходом и ледяными заторами.

В зоне распространения многолетнемерзлых пород экологические проблемы чаще всего возникают при нарушениях естественного покрова, приводящих к вытаиванию подземных льдов и протаиванию льдонасыщенных грунтов.

К региональным проблемам гляциоэкологии относится изучение взаимовлияния изменений климата, природных льдов и окружающей среды, включая влияние антропогенных воздействий на нивально-гляциальные системы. Важное значение имеют разработка методов ослабления стихийных гляциологических процессов, усиливающихся по мере возрастания хозяйственной деятельности людей, и оценка критических размеров нарушения природных систем, когда биосфера может потерять способность самовосстановления. Особое значение приобретает решение проблем, связанных с сохранением и улучшением гляциоэкосистем при хозяйственном освоении территорий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одной из важнейших проблем гляциологии на современном этапе ее развития является всестороннее изучение взаимосвязей между оледенением Земли, глобальными изменениями климата и океаном. Для решения этой проблемы сформировались четыре направления исследований: изучение прошлых оледенений Земли, организация систематических наблюдений за современными гляциальными процессами, оценка роли гляциальных процессов в изменении климата и природной среды, разработка гляциологических прогнозов.

Ледники являются чувствительными индикаторами колебаний климата. Даже относительно небольшое изменение температурного режима и количества осадков могут вызвать заметные изменения баланса массы, скоростей движения и размеров ледников. При похолодании, а также при увеличении количества твердых осадков аккумуляция ледниковой массы превышает ее абляцию. Это приводит к наступанию ледников, выражающемуся в продвижении концов и краев ледниковых покровов и увеличению их массы. Потепление и иссушение климата способствует отступанию ледников – сокращению их длины, площади и массы.

Помимо внешних воздействий на массоэнергообмен и размеры ледников, климатические условия льдообразования в определенной степени "фиксируются" в структуре льда и содержании в нем стабильных и радиоактивных изотопов. Это дает возможность реконструировать климатические изменения в прошлом по данным исследований толщ ледникового льда. Наиболее ценную информацию об изменении условий оледенения в прошлом дает изотопно-геохимический анализ ледяного керна из глубоких скважин в Антарктиде и Гренландии. Разрабатываются новые методики анализа содержания изотопов, газов и пылевых частиц во льду, уточняются способы вычисления аккумуляции и температуры во время образования льда, проводятся корреляции между вариациями изотопов и газов в ледяном керне с результатами исследований глубоководных отложений.

Возросла потребность в объединении накопленной информации о гляциальных процессах в информационные системы с таким расчетом, чтобы эту информацию можно было оперативно использовать как для фундаментальных исследований, так и для решения практических задач и прогнозирования неблагоприятных гляциальных явлений. Оказалось, что имеющаяся информация нередко противоречива и ее не всегда

удается включить в единые информационные системы. Поэтому важную роль играют проводимые по единым методикам систематические наблюдения, например, за балансом массы некоторых типичных ледников, за снежным покровом в сети метеостанций, за льдами в арктических морях, за сходом снежных лавин и гляциальных селей. Назрела необходимость в организации мониторинга за современными гляциальными процессами по таким программам, которые дадут возможность накопить сведения для решения проблем, связанных с глобальными изменениями климата.

Анализ колебаний климата за последнее тысячелетие дает основание предполагать, что после потепления в XX в. должен начаться переход к некоторому похолоданию климата. Однако существуют и другие прогнозы. В результате деятельности человека в атмосфере неуклонно увеличивается содержание CO_2 , фреонов, метана, аммиака, соединений серы, окислов азота и других газовых примесей. Содержание этих примесей в ближайшие десятилетия будет повышаться, и это может привести к существенному потеплению климата. Прогнозы климата еще далеки от совершенства и не дают уверенности в правильности выводов о том, как же будет меняться климат в будущем. Тем не менее преобладают мнения о вероятном глобальном повышении температуры воздуха.

Значительный интерес представляет взаимосвязь оледенения Земли с изменениями уровня Мирового океана. По данным наблюдений, уровень океана в течение последних 100 лет поднимается со скоростью 1–2 мм/год. Этот подъем происходит вследствие термического расширения воды при глобальном потеплении, таяния ледников и ледниковых покровов, уменьшения объема поверхностных и подземных вод. Задачей дальнейших исследований является проверка существующих и разработка новых моделей расчета изменений уровня океана и прогнозирование этих изменений в будущем. По некоторым расчетным моделям получается, что к середине будущего столетия глобальная температура может повыситься на 1,5–2,0°C, при этом уровень океана может подняться на 40–80 см, в том числе на 20–50 см за счет теплового расширения водной толщи (Котляков, 1994).

Помимо глобальных гляциологических прогнозов, важную роль играют региональные прогнозы вероятных изменений гляциальных процессов, которые разрабатываются исходя из различных сценариев вероятного изменения климата в будущем. Так, согласно климатическому прогнозу повышения глобальной температуры, в горных странах умеренных широт Евразии летние температуры останутся примерно на современном уровне, а в зимнее время будет наблюдаться повышение температуры воздуха и осадков. Поэтому в начале ледники не будут испытывать существенных изменений, но постепенно они начнут сокращаться. В субтропических условиях горные ледники могут исчезнуть почти полностью уже в первой четверти следующего столетия. Увеличится глубина сезонного протаивания в районах распространения вечной мерзлоты, будут развиваться процес-

сы вытаивания подземных льдов. В Арктике усиливается абляция ледников.

Дальнейшее развитие теории оледенения Земли требует более детального изучения характера и определения количественных характеристик механизмов взаимодействия ледников, морских льдов и снежного покрова с атмосферой и океаном в различных временных и пространственных измерениях.

В последние годы интенсивно развиваются относительно молодые научные направления – инженерная гляциология и гляциоэкология. В области инженерной гляциологии появились перспективы совершенствования научных основ и практических приемов искусственного воздействия на природные гляциологические процессы и управления этими процессами, что неизбежно создаст ряд новых экологических проблем. Таким образом, гляциология в XXI в. потребует дальнейшего развития комплексных исследований, сочетающих новые приемы мониторинга, совершенствования научных основ, повышения эффективности инженерных мероприятий и решения экологических проблем.

ЛИТЕРАТУРА

Авсюк Г.А. Искусственное усиление таяния льда и снега горных ледников // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1953. Вып. 56. С. 5–43.

Аннотированная библиография советской литературы по гляциологии за 25 лет (1956–1980) // Материалы гляциол. исслед. 1983. Вып. 48. С. 1–287; 1984. Вып. 49. С. 1–260.

Аннотированная библиография советской литературы по гляциологии за 1981–1990 годы // Там же. 1994. Вып. 78. С. 1–307.

Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира. М.: Рос. акад. наук, 1997. 392 с.

Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира. Т. 2. М., 1997. Кн. 1. 263 с.; Кн. 2. 270 с.

Алексеев В.Р. Наледи. Новосибирск: Наука, 1987. 159 с.

Бадд У.Ф. Динамика масс льда. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 235 с.

Барков Н.И. Шельфовые ледники Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 104 с.

Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед: Физические свойства: Современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 384 с.

Божинский А.Н., Лосев К.С. Основы лавиноведения. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 280 с.

Вейнберг Б.П. Лед: Свойства, возникновение и исчезновение льда. М.; Л.: Гостехтеоретиздат, 1940. 524 с.

Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М.: Наука, 1987. 248 с.

Виноградов В.Н. Современное оледенение районов активного вулканизма. М.: Наука, 1975. 104 с.

Войтковский К.Ф. Механические свойства льда. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 100 с.

Войтковский К.Ф. О механизме подвижки ледника Медвежьего // Материалы гляциол. исслед. 1974. Вып. 24. С. 68–77.

Войтковский К.Ф. Механические свойства снега. М.: Наука, 1977. 126 с.

Войтковский К.Ф. Лавиноведение. М.: Изд-во МГУ, 1989. 158 с.

Войтковский К.Ф., Володичева Н.А. Экологические проблемы высокогорья // Этнополитический вестник Совета Федерации Федерального собрания РФ. 1996. № 2(14). С. 120–125.

Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.

География лавин. М.: Изд-во МГУ, 1992. 332 с.

Гернет Е.С. Ледяные лишай. М.: Наука, 1981. 144 с.

Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 528 с.

Гляциология Шпицбергена / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Наука, 1985. 200 с.

- Голубев Г.Н. Гидрология ледников. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 247 с.
- Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Гросвальд М.Г., Кренке А.Н., Виноградов О.Н. и др. Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. 348 с.
- Десинов Л.В., Иванченков И.С., Котляков В.М. и др. Результаты эксперимента по изучению оледенения Каракорума с борта орбитальной станции "Салют-6" // Материалы гляциол. исслед. 1982. Вып. 42. С. 22–40.
- Джон Б. и др. Зимы нашей планеты. М.: Мир, 1982. 336 с.
- Долгушин Л.Д. Пульсирующие ледники // Материалы гляциол. исслед. 1968. Вып. 14. С. 298–300.
- Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Пульсирующие ледники. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 192 с.
- Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Ледники. М.: Мысль, 1989. 448 с.
- Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 318 с.
- Дюнин А.К. Механика метелей. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 378 с.
- Дюргеров М.Б. Мониторинг баланса массы горных ледников. М.: Наука, 1993. 127 с.
- Забилов Р.Д. Оледенение Памира. М.: Географиз, 1955. 372 с.
- Захаров В.Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 136 с.
- Значко-Яворский Г.А. Рельеф Антарктиды // Антарктика. М.: Наука, 1977. Вып. 16. С. 45–54.
- Зотиков И.А. Тепловой режим ледникового покрова Антарктиды. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 168 с.
- Зотиков И.А. Теплофизика ледниковых покровов. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
- Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 360 с.
- Инженерная гляциология / Под ред. Г.К. Тушинского. М.: Изд-во МГУ, 1971. 208 с.
- Калесник С.В. Общая гляциология. Л.: Учпедгиз, 1939. 327 с.
- Калесник С.В. Очерки гляциологии. М.: Географиз, 1963. 551 с.
- Книжников Ю.Ф. Исследование движения льда горных ледников стереофотограмметрическим методом. М.: Наука, 1973. 106 с.
- Козик С.М. Расчет движения снежных лавин. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 76 с.
- Коломыц Э.Г. Кристаллографический атлас снега. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 280 с.
- Корейша М.М. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята: Результаты исследований по программе МГГ. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 170 с. (Гляциология; № 11).
- Коржавин К.Н. Воздействие льда на инженерные сооружения. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1962. 204 с.
- Котляков В.М. Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 246 с.
- Котляков В.М. Снежный покров Земли и ледники. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 479 с.

- Котляков В.М.* Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 286 с.
- Котляков В.М.* Наука. Общество. Окружающая среда. М.: Наука, 1997. 409 с.
- Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г.* Изотопная и геохимическая гляциология. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
- Котляков В.М., Гросвальд М.Г., Лориус К.* Климаты прошлого из глубины ледниковых щитов. М.: Знание, 1991. 39 с.
- Котляков В.М., Николаев В.И., Короткевич Е.С. и др.* Последний климатический цикл Земли: Данные комплексных исследований Антарктических ледяных кернов // Материалы гляциол. исслед. 1992. Вып. 73. С. 11–18.
- Котляков В.М., Лориус К.* Данные глубокой скважины на станции Восток характеризуют два последних климатических цикла // Изв. РАН. Сер. геогр. 1997. № 2. С. 8–23.
- Кренке А.Н.* Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
- Крупнейшие ледники Средней Азии – ледники Федченко и Зеравшанский.* Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 263 с.
- Кузьмин П.П.* Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 179 с.
- Кузьмиченок В.А., Василенко Е.В., Мачерет Ю.Я. и др.* Толщина льда и подледный рельеф ледника Абрамова по данным низкочастотного радиозондирования // Материалы гляциол. исслед. 1962. Вып. 75. С. 63–68.
- Лавиноопасные районы Советского Союза / Под ред. Г.К. Тушинского.* М.: Изд-во МГУ, 1970. 200 с.
- Лавров В.В.* Деформация и прочность льда. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 206 с.
- Ледник Абрамова (Алайский хребет).* Л.: Гидрометеиздат, 1980. 206 с.
- Ледник Джанкуат (Центральный Кавказ).* Л.: Гидрометеиздат, 1978. 184 с.
- Ледник Козельский (Авачинская группа вулканов).* СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 120 с.
- Ледник Марух (Западный Кавказ).* Л.: Гидрометеиздат, 1988. 254 с.
- Ледник Федченко.* Ташкент, 1962. Т. 1. 247 с.; Т. 2. 198 с.
- Ледники Туюксу (Северный Тянь-Шань).* Л.: Гидрометеиздат, 1984. 172 с.
- Лосев К.С.* Лавины СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 131 с.
- Макаревич К.Г., Пальгов Н.Н., Токмагамбеков Г.А. и др.* Оледенение Заилийского Алатау. М.: Наука, 1969. 286 с.
- Маэно Н.* Наука от льда. М.: Мир, 1988. 229 с.
- Мерзлотоведение / Под ред. В.А. Кудрявцева.* М.: Изд-во МГУ, 1981. 240 с.
- Москалев Ю.Д.* Динамика снежных лавин и снеголавинные расчеты // Тр. САРНИГМИ. 1977. Вып. 36(117). 232 с.
- Общее мерзлотоведение.* Новосибирск: Наука, 1974. 292 с.
- Оледенение Памиро-Алая.* М.: Наука, 1993. 254 с.
- Оледенение Тянь-Шаня / Под ред. М.Б. Дюргерова.* М.: Ин-т географии РАН, 1995. 237 с.
- Оледенение Эльбруса.* М.: Изд-во МГУ, 1968. 345 с.
- Основные положения по организации и проведению наблюдений*

за колебаниями ледников // Материалы гляциол. исслед. 1973. Вып. 22. С. 199–222.

Основы геокриологии (мерзловедения). Ч. 1. Общая геокриология. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 432 с.

Панов В.Д. Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 332 с.

Патерсон У.С.Б. Физика ледников. М.: Мир, 1972. 312 с.

Паундер Э.Ф. Физика льда. М.: Мир, 1967. 189 с.

Песчанский И.С. Ледоведение и ледотехника. Л.: Гидрометеиздат, 1967. 462 с.

Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре: (Криолитология). М.: Изд-во МГУ, 1967. 304 с.

Попов А.И., Тушинский Г.К. Мерзловедение и гляциология. М.: Высш. шк., 1973. 271 с.

Попов А.И., Робенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. М.: Изд-во МГУ, 1985. 239 с.

Ревякин В.С. Природные льды Алтае-Саянской горной области. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 288 с.

Режим и эволюция полярных ледниковых покровов / Под ред. В.М. Котлякова. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 232 с.

Рихтер Г.Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе. М., 1948. 171 с. (Тр. Ин-та географии АН СССР; Т. 40).

Романов А.А. Льды Южного океана и условия судоходства. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 88 с.

Рототаев К.П., Ходаков В.Г., Кренке А.Н. Исследование пульсирующего ледника Колка. М.: Наука, 1983. 168 с.

Савельев Б.А. Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов. М.: Изд-во МГУ, 1963. 542 с.

Савельев Б.А., Лаптев М.Н., Лаптева Н.И. Строение, состав и физико-механические свойства снега в Хибинах и их изменение в процессе метаморфизма // Снег и лавины Хибин. М.: Изд-во МГУ, 1967. С. 201–239.

Серебрянный Л.Р., Орлов А.В., Соломина О.Н. и др. Морены – источник гляциологической информации. М.: Наука, 1989. 236 с.

Снег: (Справочник) / Под ред. Д.М. Грея и Д.Х. Мэйла. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 751 с.

Сумгин М.И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. М.; Л., 1937. 379 с.

Троицкий Л.С., Зингер Е.М., Корякин В.С. и др. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М.: Наука, 1975. 276 с.

Троицкий Л.С., Ходаков В.Г., Михалев В.И. и др. Оледенение Урала. М.: Наука, 1966. 306 с.

Тронов М.В. Вопросы горной гляциологии. М.: Географгиз, 1954. 276 с.

Тронов М.В. Ледники и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 407 с.

Трошкина Е.С. Лавинный режим горных территорий СССР. М.: ВИНТИ. 1992. 185 с. (Итоги науки и техники. Гляциология).

Тушинский Г.К. Лавины: Возникновение и защита от них. М.: Географгиз, 1949. 215 с.

Тушинский Г.К. Основы общей и региональной гляциологии. Вып. 1. М.: Изд-во МГУ, 1968. 194 с.

- Тушинский Г.К., Малиновская Н.М. Основы общей и региональной гляциологии. Вып. 2. М.: Изд-во МГУ, 1969. 140 с.
- Уошборн А.Л. Мир холода: Геокриологические исследования. М.: Прогресс, 1978. 384 с.
- Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 575 с.
- Ходаков В.Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. М.: Наука, 1978. 194 с.
- Черепанов Н.В. Классификация льдов природных водоемов // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 331. С. 77–99.
- Чижов О.П. Оледенение северной полярной области. М.: Наука, 1976. 240 с.
- Чижов О.П., Корякин В.С., Давидович Н.В. и др. Оледенение Новой Земли. М.: Наука, 1968. 332 с.
- Шумский П.А. Энергия оледенения и жизнь ледников. М.: Географгиз, 1947. 60 с.
- Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
- Шумский П.А. Динамическая гляциология. М.: ВИНТИ, 1969. 172 с. (Итоги науки и техники. Гидрология суши, гляциология).
- Щеглова О.П. К вопросу об энергии оледенения // Изв. ВГО. 1952. Т. 84, вып. 5. С. 503–505.
- Щербакова Е.М. Древнее оледенение Большого Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1973. 272 с.
- Экологические проблемы: Что происходит, кто виноват и что делать? / Под ред. В.И. Данилова-Данильяна. М.: Изд-во МНЭПУ, 1997. 330.
- Chappellaz J. et al. Ice core record of atmospheric methane over the past 160 000 years / Nature. 1990. Vol. 345. P. 127–131.
- Climate since AD 1500 / Ed. by S. Raymond et al. L., 1992. 679 p.
- Dobrowolski A.B. Historia naturalna lodu. Warszawa, 1923. 435 s.
- Elsevier's dictionary of glaciology / V.M. Kotlyakov, N.A. Smolyarova. Elsevier, 1990. 336 p.
- Field W.O. Mountain glaciers of the Northern Hemisphere. Hannover (N.H.), 1975. Vol. 1. 698 p.; Vol. 2. 932 p.
- Flint R.F. Glacial and Quaternary geology. N.Y.: Wiley, 1971. 893 p.
- Lliboutry L. Traite de glaciologie. T. 1. P.: Masson, 1964. 427 p.
- Muller F., Calfish T., Muller G. Firn und Eis des Schweizer Alpen: Gletscherinventar. Zürich, 1976. 174 s.
- Nakaya U. Snow crystals: Natural and artificial. Cambridge, 1954. 510 p.
- Nye J.F. The flow of glaciers and ice-sheets as a problem in plasticity // Proc. Roy. Soc. London A. 1951. Vol. 207, N 1091. P. 554–572.
- Proceedings of the International Symposium on the role of the cryosphere in global change (Columbia, USA, 1994). Cambridge, 1995. 421 p. (Ann. of Glaciol.: Vol. 21).
- Saussure O.B. Voyages dans les Alpes. T. 1. Neuchatel, 1779. 638 p.; T. 2. Geneva, 1796. 540 p.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Абляция 105, 148, 156
Айсберг 171
Аккумуляция 105, 147, 156
Альbedo 37, 65, 173
Анизотропия кристаллов льда 20
"Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира" 16
- Базисная плоскость кристалла льда 21
Баланс массы ледника 148–151
Бугор пучения 184
- Ветровой перенос снега 57
Виды льда 29
Внутренняя абляция 148
Возгонка льда 29, 148
Возникновение ледников 99
Всемирная служба мониторинга ледников 164
Вязкопластические свойства льда 46
Вязкопластическое течение ледников 124
- Глубинная изморозь 62
Гляциологическая ассоциация 15
Гляциологический мониторинг 222
Гляциооклиматические показатели оледенения 102
Гляциология 10
Гляциосфера 13
Гляциоэкология 233
Гололед 25
Град 6
Граница питания ледника 101, 104
- Дальность выброса лавины 85
Движение ледников 156
Движение лавин 84
Деформации льда 31
Динамическая гляциология 31
- Динамометаморфизм 35
Дрейф морских льдов 216–221
- Забереги 199
Зажор 199
Закраины 207
Замерзание воды 19, 23, 198
Заструги 58
Защита от гляциальных селей 232
Защита от снежных заносов 231
Защита от снежных лавин 92, 95, 232
- Зона абляции 104
Зона аккумуляции 105
Зона активизации 132
Зона зарождения лавин 80
Зона льдообразования 106
Зона отложения лавин 80
- Изморозь 29, 104
Изохронная поверхность 129
Инженерная гляциология 229
Иней 147
Инфильтрация воды 106
Искусственное обрушение снега со склонов 91
Источники питания ледников 103
- Картографирование ледников 163
Картографирование снежного покрова 72
Камы 145
Кар 141
Классификация льдов генетическая 27
Классификация подземных льдов 185
Классификация снежинок 54
Колебания ледников 120, 154
Конжеляционное льдообразование 23
Криолитозона 175
Криосфера 7

- Кристаллизация воды 20
 Кристаллы льда 20
 Крупа 55
- Лавина 80
 Лавиноопасные территории 87
 Лавинный снежник 79
 Лавиносбор 80
 Лед Ih (обыкновенный) 22
 Лед атмосферный 53
 Лед внутриводный 24
 Лед донный 24
 Лед жильный 185, 188
 Лед инфильтрационный 181
 Лед инъекционный 181, 187
 Лед конжеляционный 6
 Лед метаморфический 6, 29
 Лед наложенный 104, 147
 Лед наслоенный 211
 Лед натечный 26, 190
 Лед осадочный 6, 27
 Лед пещерный 185, 189
 Лед плавучий 198
 Лед повторно-жильный 181–189
 Лед поребенный 181, 191
 Лед подземный 185
 Лед сегрегационный 183–186
 Лед серый 211
 Лед соленый 200
 Лед сублимационный 181
 Лед текстурообразующий 181
 Лед фирновый 107
 Лед-цемент 185
 Ледник 87
 Ледник выводной 99, 170
 Ледник висячий 98
 Ледник долинный 98
 Ледник каровый 98
 Ледник "морской" 97
 Ледник присклоновый 98
 Ледник шельфовый 97, 170
 Ледниковая аккумуляция 195, 147
 Ледниковая шапка 97
 Ледниковая экзарация 225
 Ледниковая эрозия 141
 Ледниковые отложения 144
 Ледниковые подвижки 133
 Ледниковые пульсации 132
 Ледниковый коэффициент 195
 Ледниковый купол 97
 Ледниковый покров 98
 Ледниковый цирк 141
- Ледниковый щит 97
 Ледопад 110
 Ледостав 200
 Ледообразование 198
 Ледяное сало 199, 211
 Ледяной зажор 199, 208
 Ледяной затор 208
 Ледяной покров 198
 Ледяной шпир 182
 Линия движения ледника 129
 Линия тока в леднике 129
 Льдообразование 23
- Международная комиссия снега и льда 15
 Метаморфизм льда 35
 Метаморфизм снега 60–64
 Метелевый перенос снега 57, 103
 Модификации льда 32
 Модуль сдвига 43
 Модуль упругости 43
 Мониторинг ледников 222
 Мониторинг снежного покрова 222
 Морена 142
- Наблюдения за ледниками 154
 Наблюдения за морскими льдами 212, 224
 Наблюдения за эволюцией льдов 223
 Навалы льда 199
 Наледи поверхностных вод 194
 Наледи подземных вод 193
 Наледи речных вод 193
 Наледь искусственная 195
 Несущая способность ледяного покрова 205
 Нивально-гляциальные системы 8, 13
 Нилас 211
- Образование льда 23
 Огивы 111
 Озы 145
 Оледенение Антарктиды 170
 Оледенение Земли 164
 Оледенение сетчатое 98
- Палеогляциология 225, 226
 Перекристаллизация 61
 Плотность льда 30
 Плотность снега 59
 Площадь ледников 112

Ползучесть льда 46
Полосчатость ледникового льда 108
Полосы Форбса 112
Пористость 30
Предел прочности льда 50
Предел длительной ползучести льда 46
Припай 215
Прогнозирование лавинной опасности 89
Прогнозирование ледниковых пульсаций 139
Прочность льда 50, 204
Пульсации ледников 132

Радиационный баланс 151
Распространение морских льдов 214
Распреснение морского льда 211
Режелация 34
Релаксация напряжений 48
Рост кристаллов льда 23
Рост ледяного покрова 200

Сжимаемость снега 59
Скольжение ледника по ложу 126
Скорость движения ледника 121
Слоистость фирна 107
Снег 6
Снеговая линия 100
Снежная мелиорация 72, 235
Снежная плита 81, 84
Снежные кристаллы 54
Снежные лавины 90
Снежный покров 6, 53
Снежники 79
Снежницы 207, 220
Снежура 211
Сооружения противолавинные 93–96
Сплоченность льдов 215
Стамуха 217
Сток с ледника 152
Структура кристаллов льда 20
Структура пресноводных льдов 202
Сублимация водяного пара 104

Таяние ледяного покрова 207

Таяние снежного покрова 64
Температура плавления 19
Температура эвтектическая 25
Температуропроводимость 32
Тепловая деформация льда 31
Тепловой баланс 151
Теплоемкость льда 32
Теплопроводность 32
Теплота возгонки льда 32
Теплота испарения воды 32
Теплота плавления льда 31
Термический режим снежного покрова 64
Термическое расширение льда 31
Термокарст 184
Термометаморфизм 35
Течение ледника 124
Тиллиты 225
Типы морских льдов 213
Типы пресноводных льдов 203
Толщина ледника 114
Толщина ледяного покрова 200
Торосы 216
Трещины в ледниках 110
Трог 141

Удельная аккумуляция 105
Удержание снега на склонах 92
Уплотнение снега 59, 230
Упругие свойства льда 43

Фазовые состояния воды 19
Факторы оледенения 101
Фирновая линия 104

Хионосфера 99

Шлиры льда 186
Шуга 199, 211

Эвтектическая температура 24, 210
Энергия оледенения 103
Энергообмен ледников 152
Эрратические валуны 145
Эскеры 145
Эффективная теплоемкость 33

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
----------------	---

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЛЯЦИОЛОГИИ

Глава 1. Содержание и основные направления гляциологии	6
1.1. Распространение льдов на Земле	6
1.2. Криосфера	7
1.3. Хионосфера и нивально-гляциальные системы	8
1.4. Роль льдов в природе	9
1.5. Задачи гляциологии	10
1.6. Место гляциологии среди наук о Земле	11
Глава 2. История гляциологии	12
2.1. Формирование гляциологии как науки о ледниках	12
2.2. Гляциологические исследования в период Международного геофизического года (МГГ)	13
2.3. Расширение области гляциологических исследований	13
2.4. Учреждения, ведущие гляциологические исследования	14
2.5. Сбор, хранение и публикация результатов гляциологических исследований	15

ЛЬДООБРАЗОВАНИЕ И СВОЙСТВА ЛЬДА

Глава 3. Льдообразование и кристаллическая структура льда	19
3.1. Фазовые состояния воды	19
3.2. Структура кристаллов льда	20
3.3. Образование льда	23
3.4. Генетическая классификация льдов	29
Глава 4. Физические свойства льда	30
4.1. Плотность и пористость	30
4.2. Тепловая деформация	31
4.3. Теплота плавления и возгонки	31
4.4. Теплоемкость, теплопроводность и температуропроводность	32
4.5. Режеляция	34
4.6. Метаморфизм	35
4.7. Оптические свойства	37

Глава 5. Механические свойства льда	37
5.1. Закономерности деформирования и разрушения льда	37
5.2. Упругие свойства льда	43
5.3. Вязкопластические свойства льда	46
5.4. Прочностные характеристики льда	50

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

Глава 6. Формирование и метаморфизм снежного покрова	53
6.1. Образование кристаллов льда в атмосфере	53
6.2. Международная классификация снежинок	54
6.3. Формирование снежного покрова	56
6.4. Ветровой перенос снега	57
6.5. Уплотнение снега	59
6.6. Метаморфизм снежного покрова	60
6.7. Термический режим и таяние снежного покрова	64
Глава 7. Распространение снежного покрова	66
7.1. Площади распространения и масса снежного покрова	66
7.2. Продолжительность залегания снежного покрова	69
7.3. Картографирование снежного покрова	72
7.4. Снежная мелиорация и защита от снежных заносов	72
Глава 8. Особенности снежного покрова в горах	74
8.1. Снегонакопление на склонах гор	74
8.2. Пространственная неоднородность снежного покрова	75
8.3. Изменение характеристик снежного покрова с высотой местности	76
8.4. Таяние и разрушение снежного покрова на склонах	78
8.5. Снежники	79
Глава 9. Снежные лавины	80
9.1. Нарушение устойчивости снежного покрова и образование лавин	80
9.2. Движение лавин	84
9.3. Лавиноопасные территории	87
9.4. Прогнозирование лавинной опасности	89
9.5. Профилактические меры защиты от лавин	91
9.6. Искусственное удержание снега на лавиноопасных склонах	92
9.7. Сооружения для непосредственной защиты от лавин	94

ЛЕДНИКИ

Глава 10. Условия возникновения ледников	97
10.1. Типы ледников	97
10.2. Возникновение ледников	99
10.3. Снеговая линия	100

10.4. Факторы и гляциоклиматические показатели оледенения	101
10.5. Источники питания	103
Глава 11. Строение ледников	104
11.1. Области питания и абляции	104
11.2. Зоны льдообразования	106
11.3. Слоистость фирна	107
11.4. Структура и текстура ледникового льда	108
11.5. Рельеф ледниковой поверхности	109
11.6. Огивы	111
Глава 12. Основные характеристики ледников	112
12.1. Площадь, длина и высотное положение ледника	112
12.2. Толщина, объем и масса ледника	114
12.3. Характеристики поверхности и ложа ледника	115
12.4. Температурный режим ледника	118
12.5. Изменения положения и формы конца ледника	120
Глава 13. Движение ледников	121
13.1. Скорость движения ледника	121
13.2. Вязкопластическое течение	124
13.3. Скольжение ледника по ложу	126
13.4. Линии тока и движения и изохронные поверхности	129
13.5. Математическое моделирование ледников	131
Глава 14. Пульсации ледников	132
14.1. Особенности пульсирующих ледников	132
14.2. Распространение пульсирующих ледников	133
14.3. Механизм ледниковых пульсаций	134
14.4. Последствия ледниковых подвижек	138
14.5. Прогнозирование ледниковых пульсаций	139
Глава 15. Эрозионная, транспортирующая и аккумулярующая деятельность ледников	139
15.1. Ледниковая эрозия	139
15.2. Эрозионные формы рельефа	141
15.3. Морены	142
15.4. Ледниковые и водно-ледниковые отложения	144
15.5. Следы ледниковой экзарации и аккумуляции – показатели истории оледенения	145
Глава 16. Баланс массы и энергообмен ледников	147
16.1. Увеличение массы ледника	147
16.2. Уменьшение массы ледника	148
16.3. Баланс массы ледника	148
16.4. Радиационный и тепловой балансы поверхности ледника	151
16.5. Энергообмен внутри ледника	152
16.6. Сток с ледника	153
Глава 17. Наблюдения за ледниками	154
17.1. Наблюдения за колебаниями ледников	154
17.2. Измерения аккумуляции и абляции	156

17.3. Определение скоростей движения	157
17.4. Определение строения и толщины ледника	158
17.5. Изотопно-геохимические исследования	160
17.6. Картографирование ледников и ледниковых систем ...	163
17.7. Всемирная служба мониторинга ледников	164
Глава 18. Современное оледенение Земли	164
18.1. Районирование оледенения	164
18.2. Площадь ледников и ледниковых покровов	168
18.3. Оледенение Антарктиды	170
18.4. Взаимосвязь оледенения с атмосферой, сушей и океаном	172

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

Глава 19. Криолитозона	175
19.1. Распространение толщ мерзлых горных пород	175
19.2. Условия формирования и температурный режим сезонно- и многолетнемерзлых пород	179
19.3. Состав и строение мерзлых дисперсных грунтов	181
19.4. Криогенные (мерзлотные) процессы	183
Глава 20. Подземные льды	185
Глава 21. Наледи	191
21.1. Закономерности образования наледей	191
21.2. Наледи подземных вод	193
21.3. Наледи поверхностных вод	194
21.4. Искусственные наледи	195
21.5. Прогнозирование наледных процессов и борьба с наледями	196

ПЛАВУЧИЕ ЛЬДЫ

Глава 22. Ледяной покров рек и водоемов	198
22.1. Формирование ледяного покрова	198
22.2. Основные характеристики ледяного покрова	200
22.3. Поведение ледяного покрова под нагрузкой и его несущая способность	205
22.4. Таяние и разрушение ледяного покрова	207
22.5. Воздействие ледяного покрова на сооружения	208
Глава 23. Морские льды	209
23.1. Замерзание морской воды	209
23.2. Миграция рассолов и распреснение льда	211
23.3. Типы морских льдов	212
23.4. Распространение морских льдов	214
23.5. Деформации, торошение и дрейф льдов	216
23.6. Таяние морских льдов	219
23.7. Воздействие морских льдов на сооружения	220

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЛЯЦИОЛОГИИ

Глава 24. Мониторинг криосферы	222
24.1. Наблюдения за эволюцией природных льдов.....	222
24.2. Изучение нивально-гляциальных систем прошлого	225
24.3. Прогнозирование вероятных изменений гляциальных систем	227
Глава 25. Инженерная гляциология и гляциозкология	229
25.1. Задачи инженерной гляциологии	229
25.2. Экологические аспекты гляциологии	234
Заключение	236
Литература	239
Предметный указатель.....	244

CONTENTS

Introduction	3
---------------------------	----------

HISTORY OF GLACIOLOGY DEVELOPMENT

Chapter 1. The basic directions of glaciology	6
1.1. Distribution of ice on the Earth	6
1.2. Cryosphere	7
1.3. Chionosphere and nival-glacial system	8
1.4. Role of ice in the nature	9
1.5. Tasks of glaciology	10
1.6. Place of glaciology in the Earth sciences	11
Chapter 2. History of glaciology	12
2.1. Formation of glaciology as the science about glaciers	12
2.2. Glaciological researches during the International Geophysical Year	13
2.3. Extension of glaciological researches	13
2.4. Glaciological research institutes	14
2.5. Collection, storage and publication of glaciology research outcomes	15

ICE FORMATION AND PROPERTIES OF ICE

Chapter 3. Ice formation and crystalline structure of ice	19
3.1. Phase states of water	19
3.2. Structure of ice crystals	20
3.3. Ice formation	23
3.4. Genetic classification of ice	29
Chapter 4. Physical properties of ice	30
4.1. Density and porosity	30
4.2. Thermal deformation	31
4.3. Heat of melting and sublimation	31
4.4. Heat capacity, heat and temperature conductivity	32
4.5. Regelation	34
4.6. Metamorphism	35
4.7. Optical properties	37
Chapter 5. Mechanical properties of ice	37
5.1. Regularity of ice deformation and destruction	37

5.2. Elastic properties of ice	43
5.3. Visco-plastic properties of ice	46
5.4. Strength characteristics of ice	50

SNOW COVER

Chapter 6. Formation and metamorphism of snow cover	53
6.1. Formation of ice crystals in the atmosphere	53
6.2. International classification of the snow crystals	54
6.3. Snow cover formation	56
6.4. Wind carry of snow	57
6.5. Condensation of snow	59
6.6. Metamorphism of snow cover	60
6.7. Thermal conditions and thawing of snow cover	64
Chapter 7. Distribution of snow cover	66
7.1. Area of distribution and mass of snow cover	66
7.2. Duration of snow cover occurrence	69
7.3. Snow cover cartography	72
7.4. Snow melioration and protection against snow drift	72
Chapter 8. Features of snow cover in mountains	74
8.1. Snow accumulation on mountain slopes	74
8.2. Spatial non-uniformity of snow cover	75
8.3. Change of snow cover characteristics with altitude	76
8.4. Thawing and destruction of a snow cover on slopes	78
8.5. Snow-patches	79
Chapter 9. Snow avalanches	80
9.1. Violation of snow cover stability and avalanche formation ..	80
9.2. Motion of avalanches	84
9.3. Avalanche dangerous territories	87
9.4. Avalanche danger prognoses	89
9.5. Preventive measures for protection from avalanches	91
9.6. Artificial snow holding on avalanche danger slopes	92
9.7. Structures for direct protection against avalanches	94

GLACIERS

Chapter 10. Conditions of glaciers origin	97
10.1. Types of glaciers	97
10.2. Origin of glaciers	99
10.3. Snowline	100
10.4. Factors and glacio-climatic parameters of glaciation	101
10.5. Sources of glacier feeding	103
Chapter 11. Structure of glaciers	104
11.1. Areas of feeding and ablation	104
11.2. Ice formation zones	106
11.3. Firn stratification	107
11.4. Structure and texture of glacier ice	108
11.5. Glacier surface relief	109
11.6. Ogives	111

Chapter 12. The main glacier characteristics	112
12.1. Area, length and high-altitude position of a glacier	112
12.2. Thickness, volume and mass of a glacier	114
12.3. Characteristics of glacier surface and bed	115
12.4. Temperature conditions of a glacier	118
12.5. Change of position and shape of the glacier end	120
Chapter 13. Motion of glaciers	121
13.1. Speed of glacier motion	121
13.2. Visco-plastic current	124
13.3. Glacier sliding along bed	126
13.4. Streamline, lines of motion and isochronous surfaces	129
13.5. Mathematical modelling of glaciers	131
Chapter 14. Glacier pulsation	132
14.1. Features of pulsing glaciers	132
14.2. Distribution of pulsing glaciers	133
14.3. Mechanics of glacier pulsation	134
14.4. Consequences of glacier surgings	138
14.5. Forecasting of glacier surgings	139
Chapter 15. Erosive, transport and accumulation activity of glaciers	139
15.1. Glacier erosion	139
15.2. Erosive forms of the relief	141
15.3. Moraine	142
15.4. Glacier and water-glacier sediments	144
15.5. Tracks of glacier exaration and accumulation – indicators of glaciation history	145
Chapter 16. Mass balance and energy exchange in glaciers	147
16.1. Increasing of glacier mass	147
16.2. Decreasing of glacier mass	148
16.3. Balance of glacier mass	148
16.4. Radiation and thermal balances on glacier surface	151
16.5. Energy exchange inside a glacier	152
16.6. Runoff from a glacier	153
Chapter 17. Observation over glaciers	154
17.1. Observation over glacier fluctuations	154
17.2. Measurement of accumulation and ablation	156
17.3. Determination of glacier movement speed	157
17.4. Determination of structure and thickness of a glacier	158
17.5. Isotope and geochemical investigations	160
17.6. Map-making of glaciers and glacier systems	163
17.7. World service of glaciers monitoring	164
Chapter 18. Modern glaciation of the Earth	164
18.1. Districts of glaciation	164
18.2. Areas of glaciers and ice sheets	168
18.3. Glaciation of the Antarctic Continent	170
18.4. Interdependence of glaciation with atmosphere, land and ocean	172

GROUND ICE AND ICING FIELDS

Chapter 19. Cryolithic zone	175
19.1. Distribution of perennially frozen grounds	175
19.2. Conditions of formation and temperature regime of seasonally and perennially frozen grounds	179
19.3. Structure and texture of frozen dispersive grounds	181
19.4. Cryogenic processes	183
Chapter 20. Ground ice	185
Chapter 21. Icing fields	191
21.1. Regularity of icing field formation	191
21.2. Icing fields of underground water	193
21.3. Icing fields of surface water	194
21.4. Artificial icing fields	195
21.5. Forecasting of icing processes and struggle with icing	196

FLOATING ICE

Chapter 22. Ice cover on rivers and lakes	198
22.1. Formation of ice cover	198
22.2. Main characteristics of ice cover	200
22.3. Behaviour of ice cover under load and its carrying capacity	205
22.4. Thawing and destruction of ice cover	207
22.5. Force influence of ice cover on structures	208
Chapter 23. Sea ice	209
23.1. Freezing of sea water	209
23.2. Brine migration and decreasing of ice salinity	211
23.3. Types of sea ice	212
23.4. Distribution of sea ice	214
23.5. Deformation, ridging and drift of ice	216
23.6. Thawing of sea ice	219
23.7. Force influence of sea ice on structures	220

MODERN PROBLEMS OF GLACIOLOGY

Chapter 24. Monitoring of cryosphere	222
24.1. Observation over cryosphere evolution	222
24.2. Study of the past nival-glacial systems	225
24.3. Forecasting of glacial systems probable changes	227
Chapter 25. Engineering glaciology and glacioecology	229
25.1. Tasks of engineering glaciology	229
25.2. Ecological aspects of glaciology	234
Conclusion	236
References	239
Subject Index	244

Научное издание

Войтковский Кирилл Фабианович

ОСНОВЫ ГЛЯЦИОЛОГИИ

*Утверждено к печати
Ученым советом Института мерзлотоведения
им. П.И. Мельникова СО РАН*

Зав. редакцией *А.А. Фролова*

Редактор *Л.Г. Васютинская*

Художник *Г.М. Коровина*

Художественный редактор *В.Ю. Яковлев*

Технический редактор *Т.В. Жмелькова*

Корректоры *Г.В. Дубовицкая, А.В. Морозова*

Набор и верстка выполнены в издательстве
на компьютерной технике

ЛР № 020297 от 23.06.1997

Подписано к печати 13.09.99. Формат 60 × 90 ¹/₁₆

Гарнитура Таймс. Печать офсетная

Усл.печ.л. 16,0. Усл.кр.-отт. 16,0. Уч.-изд.л. 18,7

Тираж 1000 экз. Тип. зак. 3582

Издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., 90

Санкт-Петербургская типография "Наука"
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12