

К.Ф. ВОЙТКОВСКИЙ

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СНЕГА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ МЕРЗЛОТОВЕДЕНИЯ

К. Ф. ВОЙТКОВСКИЙ

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СНЕГА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» МОСКВА 1977

Механические свойства снега, Войтковский К.Ф. М., "Наука", 1977, 1 – 126.

В книге обобщены и проанализированы сведения о механических свойствах снега. Особое внимание уделено описанию закономерностей деформирования и разрушения снега и оценке параметров, характеризующих его уплотнение, ползучесть и сопротивление разрушению.

Книга предназначена для широкого круга исследователей криосферы Земли и инженеров, занимающихся прогнозированием снежных лавин и защитой от них, использованием снега в инженерных целях и борьбой с вредным влиянием снега на хозяйственную деятельность человека.

Таблиц 13, иллюстраций 63, библиогр. 109 назв.

Ответственный редактор
доктор технических наук, профессор С.С. ВЯЛОВ

Снежный покров является одним из основных объектов криосферы Земли. На территории СССР он формируется в течение определенного периода почти повсеместно и вызывает ряд осложнений в хозяйственной деятельности. Вместе с тем снег приносит огромную пользу. Это прежде всего источник воды для сельского и лесного хозяйства. Снег используют также в качестве своеобразного строительного материала для дорожных покрытий и снеголедяных сооружений. Снежный покров – хорошее основание для передвижения санного транспорта и лыжников.

Для выработки рациональных способов борьбы с вредным влиянием снега в различных отраслях народного хозяйства и развития приемов использования снега в инженерной практике необходимо знать его свойства, особенно механические.

Изучением механических свойств снега занимались многие исследователи. Известны работы Г.Г. Саатчана (1936), А.Г. Гоффа и Г.Ф. Оттена (1938), И.В. Крагельского (1945), В.Н. Аккуратова (1959, 1967), Г.К. Тушинского (1960), В.А. Чернигова (1960), С.Н. Карташова (1962), Б.А. Савельева, М.Н. Лаптева и Н.И. Лаптевой (1967), М.А. Долова (1972), Б.А. Анфилофьева (1970, 1972), В.В. Богородского (1974), Э.П. Исаенко и В.И. Ядрошниковой (1970, 1972), Ю.А. Марина (1971).

За рубежом больших успехов в изучении механических свойств снега достигли Р.Хэфели (Haefeli, 1939, 1963), З.Иосида (Yosida, а. о., 1956, 1957, 1958), М.Мэллор (Mellor, 1963, 1964, 1965, 1967, 1974), Де Кервен (1966), С. Киносита (Kinosita, 1967), К.Кожима (Kojima, 1967, 1975), К. Шиножима (Shinojima, 1967), У.Накая (Nakaya, 1959; Nakaya, Kuroiva, 1967), Б.Зальм (Salm, 1967, 1971), Р.Перла (Perla, 1969, 1975). Ценные сведения о механических свойствах снега имеются в работах Е.Бухера (Bucher, 1946, 1948), Г.Бадера (1962), Р.Брауна (Brown, 1975), И.Чаэ (Chae, 1967), Е.Фельда (Feldt, 1966), Л.Голда (Gold, 1956), А.Гоу (Gow, 1975), Д.Куроива (Kuroiva, 1975; Kuroiva а. о., 1969), Т.Лэнга (Lang, 1975), В.Лоуренса (Lawrence, Bradley, 1973, 1975), М.Мартинелли (Martinelli, 1971), Д.Макклоига (McClung, 1975), Р.Рамсейера (Ramseier, 1963; Ramseier, Pavlak, 1964), Ф.Смита (Smith, 1972; Smith, Curtis, 1975), Р.Соммерфелда (Sommerfeld, 1969, 1970, 1975), К.Тусима (Tusima, 1975), Г.Вакахама (Wakahama, 1967, 1975), Г.Абея (1975), А.Вуори (1975), З.Иосида (Yosida а. о., 1956, 1957, 1958) и других исследователей.

К настоящему времени опубликовано большое количество работ, где освещаются те или иные механические свойства снега. Вместе с тем назрела необходимость опубликования обобщающей монографии, где систематизированно были бы изложены все механические свойства снега. Такая задача была частично выполнена сотрудником инженерной лаборатории по исследованиям в холодных районах (CRREL) в США М.Мэллором (Mellor, 1964). В 1974 г. в своем докладе на Международном симпозиуме по механике снега, проходившем в Швейцарии, М.Мэллор дал краткий обзор основных закономерностей деформирования, поверхностного трения и разрушения снега с учетом новых работ за десятилетие после опубликования первой сводки (Mellor, 1974). До настоящего времени за рубежом пользуется признанием также сводная работа, освещающая физические и механические свойства снега, выполненная в Институте низких температур в Японии под руководством З.Иосиды (Yosida a. o., 1956, 1957, 1958). К сожалению, указанные работы не переведены на русский язык.

Краткие сведения о механических свойствах снега имеются в монографии Г.Д.Рихтера (1945), в книге Г.М.Куваевой и других исследователей (Куваева и др., 1967) и в "Руководстве по снеговальным работам" (1965). Однако эти сводки неполные и уже устарели.

Автор поставил перед собой задачу обобщить и проанализировать известные сведения о механических свойствах снега.

В процессе этой работы выяснилось, что в опубликованных работах имеется ряд противоречий, для решения которых необходимо было провести дополнительные исследования снега. Такие исследования были проведены в отделе физики снега проблемной лабораторией снежных лавин Московского государственного университета. Таким образом, настоящая монография написана на основании целенаправленных экспериментальных исследований, выполненных под руководством автора за период с 1966 по 1975 г., и обобщения отечественных и зарубежных данных о механических свойствах снега.

Автор приносит глубокую благодарность профессору С.С.Вялову и кандидату географических наук С.Н.Карташову за ценные советы, учтенные в данной работе.

Образование кристаллов льда в атмосфере

Нагреваемые у земной поверхности воздушные массы насыщаются водяными парами и поднимаются вверх, постепенно при этом охлаждаясь. При определенной температуре влажность воздуха достигает величины предельной насыщенности, и дальнейшее понижение температуры приводит к тому, что воздух становится пересыщенным. Излишки водяных паров конденсируются в виде мельчайших капель, которые, в зависимости от конкретных термодинамических условий, могут исчезать, расти или замерзать и превращаться 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 большая, чем ниже температура облака, в котором зарождаются эти кристаллы. Утяжеленные кристаллы льда начинают падать и при этом обрастают дополнительным слоем льда, образующимся из 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 весьма разнообразны по своей внешней форме. Наблюдается бесчисленное разнообразие форм кристаллов: иглы, призмы, пирамиды, столбики, пластинки, звездочки и комбинированные фигуры. Опускаясь вниз, кристаллики льда претерпевают большие изменения. Они могут расплавляться и превращаться в капельки тумана или увеличиваться и превращаться в снежинки, ледяную крупу или град, выпадающие на поверхность земли в виде твердых осадков.

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. Различают 10 основных типов частиц (рис. 1):

- 1) пластинки — тонкие плоские кристаллы, по форме близкие к шестиугольнику, максимальным размером 0,1–4 мм;
- 2) звездчатые кристаллы — тонкие плоские кристаллы в виде дендритовых звезд с лучами. Обычно они имеют 6 лучей. Иногда встречаются кристаллы с 12 и 18 лучами, средний диаметр таких кристаллов 0,5–10 мм;
- 3) столбики — призматические кристаллы сплошные или полые, пирамиды и комбинации пирамид и призм, максимальным размером до нескольких миллиметров;

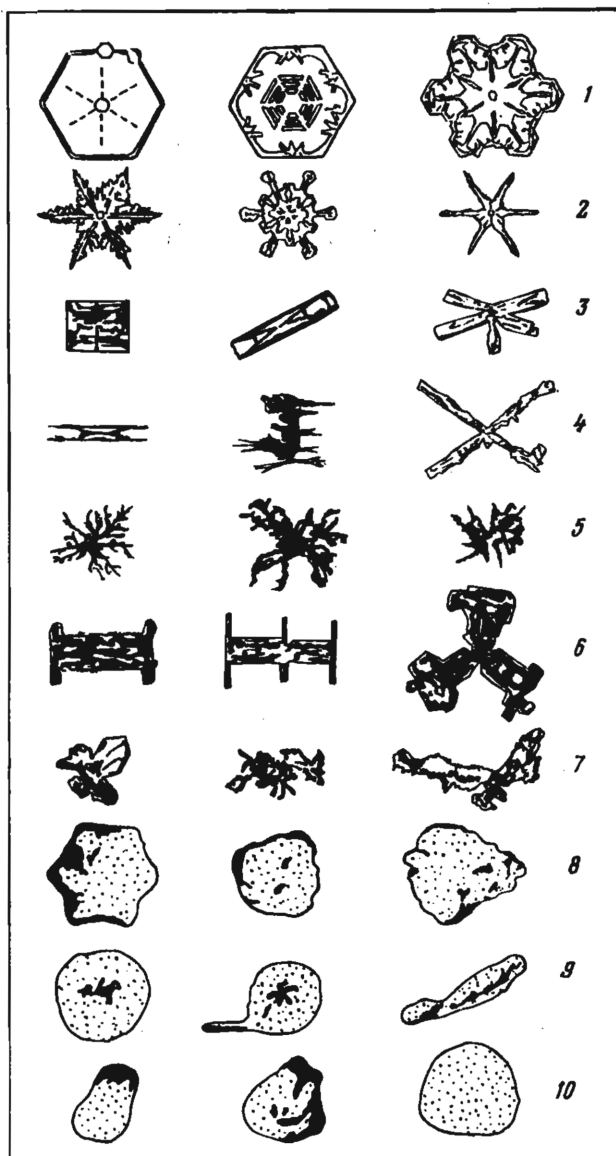


Рис. 1. Типы частиц твердых осадков (Международная классификация снега, 1964)

4) иглы – тонкие цилиндрические и иглообразные кристаллы и их сrostки, длиной 0,2–6 мм, диаметром 0,02–0,2 мм;

5) пространственные древовидные кристаллы – сложные снежные кристаллы с лучами в виде листьев папоротника, расходящимися по многим направлениям, средний диаметр кристаллов до нескольких миллиметров;

6) увенчанные столбики – столбики со звездочками или пластинками на концах, а в ряде случаев с дополнительными пластинками в промежуточных положениях, диаметром до нескольких миллиметров;

7) неправильные кристаллы – частицы, состоящие из нескольких беспорядочно сросшихся кристаллов, размер частиц до нескольких миллиметров;

8) крупа – снежные белые мягкие шарики или прозрачные с поверхности и белые внутри шарики, диаметром 0,5–5 мм;

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

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

В количественном отношении среди выпадающего снега преобладают пластинчатые и звездчатые снежинки. Отношение толщины таких снежинок к их диаметру составляет обычно 1:50. Размер снежинок тем больше, чем выше температура приземного слоя воздуха.

А.Б.Добровольский (Dobrowolski, 1923), проводивший исследования антарктического снега, выявил наличие четкой зависимости среднего диаметра снежинок от температуры воздуха, когда она ниже -5°C :

Температура, $^{\circ}\text{C}$	Средний диаметр снежинок, мм
От +1,0 до $-2,5$	1,6
От $-2,6$ до $-5,0$	1,6
От $-5,1$ до $-7,5$	1,7
От $-7,6$ до $-10,0$	1,4
От $-10,1$ до $-12,5$	1,3
От $-12,6$ до $-15,0$	1,0
Ниже $-15,0$	0,7

Некоторые разновидности пластинчатых и звездчатых снежинок представлены на рис. 2.

В безветренную погоду при температуре около 0°C снежинки во время падения могут соединяться и выпадать в виде крупных хлопьев (табл. 1). При сильном ветре снежинки, сталкиваясь в воздухе, крошатся и выпадают в виде обломков. В редких случаях, когда температура воздуха у поверхности земли очень низкая (ниже -30 , -40°C), зарождающиеся в атмосфере кристаллики льда могут выпадать в виде "алмазной пыли". Так, в условиях Центральной Якутии в ясную морозную погоду выпадают тоненькие ледяные иголки, образующие на земной поверхности слой пушистого снега.

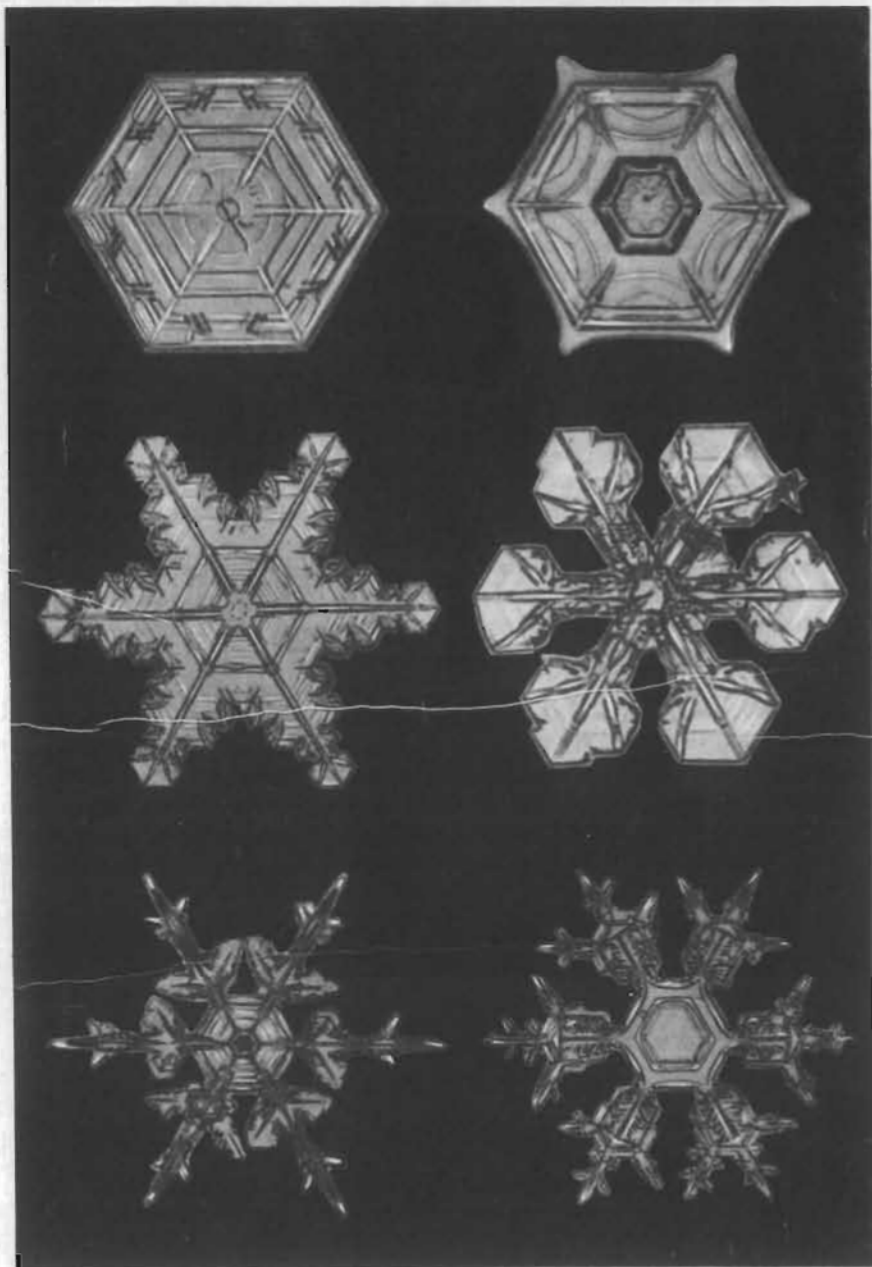


Рис. 2. Некоторые виды пластинчатых и звездчатых снежинок (Nakaya, 1954)

Таблица 1

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

Преобладающая форма снежинок	Температура воздуха, °C	Средний диаметр снежинок или хлопьев, мм	Плотность свежесыпавшего снега, кг/м ³
Пластинки и слабонабросанные звезды	-22,0	1-1,5	30
Мелкие дендритовые звезды	-15,6	1-2	40
Пластинки 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	10-12	170
Крупные влажные хлопья	+2,4	15-20	200
Крупные мокрые хлопья с дождем	+4,8	До 50	260

Формирование снежного покрова

Формирование снежного покрова в значительной степени определяется характером земной поверхности и метеорологическими условиями. При выпадении снега в безветренную погоду он покрывает поверхность земли слоем примерно одинаковой высоты, независимо от форм рельефа. Плотность свежесыпавшего 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 при ветре со скоростью более 3 м/с в условиях верховой метели, то снежинки, достигшие поверхности снежного покрова, не могут сразу закрепиться и начинают скользить или катиться 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 повышение температуры и даже частичное оплавление поверхности снежинок в точках их соударения со

снежинками, закрепившимися ранее в снежном покрове. Измельченные кристаллы упаковываются более компактно, чем при спокойном снегопаде.

Плотность слоя свежего сухого снега во время верховой метели может достигать $200 - 300 \text{ кг/м}^3$.

Существенные перераспределения снега в снежном покрове происходят при низовых метелях, которые часто бывают спустя некоторое время после прекращения снегопада. Ветер поднимает в воздух ранее выпавший рыхлый снег и переносит его на другое место. Сильный ветер вырывает зерна снега даже с относительно плотного снежного покрова. Частицы снега перемещаются преимущественно путем перекачивания и последовательных скачков. При ударах этих частиц о поверхность снежного покрова они выбивают из него новые частицы снега. В результате этого на поверхности снежного покрова образуется система "застрогов".

При метелевом переносе снега может создаваться очень большая неоднородность снежного покрова. Так, в горных районах некоторые участки склонов могут целиком оголяться, а понижения в рельефе заноситься мощными отложениями снега — до 10–20 м.

На неровной поверхности земли с мелкими формами рельефа метелевый перенос нивелирует неровности и делает их мало заметными на снежном покрове. Вблизи от препятствий метелевый снегоперенос вызывает образование сугробов сложной формы. Плотность снежного покрова после низовой метели может достигать 400 кг/м^3 .

Свежевыпавший снег под действием собственного веса уплотняется. По мере образования новых слоев снежного покрова нагрузка на предыдущие слои увеличивается, вызывая дополнительное уплотнение.

Наряду с механическим уплотнением в снежном покрове происходят интенсивные процессы изменения структуры зерен снега в результате термодинамической нестабильности поверхности кристаллов и массопереноса при наличии температурного градиента в снеге. Такие процессы называют метаморфизмом. В результате метаморфизма снежинки изменяют форму и размеры. Звездчатые кристаллы распадаются на части. Зубчики кристаллов испаряются, и пар конденсируется на более крупных зернах, которые при этом увеличиваются в размерах и округляются. В снежном покрове возникают слои снега из округлых зерен. Затем они могут превращаться в остроконечные зерна и глубинную изморозь.

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 со-

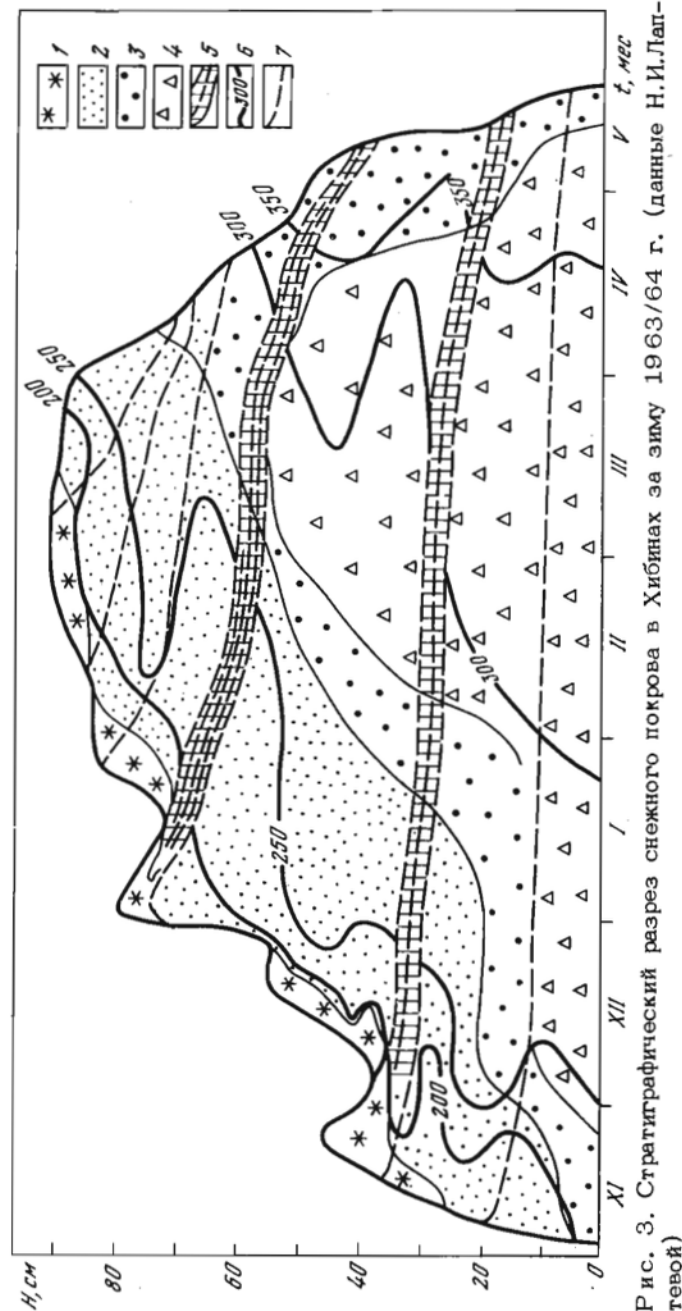


Рис. 3. Стратиграфический разрез снежного покрова в Хибинах за зиму 1963/64 г. (данные Н.И. Лаптевой)

1 — свежевыпавший снег; 2 — мелко- и среднезернистый; 3 — крупнозернистый; 4 — ледяная изморозь; 5 — ледяные корки; 6 — линии равной плотности ρ , кг/м^3 ; 7 — линии, характеризующие изменение высоты H залегания слоя снега

седних слоев могут нарастать или, наоборот, исчезать в зависимости от конкретных термодинамических условий их существования.

Таким образом, снежный покров не является стабильным. Все параметры, характеризующие физические и механические свойства и мощность снежного покрова, непрерывно изменяются. На рис. 3 показано изменение высоты H , плотности ρ и структуры снежного покрова в течение зимнего периода в долине Юкспориок Хибинского горного массива.

Плотность и пористость

Снег представляет собой пористую массу, состоящую из относительно прочных, но слабо связанных между собой кристаллов и зерен, между которыми содержится воздух. Отношение объема воздуха, заключенного в образце снега, к общему объему этого образца называется пористостью снега n .

Для сухого снега

$$n = 1 - \rho / \rho_{\text{л}}, \quad (1.1)$$

где ρ — плотность снега; $\rho_{\text{л}} = 917 \text{ кг/м}^3$ — плотность кристаллов льда.

Во влажном снеге поры между кристаллами льда частично заполнены водой. Отношение объема воздуха, заключенного в снеге, к общему объему, или воздушная пористость влажного снега, составляет

$$n_{\text{возд}} = 1 - \rho' / \rho_{\text{л}} (1 - 0,083 W), \quad (1.2)$$

где ρ' — плотность влажного снега (суммарная масса кристаллов льда и воды в единице объема); W — влажность снега, определяе-

Таблица 2

Плотность и пористость снега (Фляйг, 1960)

Вид снега	Плотность ρ , кг/м ³	Пористость n
Свежий снег:		
“дикий” (рыхлый, пушистый)	10-30	0,99-0,97
порошкообразный	30-60	0,97-0,93
слабо уплотненный ветром	60-100	0,93-0,89
сильно уплотненный ветром	100-300	0,89-0,67
Старый снег:		
снег-плывун	200-300	0,78-0,67
сухой осевший	200-400	0,78-0,56
мокрый осевший	400-550	0,70-0,50
сухой фирнизированный	400-700	0,56-0,24
мокрый фирнизированный	600-800	0,50-0,20

мая как отношение массы воды к общей массе снега, включая массу кристаллов льда и воды.

Объем пор, занятых водой в единице объема снега, равен

$$n_{\text{воды}} = \rho' / \rho_{\text{л}} W. \quad (1.3)$$

Общая пористость влажного снега (отношение объема всех пор, заполненных водой и воздухом, к общему объему снега) равна

$$n = 1 - \rho' / \rho_{\text{л}} (1 - W). \quad (1.4)$$

Пористость и влажность снега часто выражают в процентах. Плотность и пористость снега изменяются по мере его уплотнения и связаны с его структурой. Средние значения плотности и пористости различных видов снега представлены в табл. 2.

Воздухопроницаемость

Воздухопроницаемость снега характеризуется коэффициентом воздухопроводности

$$K_{\text{в}} = v_{\text{в}} / i, \quad (1.5)$$

где $v_{\text{в}}$ — кажущаяся¹ скорость потока воздуха в снеге (равна объему воздуха, проникающего через 1 м² сечения потока в 1 с; $i = \Delta P / \delta$ — градиент давления воздуха в снеге; ΔP — перепад величины давления на расстояния δ , исчисляемый в метрах водяного столба.

Воздухопроницаемость снега обусловлена тем, что воздушные поры между зернами связаны между собой и соответственно существует определенная зависимость между коэффициентом воздухопроницаемости и пористостью снега. По мере уплотнения снега коэффициент воздухопроницаемости уменьшается, имея тенденцию уменьшиться до нуля при достижении плотности примерно до 550–650 кг/м³. При такой плотности каналы для фильтрации воздуха начинают разобшаться и превращаться в замкнутые воздушные поры. Зависимость $K_{\text{в}}$ от пористости снега n выражается эмпирической зависимостью (Bader, 1962)

$$K_{\text{в}} = a_{\text{в}} n N_{\text{в}} / (N_{\text{в}} - n), \quad (1.6)$$

где $a_{\text{в}}$ и $N_{\text{в}}$ — эмпирические коэффициенты, зависящие от температуры и структуры снега; n — пористость снега.

Понижение температуры увеличивает вязкость воздуха и уменьшает значение $K_{\text{в}}$. Влияние температуры относительно небольшое.

¹ фактическая скорость потока воздуха в снеге больше кажущейся, так как суммарное сечение пор, через которые проходит воздух, меньше общего сечения.

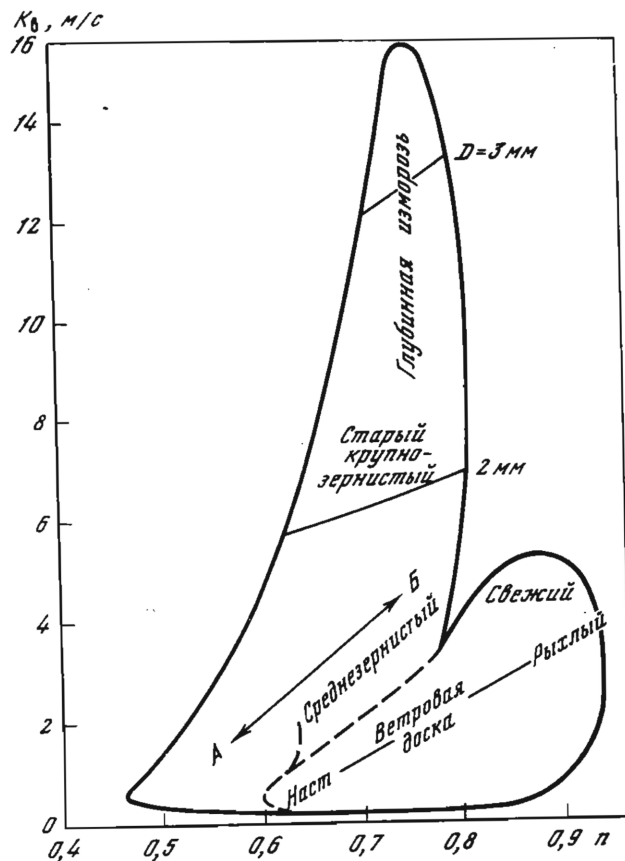


Рис. 4. Значения коэффициента воздухопроницаемости K_B в зависимости от пористости n для различных типов снега (Bader, 1962)

А – среднезернистый свежий снег, подвергавшийся большой нагрузке; Б – среднезернистый снег при малом нагружении; D – средний диаметр зерен

Гораздо большие изменения величины K_B наблюдаются в зависимости от структуры снега.

Коэффициент воздухопроницаемости возрастает по мере увеличения размеров зерен снега в степенной зависимости. Так, Дж. Бендер (Mellor, 1964) предложил принимать для формулы (1.6) значение $a_B = b_B D^{1.63}$, где b_B – численный коэффициент, D – средний диаметр зерен снега.

Процессы метаморфизма обычно преобразовывают структуру снега так, что происходит сглаживание и укрупнение зерен и пустот между ними, т.е. создают условия для повышения воздухопроницаемости.

В снежном покрове одновременно проявляются две тенденции в изменении воздухопроницаемости. Коэффициент воздухопроницае-

мости уменьшается по мере естественного уплотнения снега и уменьшения его пористости, и в то же время он может увеличиваться вследствие увеличения размеров зерен и пор между ними в процессе метаморфизма, который происходит одновременно с уплотнением. В результате этого наблюдается большой разброс фактических данных о величине коэффициента воздухопроницаемости K_B для различных типов и плотностей снега (рис. 4).

В снежном покрове обычно перемещается не чистый воздух, а воздух с некоторым содержанием водяного пара. Содержание пара близко к величине полной влагонасыщенности воздуха при заданной температуре. При меньшем содержании влаги происходит возгонка льда с поверхности зерен, а при движении пересыщенного воздуха излишки водяного пара намерзают на зернах.

Воздухопроницаемость мокрого снега уменьшается по мере заполнения пор водой и уменьшения воздушной пористости.

Водоудерживающая способность и водопроницаемость

Поверхность зерен снега обладает адсорбционными свойствами, т.е. снег способен впитывать воду. Если нижнюю часть образца снега залить водой, то вода поднимется по капиллярам между зернами на некоторую высоту над свободным уровнем воды, называемую высотой капиллярного поднятия. Высота капиллярного поднятия воды в снеге колеблется в пределах 0,1–1,0 м в зависимости от его пористости и структуры.

Вода обволакивает зерна снега пленками, которые могут перемещаться под действием молекулярных и менисковых сил в капиллярах между зернами. При низкой температуре снега пленочная вода замерзает на зернах, повышая их температуру. Поэтому при насыщении снега водой его температура обычно близка 0°C.

Наибольшее количество пленочной и капиллярно-подвешенной воды, которую удерживает снег, называется его максимальной водоудерживающей способностью.

Водоудерживающая способность снега зависит главным образом от величины эффективной поверхности зерен снега (величина свободной поверхности зерен снега в единице объема). Водоудерживающая способность увеличивается в линейной зависимости от эффективной поверхности (Савельев, Лаптев и др., 1967).

Ориентировочные значения водоудерживающей способности различных типов снега представлены в табл. 3.

При влажности снега больше максимальной водоудерживающей способности вода начинает протекать через снег под действием гравитационных сил или под действием разности давления.

Количество воды Q_B , фильтрующейся через снег в единицу времени, определяется уравнением Дарси, применяемым для описания фильтрации воды в грунтах и пористых средах:

$$Q_B = K_{\phi} I \omega, \quad (1.7)$$

Таблица 3

Водоудерживающая способность снега (Кузьмин, 1957)

Вид снега	Плотность до увлажнения, кг/м ³	Отношение массы воды, которая может быть удержана, к общей массе снега с водой, %
Свежевыпавший метелевый	130-210	55-35
Мелкозернистый и среднезернистый	240-320	35-25
Перекристаллизованный крупнозернистый	390-450	25-15

где K_{ϕ} - коэффициент фильтрации; $I = (h_1 - h_2)/l_{\phi}$ - градиент напора; $h_1 - h_2$ - падение напора или разность давлений по длине пути фильтрации l_{ϕ} ; ω - площадь поперечного сечения фильтрующего потока.

Кажущаяся скорость фильтрации, определяемая из предположения о том, что поток воды движется равномерно по всему сечению, равна

$$v = Q/\omega = K_{\phi} I. \quad (1.8)$$

В действительности поток воды обтекает зерна снега и поэтому фактическое сечение потока меньше общей площади поперечного сечения потока ($\omega_{\text{факт}} = \omega n$) и соответственно фактическая скорость движения воды $v_{\text{факт}}$ больше кажущейся

$$v_{\text{факт}} = K_{\phi} I/n, \quad (1.9)$$

где n - пористость снега.

Коэффициент фильтрации определяется для ламинарного движения воды, которое существует при малых скоростях потока. Величина скорости фильтрации, при которой происходит переход от ламинарного к турбулентному течению, зависит от пористости снега и размеров капилляров. Так, в капилляре диаметром 5 мм ламинарное течение наблюдается при скоростях движения воды до 5 см/с, а при увеличении скорости оно переходит в турбулентное, при этом резко возрастает гидравлическое сопротивление.

В практике обычно приходится иметь дело лишь с ламинарным фильтрационным потоком воды в снеге. Увеличение градиента напора до величины, при которой скорость движения воды соответствует переходу от ламинарного к турбулентному течению, вызывает прогрессирующее разрушение связей между зернами снега, что в свою очередь создает возможности для перемещения зерен вместе с потоком воды.

Коэффициент фильтрации тем больше, чем крупнее зерна и чем больше пористость. В процессе уплотнения снега коэффициент фильтрации уменьшается по мере уменьшения пористости и в то же время может возрастать вследствие увеличения размеров зерен и пор между ними в процессе метаморфизма. При длительном течении воды коэффициент фильтрации увеличивается вследствие образования сквозных микроканалов в снеге. Для наиболее распространенных видов снега при естественной плотности снежного покрова коэффициент фильтрации составляет 1 - 5 м/с. Реальные скорости фильтрации воды, наблюдаемые в снежном покрове, обычно находятся в пределах 0,02 - 0,50 см/с.

Теплоемкость

Объемная теплоемкость сухого снега равна сумме теплоемкостей содержащихся в нем кристаллов льда, воздуха и водяного пара (табл. 4).

Удельная теплоемкость льда при понижении температуры уменьшается и выражается эмпирической формулой (Вейнберг, 1940):

$$C_{\text{л}} = 2117 - 7,8 |\theta| \text{ Дж/(кг} \cdot \text{К)}, \quad (1.10)$$

где $|\theta|$ - численное значение температуры льда в °С без знака минус.

Теплоемкости содержащихся в снеге воздуха и водяного пара малы по сравнению с теплоемкостью ледяных зерен, поэтому ими обычно пренебрегают и объемную теплоемкость снега выражают в виде произведения плотности снега на удельную теплоемкость льда $\rho C_{\text{л}}$:

Плотность снега, кг/м ³	100	200	300	400	500	600
Теплоемкость снега, 10 ⁵ Дж/(м ³ ·К)	2,1	4,2	6,3	8,5	10,6	12,7

Мокрый снег имеет температуру 0°С, а при понижении температуры содержащаяся в снеге вода замерзает. Поэтому кажущаяся

Таблица 4

Плотность и теплоемкость компонентов снега при 0°С при нормальном атмосферном давлении

Компоненты снега	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

теплоемкость мокрого снега, а точнее, количество тепла, выделяемое при понижении температуры снега на 1°C , включает в себя теплоемкость ледяного скелета и скрытую теплоту замерзания воды.

Скрытая теплота плавления и возгонки льда

Скрытая теплота плавления льда при 0°C и нормальном атмосферном давлении равна $L_{\text{пл}} = 333 \text{ кДж/кг}$. Количество тепла, требуемое для таяния сухого снега $Q_T = l\rho \text{ кДж/м}^3$. Количество тепла, необходимое для превращения в воду мокрого снега, составляет

$$Q_T = L_{\text{пл}} \rho' (1 - W), \quad (1.11)$$

где ρ' – плотность мокрого снега, W – влажность снега.

Переход ледяных кристаллов снега в парообразное состояние может происходить или через жидкую фазу с последующим испарением воды, или, минуя жидкую фазу, путем непосредственного превращения льда в парообразное состояние – возгонка. Обратный переход водяного пара в лед также может идти двумя путями – или путем конденсации и последующего замерзания воды, или, минуя жидкую фазу, путем превращения водяного пара непосредственно в лед – сублимация¹.

Скрытая теплота испарения воды в зависимости от температуры определяется формулой (Кузьмин, 1957):

$$L_{\text{исп}} = 2500 - 2,4 \theta \text{ кДж/кг}, \quad (1.12)$$

где θ – температура испаряющейся воды, $^{\circ}\text{C}$.

Скрытая теплота возгонки льда $L_{\text{возг}}$ равна сумме затрат тепла, требуемого для таяния льда и испарения воды. При 0°C $L_{\text{возг}} = L_{\text{пл}} + L_{\text{исп}} = 2883 \text{ кДж/кг}$.

Диффузия водяного пара

Воздух в порах снега почти полностью насыщен водяным паром и имеет температуру, близкую к температуре зерен снега. Упругость и плотность водяного пара уменьшается по мере понижения температуры, поэтому при наличии в снежном покрове температурного градиента пар перемещается по порам в сторону, где температура снега ниже и соответственно упругость водяного пара меньше. Такое перемещение водяного пара называется свободной диффузией.

¹ В данной работе термины "сублимация" и "возгонка" применяются в узком смысле, как это было предложено А. Вегенером (Шумский, 1955). Под возгонкой подразумевается процесс непосредственного перехода льда в парообразное состояние, а под сублимацией – противоположный процесс, т.е. процесс кристаллизации льда из пара.

Упругость насыщенного водяного пара $e_{\text{п}}(\theta)$ при различной температуре определяется эмпирической формулой Магнуса (Павлов, 1975)

$$e_{\text{п}}(\theta) = e_{\text{п}}(0) \exp \frac{17\theta}{235 + \theta}, \quad (1.13)$$

где $e_{\text{п}}(0) = 610 \text{ Па}$ – упругость насыщенного водяного пара при 0°C , θ – температура, $^{\circ}\text{C}$.

Плотность насыщенного пара $\rho_{\text{п}}$ при нормальном атмосферном давлении и при 0°C $\rho_{\text{п}} = 0,0049 \text{ кг/м}^3$, при -10°C $\rho_{\text{п}} = 0,0024 \text{ кг/м}^3$.

В снежном покрове наиболее высокая температура обычно наблюдается в нижнем слое около поверхности грунта, и перемещение водяного пара происходит из нижних слоев в сторону верхних. Непосредственно у поверхности снежного покрова направление диффузии может меняться соответственно изменениям направления температурного градиента.

Интенсивность свободной диффузии водяного пара в снежном покрове определяется формулой

$$m_{\text{п}} = -D_{\text{п}} \rho_{\text{п}} \frac{\partial e_{\text{п}}}{\partial y}, \quad (1.14)$$

где $m_{\text{п}}$ – масса пара, проходящего через единицу площади сечения в единицу времени; $D_{\text{п}}$ – коэффициент диффузии; $\rho_{\text{п}}$ – плотность насыщенного пара при заданной температуре; $\partial e_{\text{п}} / \partial y$ – градиент упругости водяного пара в направлении потока диффузии. Коэффициент диффузии в снеге ориентировочно равен $D = 0,90 \text{ см}^2/\text{с}$ (Павлов, 1975).

Перенос водяного пара в снежном покрове осуществляется не только диффузией по поровому пространству (микроскопическая диффузия), но и путем возгонки льда и сублимации пара на противоположных поверхностях зерен снега (макроскопическая диффузия). Последний вид диффузии создает впечатление, что водяной пар проникает через ледяные зерна. Возгонка льда происходит на более холодных поверхностях зерен, которые обращены в сторону понижения

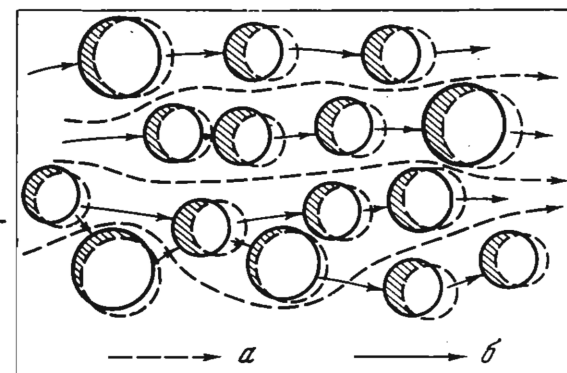


Рис. 5. Перенос водяного пара в снежном покрове путем микроскопической (а) и макроскопической (б) диффузии

температуры. Пар перемещается по поровому пространству и сублимирует на противоположных поверхностях ближайших зерен. В результате структура ледяных зерен меняется, а их масса обновляется и перемещается в направлении, противоположном направлению диффузии (рис. 5).

Перенос массы путем диффузии относительно небольшой и мало влияет на изменение плотности снега. По данным А.В. Павлова (1975), изменение плотности снежного покрова за счет диффузии пара редко превышает 10 кг/м^3 за зимний период, т.е. незначительно превосходит предельные точности существующих методов определения плотности снега. Вместе с тем диффузия паров имеет огромное значение в процессах метаморфизма снега и передачи тепла через снег.

Теплопроводность

Передача тепла в снеге осуществляется путем кондукции и термической диффузии. Количество тепла, переносимого через единицу площади, перпендикулярной к направлению теплового потока, составляет

$$Q = -\lambda_{\text{эф}} \partial\theta/\partial y, \quad (1.15)$$

где $\lambda_{\text{эф}}$ — эффективный коэффициент теплопроводности снега, включающий оба вида передачи тепла, $\text{Вт/(м}\cdot\text{К)}$; $\partial\theta/\partial y$ — градиент температуры, град/м ; y — направление теплового потока. Величина эффективного коэффициента теплопроводности зависит от плотности и температуры снега. По мере увеличения плотности снега увеличивается кондуктивная теплопередача. Повышение температуры увеличивает роль теплопередачи путем термической диффузии.

При температуре ниже -25°C теплоотдача путем диффузии мала по сравнению с кондуктивной теплоотдачей, и в этом случае коэффициент $\lambda_{\text{эф}}$ может рассматриваться как истинный коэффициент молекулярной кондуктивной теплопередачи. По мере повышения температуры количество тепла, передаваемое термической диффузией, увеличивается и при температуре около 0°C оно достигает величины, сопоставимой с кондуктивной теплопередачей.

Характер изменения $\lambda_{\text{эф}}$ в зависимости от температуры θ показан на рис. 6. Разные значения $\lambda_{\text{эф}}$ для снега в Якутске и в Игарке в данном случае объясняются различиями в структуре снега в этих районах, несмотря на то что испытываемые образцы снега имели одинаковую плотность. Снег в Игарке характеризовался большей по сравнению со снегом в Якутске относительной поверхностью контактов между ледяными зернами, в результате чего облегчалась кондуктивная передача тепла по ледяному скелету.

На рис. 7 представлены данные зависимости $\lambda_{\text{эф}}$ от плотности снега ρ при различной температуре θ .

Рис. 6. Зависимость эффективного коэффициента теплопроводности снега $\lambda_{\text{эф}}$ от температуры θ при плотности $\rho = 250 \text{ кг/м}^3$ (Павлов, 1975)

1 — снежный покров в Якутске; 2 — то же, в Игарке

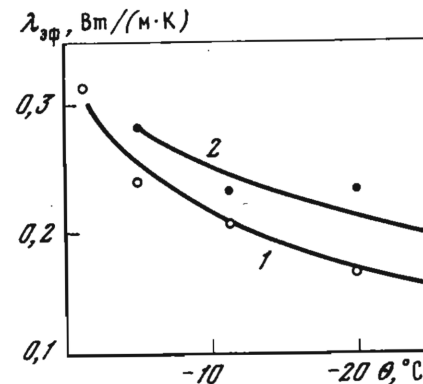


Рис. 6

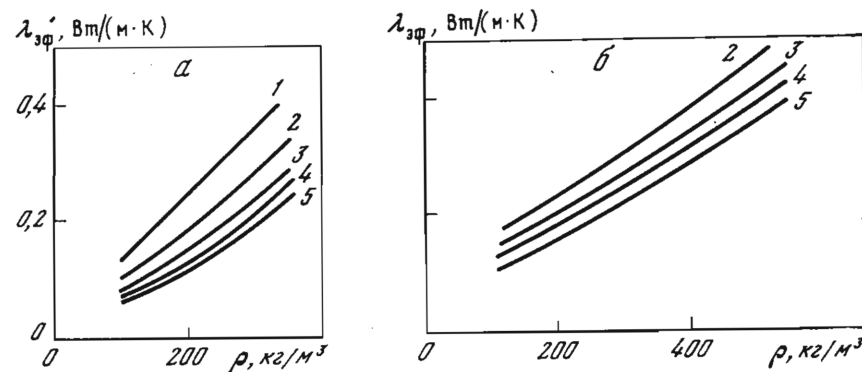


Рис. 7

Рис. 7. Зависимость эффективного коэффициента теплопроводности снега $\lambda_{\text{эф}}$ от его плотности ρ в Якутске (а) и в Игарке (б) (Павлов, 1975)

1 — $\theta > -2,5^\circ\text{C}$; 2 — θ от $-2,5$ до $-7,5^\circ\text{C}$; 3 — θ от $-7,5$ до -15°C ; 4 — θ от -15 до -25°C ; 5 — $\theta < -25^\circ\text{C}$

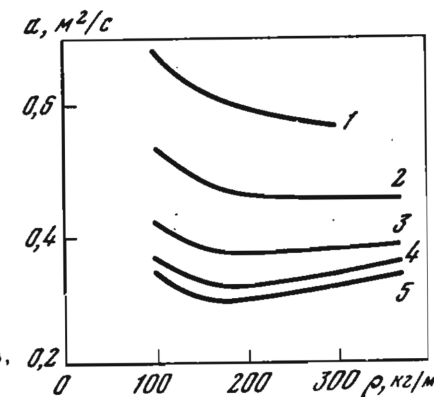


Рис. 8. Зависимость коэффициента температуропроводности α снега от его плотности ρ (Павлов, 1975)

Условные обозначения см. на рис. 7

Рис. 8

При расчетах температурных полей в снежном покрове пользуются значением коэффициента температуропроводности снега a

$$a = \lambda_{\text{эф}} / \rho C_{\text{л}}, \quad (1.16)$$

где ρ — плотность снега; $C_{\text{л}}$ — удельная теплоемкость льда.

Коэффициент температуропроводности характеризует скорость изменения температуры снега в заданном месте при изменении температуры в соседнем. В условиях одномерной задачи

$$a = \frac{\partial \theta}{\partial t} / \frac{\partial^2 \theta}{\partial y^2}. \quad (1.17)$$

Изменение величины a в зависимости от плотности и температуры снега показано на рис. 8.

Метаморфизм

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 "ледяной материи" 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 три типа метаморфизма снега: деструктивный, конструктивный и метаморфизм плавления — замерзания (Де Кервен, 1966).

Характерными чертами деструктивного метаморфизма являются разрушение и упрощение формы первоначальных снежинок, образование округлых ледяных кристаллов и их сближение, разрушение первоначальных и создание новых связей между кристаллами. Основными механизмами этих изменений являются механические разрушения снежинок и связей между кристаллами и перераспределение "ледяной материи" в результате термодинамической неустойчивости поверхности кристаллов. Метаморфизм начинается с того, что звездчатые и пластинчатые кристаллы распадаются на отдельные части. После этого наиболее мелкие частицы испаряются, происходит также испарение с поверхности дендритовых кристаллов и остроконечных выступов. Пар конденсируется или сублимирует на более крупных кристаллах, которые при этом увеличиваются в размерах, превращаясь в округлые, продолговатые или неправильной формы зерна примерно одинаковой величины. Такой процесс называ-

ют сублимационным округлением зерен. При действии внешних нагрузок происходит дополнительное перемещение "ледяной материи" от более напряженных частей кристаллов к менее напряженным. На контактах между зернами происходит спекание и возникает ледяная шейка, которая может увеличиваться довольно интенсивно, особенно в начальный момент после соприкосновения ледяных зерен. Так, по данным В.Д. Кингери (Kingery, 1960), время спекания, необходимое для образования шейки между двумя шарообразными ледяными зернами, равной по своему диаметру $d_{\text{ш}} = 0,1D$ (D — диаметр зерна), составляет: для зерен $D = 2$ мм 10 мин при -10°C и 1 мин при $-2,2^\circ\text{C}$. Для зерен диаметром $D = 1$ мм это время уменьшается до 0,05 мин при -10°C и до 0,01 мин при $-2,2^\circ\text{C}$.

Образование шейки происходит вследствие возгонки — сублимации льда, объемной и поверхностной диффузии и вязко-пластических деформаций кристаллов.

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

Конструктивный метаморфизм характеризуется преобразованием структуры снега путем роста одних кристаллов за счет уменьшения и исчезновения других под действием температурного градиента. 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 структура снега изменяется. Часть первоначальных кристаллов исчезает, количество кристаллов в единице объема снега уменьшается. Оставшиеся кристаллы подвергаются частичной или полной перекристаллизации, увеличиваясь в размерах и изменяя свою форму. Так, мелкозернистый снег, состоящий из округлых зерен диаметром 0,1–1 мм, может превратиться в глубинную изморозь, состоящую из крупных кубкообразных кристаллов размером 5–6 мм.

Описанные два типа метаморфизма обычно действуют одновременно и их разделение несколько условно, тем более что сублимационная перекристаллизация (перераспределение вещества через парообразную фазу), определяющая конструктивный метаморфизм, играет важную роль и в деструктивном метаморфизме. Поэтому можно говорить лишь о преобладании того или иного типа метаморфизма. Так, деструктивный метаморфизм характерен для ранней стадии диагенеза снежного покрова и изменений структуры снега в изотермических условиях, а конструктивный метаморфизм 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 снега. 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.

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. Оседание снежного покрова вызывает уплотнение снега, увеличивает количество и площадь контактов между зёрнами 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 — изменение в сторону уплотнения при преобладании оседания и изменение в сторону разрыхления при быстром росте зерен и незначительном изменении плотности (Шумский, 1955).

Оседание снега происходит или 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 — стадию раннего диагенеза и стадию эпигенеза (Шумский, 1955).

Для первой стадии типично быстрое протекание процессов сублимационного округления зерен снега, уплотнение и смерзание зерен на контактах. Продолжительность этих процессов относительно невелика, порядка нескольких суток. В результате их 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. При малом количестве выпадающего снега и низкой температуре создаются условия для интенсивного сублимационного округления и конструктивного 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 различных слоях снежной толщи.

Во второй стадии метаморфизма обычно происходит укрупнение зерен и дальнейшее уплотнение снега. Здесь также наблюдается огромное 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.

Таяние снега на поверхности и замерзание воды в снежном покрове ведет к его фирнизации и уплотнению.

На склонах гор процессы метаморфизма усложняются из-за неоднородности мощности и плотности снежного покрова и действующих в нем напряжений сжатия и сдвига. Различие крутизны и ориентировки склонов и неровности рельефа приводит к тому, что процессы метаморфизма снежного покрова могут протекать по-разному даже на относительно близко расположенных друг от друга участках.

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

Деформирование кристаллов льда

Образующиеся в атмосфере снежинки представляют собой кристаллы льда различной формы. После выпадения снега снежинки частично разрушаются и в процессе метаморфизма превращаются в зерна снега, состоящие из одного или нескольких сросшихся кристаллов.

Кристаллы льда характеризуются резко выраженной анизотропностью механических свойств в зависимости от направления действия усилий сдвига относительно главной кристаллографической (оптической) оси и базисной плоскости. Атомы в пространственной решетке кристалла льда располагаются таким образом, что нарушение базисной плоскости вызывает разрыв только двух атомных связей на одну элементарную ячейку, в то время как нарушение по любой плоскости, перпендикулярной к базисной, требует разрыва по меньшей мере четырех связей на одну ячейку (Owston, Lonsdale, 1948). Поэтому структуру кристалла льда можно представить как совокупность многочисленных очень тонких прочных гибких пластинок (McConnell, 1891), перпендикулярных к оптической оси. Эти элементарные пластинки, соответствующие слоям наиболее густо расположенных атомов, могут сравнительно легко сдвигаться. Скольжение элементарных пластинок может происходить относительно легко в любом направлении базисной плоскости и на любую величину, вплоть до полного извлечения частей кристалла.

В тех случаях, когда направление сдвигающего усилия не совпадает с базисной плоскостью, происходят одновременно изгиб элементарных пластинок и их относительные сдвиги. И только при температуре, близкой к температуре плавления, пластические сдвиги могут происходить 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. 9). В случае *а*, когда направление сдвигающего усилия совпадает с базисной плоскостью кристалла, происходит только трансляция пластинок и деформация является пластической. 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. Де-

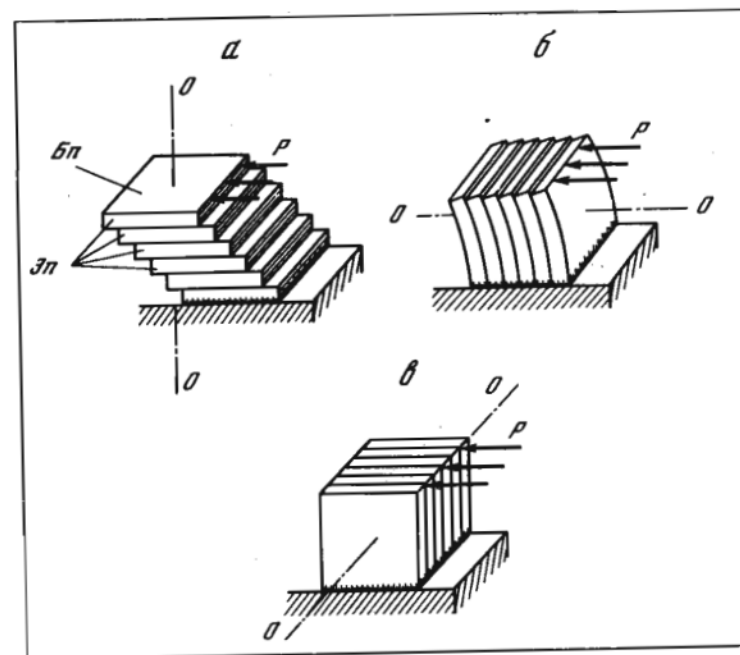


Рис. 9. Основные направления сдвигающих усилий относительно оптической оси кристалла

OO — оптическая ось кристалла; Бп — базисная плоскость; Эп — элементарные пластинки; P — направление действия сдвигающего усилия

формация при таком направлении сдвигающего усилия является упруго-пластической и при возрастании напряжения сменяется разрушением. В случае *б*, 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 приведет к разрушению кристалла.

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

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

С.Стейнеманн (Steinemann, 1954) установил, что при сдвиге кристалла по базисным плоскостям можно выделить две стадии ползучести. В первой стадии скорость ползучести плавно повышается и кривые ползучести имеют слегка вогнутый вид (рис. 10, а). При достижении относительной деформации сдвига 10–20% происходит своеобразное "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 постоянной скоростью, сопротивление сдвигу увеличивается по мере нарастания деформации почти линейно, достигает максимальной величины при относительной деформации 0,5–2,0%, после чего начинает уменьшаться, сначала довольно резко, а затем более плавно (рис. 10, 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 некоторым углом к базисной плоскости. Известны, например, случаи, когда образец вытягивался в два раза больше своей первоначальной величины и превращался в тонкую ленту, оставаясь монокристаллом (Glen, 1952). Оптическая ось при этом меняла свое направление и становилась почти перпендикулярной к направлению растяжения. В тех случаях, когда направление растяжения совпадает с осью кристалла, происходит преимущественно упругая деформация, пластическая деформация незначительная и заканчивается разрушением кристалла. Растяжение в базисной плоскости также не допускает существенных пластических деформаций и завершается разрушением.

Максимальное сопротивление кристалла растяжению при отсутствии возможности скольжений по базисным плоскостям (рис. 10, в) превышает сопротивление растяжению с возможностью скольжений

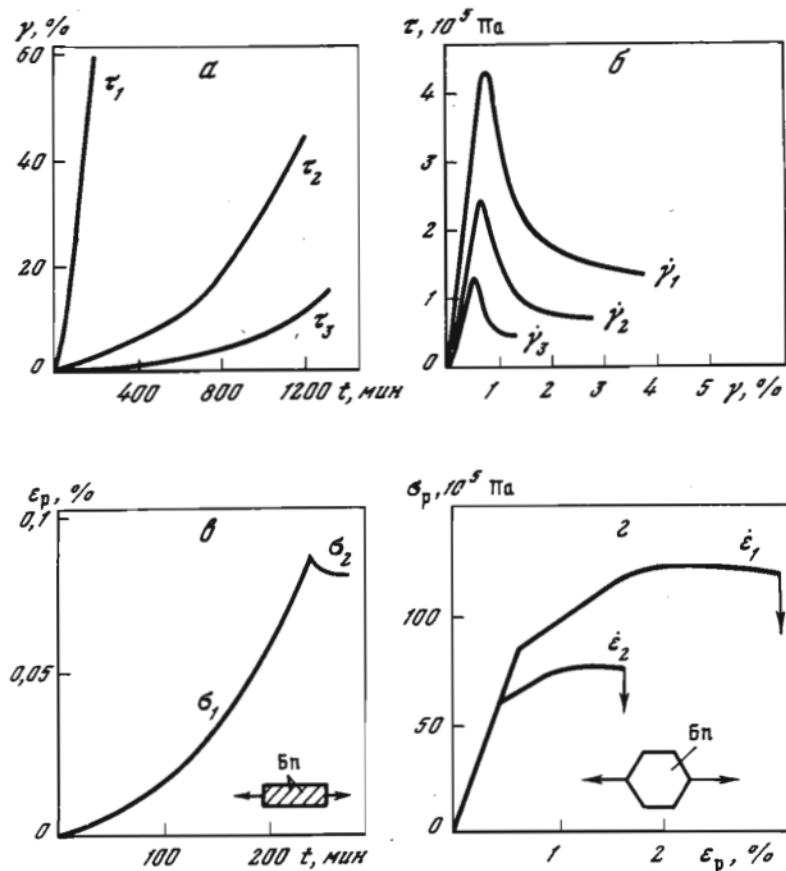


Рис. 10. Деформации монокристаллов льда

а – кривые ползучести при сдвиге по базисным плоскостям при температуре $\theta = -2,3^{\circ}\text{C}$ (Steinemann, 1954). Сдвиг при напряжениях: $\tau_1 = 2,2 \cdot 10^5 \text{ Па}$; $\tau_2 = 0,5 \cdot 10^5 \text{ Па}$; $\tau_3 = 0,4 \cdot 10^5 \text{ Па}$; б – сопротивление сдвигу по базисным плоскостям при $\theta = -15^{\circ}\text{C}$ (Higashi, 1967). Скорости сдвига: $\dot{\gamma}_1 = 16 \cdot 10^{-5} \text{ мин}^{-1}$; $\dot{\gamma}_2 = 8 \cdot 10^{-5} \text{ мин}^{-1}$; $\dot{\gamma}_3 = 2 \cdot 10^{-5} \text{ мин}^{-1}$; в – растяжение ϵ_p под углом 45° к оси кристалла при $\theta = -5^{\circ}\text{C}$ (Jellinck, Brill, 1956). Напряжения: $\sigma_1 = 0,5 \cdot 10^5 \text{ Па}$; $\sigma_2 = 0$; г – сопротивление растяжению σ_p в базисной плоскости Бп (Higashi, 1967). Скорость растяжения: $\dot{\epsilon}_1 = 18 \cdot 10^{-5} \text{ мин}^{-1}$; $\dot{\epsilon}_2 = 4,5 \cdot 10^{-5} \text{ мин}^{-1}$

по базисным плоскостям более чем в 10 раз. Растяжение в базисной плоскости приводит к образованию микропустот вдоль поверхностей скольжения, которые часто располагаются параллельно боковым граням кристалла (Higashi, 1967).

У кристалла, подвергшегося пластической деформации под действием внешнего усилия, после прекращения действия этого усилия происходит частичное уменьшение деформации и восстановление начальной формы. Такой процесс восстановления начальной формы происходит не сразу, а в течение некоторого времени. В момент прекращения действия усилий происходит мгновенное упругое восстановление, затем наблюдается своеобразная "обратная ползучесть", заключающаяся в постепенном уменьшении общей деформации кристалла с затухающей скоростью.

Работа, затрачиваемая при механических воздействиях на кристалл, частично превращается в тепловую энергию и частично преобразуется в свободную энергию кристалла. При пластической деформации происходит главным образом превращение работы в тепловую энергию, в результате чего повышается температура кристалла или происходит частичное плавление. Прирост свободной энергии кристалла осуществляется при упругой деформации, а также при разрушении кристалла, когда механическая работа затрачивается на создание дополнительной поверхности. Незначительный прирост свободной энергии может быть и при пластической деформации, когда происходят некоторые нарушения пространственной решетки и создаются напряжения, ведущие к упрочнению кристалла. Избыток свободной энергии кристалла может расходоваться на процессы, связанные с релаксацией, или же снова превращаться в механическую работу. Прирост свободной энергии может вызвать также процессы рекристаллизации.

Взаимодействие зерен снега

Снег представляет собой совокупность контактирующих друг с другом кристаллов льда. Под действием собственного веса и внешних нагрузок, а также вследствие процессов метаморфизма площади контактов непрерывно изменяются, меняется также и характер взаимодействия соседних кристаллов на этих контактах — от простого механического соприкосновения до полного срастания.

В рыхлом снеге площадь контактов по сравнению с общей поверхностью кристалла мала, невелика и отношение средней площади одного контакта к поперечному сечению кристалла. По мере уплотнения снега эти соотношения существенно изменяются. Количество контактов и их поверхность, приходящиеся на кристалл, являются важными характеристиками закономерностей деформирования и разрушения снега.

Рассмотрим единичный объем изотропного зернистого снега в виде кубика с длиной ребра 1 см. Пусть в этом кубике содержится m зерен, у каждого из которых имеется в среднем i_K кон-

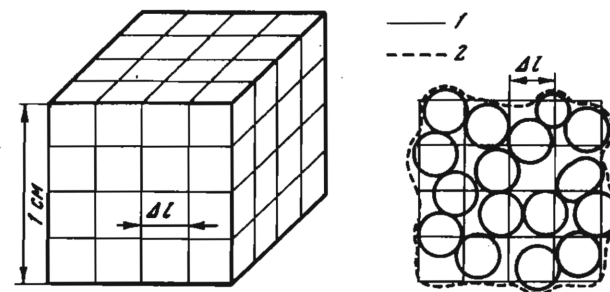


Рис. 11. Схема выделения потенциальных поверхностей разрушения в образце снега

1 — теоретические; 2 — фактические поверхности

тактов с соседними зернами при средней площади одного контакта s_{1K} . В этом случае в кубике будет всего контактов

$$m_K = m i_K / 2 \quad (2.1)$$

общей площадью

$$S_K = m i_K s_{1K} / 2. \quad (2.2)$$

В результате процессов режеляции и деструктивного метаморфизма контакты между зернами не могут существовать в виде простых поверхностей соприкосновения, а образуют своеобразные ледяные перемиčky между зернами — ледяные связи.

Кубик можно условно разделить вдоль каждой из граней на $m^{1/3}$ слоев зерен толщиной $\Delta l = m^{-1/3}$ см. При таком делении мы можем представить себе первоначальный кубик снега состоящим из m микрокубиков с длиной ребра Δl , в каждом из которых находится по одному зерну (рис. 11).

Границы между выделенными слоями зерен можно рассматривать как потенциальные поверхности нарушения сплошности снега. Эти поверхности, конечно, не являются плоскими, как это условно показано на рисунке. Зерна могут выходить за пределы выделенных микрокубиков, а контакты между зернами располагаться под некоторыми углами к поверхности разрушения. Поэтому на реальных поверхностях разрушения при разрыве или срезе выступают зерна, у которых были разрушены контакты с зернами соседнего слоя. Контакты между зернами всегда слабее зерен, поэтому разрушение происходит почти исключительно по контактам.

Количество зерен n_3 в одном слое равно в среднем

$$n_3 = m^{2/3} i_K / 6 \text{ шт/см}^2. \quad (2.3)$$

Количество контактов между соседними слоями зерен, которые должны быть разрушены при разделении этих слоев, составляет

$$n_K = m^{2/3} i_K / 6 \text{ шт/см}^2. \quad (2.4)$$

Отношение площади контактов между зернами соседних слоев к общей площади раздела между этими слоями a_K представляет собой безразмерную величину и равно

$$a_K = m^{2/3} i_K s_{1K} / 6, \quad (2.5)$$

которую мы предлагаем называть относительной контактной поверхностью.

Величина относительной контактной поверхности характеризует реальную площадь ледяных перемычек, имеющих между зернами на потенциальной поверхности нарушения сплошности, и может служить мерой концентрации напряжений в контактах.

Если рассматриваемый кубик снега подвергнуть одноосному сжатию без возможности бокового расширения, то на контактах между зернами возникнут напряжения сжатия и сдвига, определяемые относительным расположением зерен, величиной нагрузки и площадью контактов.

Если зерно имеет лишь один контакт с зерном следующего слоя и плоскость этого контакта расположена перпендикулярно к направлению действия усилия сжатия N , то на контакте возникает лишь усилие сжатия, зерна несколько сближаются и между ними образуется

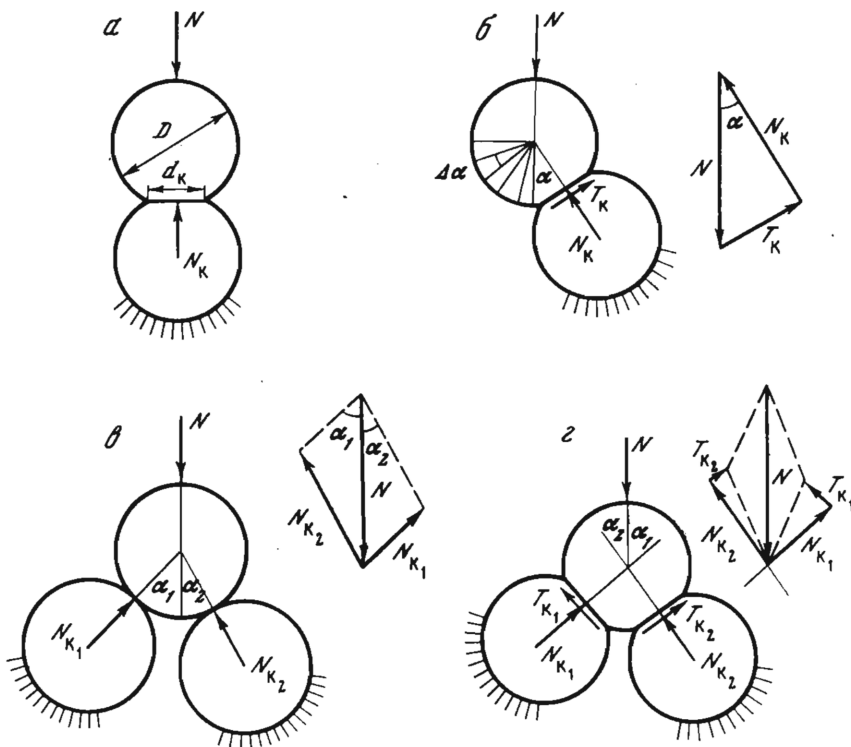


Рис. 12. Схемы взаимодействия ледяных зерен при сжатии снега

шейка диаметром d_K (рис. 12, а). Если же поверхность контакта расположена под углом к направлению действия усилия N , то на контакте (точнее, в ледяной перемычке-связи) возникают одновременно усилия сжатия N_K и сдвига T_K (рис. 12, б).

При наличии у зерна не менее четырех контактов с соседними зернами ($i_K \geq 4$) зерно находится в фиксированном в пространстве положении, поэтому в момент приложения нагрузки в контактах могут возникнуть преимущественно усилия сжатия. Такой случай показан схематически в плоском изображении на рис. 12, в (при переходе к объемному изображению потребовалось бы вместо силы N изобразить зерно, через которое передается эта сила, нарисовать еще одно зерно в нижнем ряду и раскладывать силу N на три составляющих). Если передаваемое через зерно усилие вызывает в контактах с соседними зернами лишь усилия сжатия, то эти усилия достигают максимальной величины. По мере сближения зерен и их относительных смещений усилия сжатия на контактах уменьшаются, а усилия сдвига в ледяных связях между зернами увеличиваются (рис. 12, г).

При $i_K < 4$ зерна имеют некоторую свободу перемещений, поэтому в связях возникают как усилия сжатия, так и усилия сдвига сразу же после приложения нагрузки. То же происходит и при $i_K \geq 4$ при сжатии с возможностью бокового расширения.

Величина внешнего давления на снег σ передается от верхнего слоя зерен к последующему слою в виде суммы усилий сжатия и сдвига на контактах между этими слоями

$$\sigma = \sum_{k=1}^{n_K} (N_K \cos \alpha + T_K \sin \alpha), \quad (2.6)$$

где n_K — количество контактов; N_K — усилие сжатия на контакте; T_K — усилие сдвига на контакте; α — угол между направлением приложенной внешней нагрузки и перпендикуляром к поверхности контакта.

Заменяя величины N_K и T_K соответствующими произведениями площадей контактов s_{1K} на усредненные величины действующих на них напряжений сжатия σ_K и сдвига τ_K , получаем

$$\sigma = \sum_{k=1}^{n_K} s_{1K} (\sigma_K \cos \alpha + \tau_K \sin \alpha) = n_K \bar{s}_{1K} (\bar{\sigma}_K \cos \alpha + \bar{\tau}_K \sin \alpha), \quad (2.7)$$

где $\bar{s}_{1K}$, $\bar{\sigma}_K$, $\bar{\tau}_K$, $\cos \alpha$, $\sin \alpha$ — средние значения указанных величин для заданного объема снега, подвергнутого одноосному сжатию.

Так как $n_K \bar{s}_{1K} = a_K$, то

$$\bar{\sigma}_K = \sigma / a_K \cos \alpha - \bar{\tau}_K \tan \alpha. \quad (2.8)$$

Максимальное усилие сдвига на контакте между зернами не может превышать величины $T_K = N \sin \alpha$ (рис. 12, б). Соответственно величина среднего напряжения сдвига на контактах $\bar{\tau}_K$ должна находиться в пределах $0 < \bar{\tau}_K < \sigma \sin \alpha / a_K$. Подставляя эти пределы в уравнение (2.7), мы видим, что величина среднего напряжения сжа-

тия на контактах в зависимости от условий сжатия и структурных характеристик снега должна находиться в пределах

$$\sigma / (a_k \overline{\cos \alpha}) > \overline{\sigma}_k > \sigma / a_k \overline{\cos \alpha}. \quad (2.9)$$

Для определения среднего значения $\overline{\cos \alpha}$ рассмотрим вероятное распределение контактов по углам α . Предположим, что снег изотропен и состоит из шаровидных зерен. Для зерна расположение контактов равновероятно для любого участка его поверхности. Поэтому при делении поверхности на участки, соответствующие диапазонам изменения угла α на какую-либо заданную величину $\Delta \alpha$ (рис. 12, б), вероятное количество контактов на каждом из выбранных участков пропорционально его поверхности и составляет

$$p_1 = \frac{i_k}{2} \sin \alpha \Delta \alpha. \quad (2.10)$$

Зерно имеет контакты с соседними зернами в одном слое и зернами нижерасположенного слоя. Вероятность того, что данный контакт относится к выбранной поверхности раздела между слоями зерен, уменьшается по мере увеличения угла α . Из логических соображений можно считать, что при $\alpha = 0$ такая вероятность $p_2 = 1$, при $\alpha = \frac{\pi}{4}$ $p_2 = 0,5$ и при $\alpha = \frac{\pi}{2}$ $p_2 = 0$. Такому распределению вероятности соответствует формула

$$p_2 = \frac{1 + \cos 2\alpha}{2}. \quad (2.11)$$

Таким образом, распределение количества контактов, относящихся к поверхности раздела между слоями зерен, по участкам $\Delta \alpha$ подчиняется закономерности

$$p = p_1 p_2 = \frac{i_k}{4} \sin \alpha (1 + \cos 2\alpha) \Delta \alpha. \quad (2.12)$$

Используя эту закономерность, можно определить среднее значение $\overline{\cos \alpha}$ как

$$\overline{\cos \alpha} = \frac{\sum P \cos \alpha}{i_k / 6} = \frac{3}{2} \int_0^{\pi/2} \sin \alpha (1 + \cos 2\alpha) \cos \alpha d\alpha = 0,75. \quad (2.13)$$

Подставляя полученное значение $\overline{\cos \alpha}$ в формулу (2.9), мы получаем диапазон возможных изменений величины среднего напряжения сжатия в контактах

$$1,33 \frac{\sigma}{a_k} > \overline{\sigma}_k > 0,75 \frac{\sigma}{a_k}. \quad (2.14)$$

$$\overline{\sigma}_k \approx c_k \sigma, \quad (2.15)$$

где $c_k = 1/a_k$ — коэффициент концентрации напряжений в контактах.

В процессе сжатия снега площадь контактов увеличивается и появляются новые контакты, а часть первоначальных контактов может оказаться разрушенной. Коэффициент концентрации напряжений и величина напряжений сжатия на контактах при этом уменьшаются.

В момент соприкосновения двух зерен на контакте могут возникать весьма большие напряжения, однако вследствие пластической деформации зерен и увеличения площади контакта эти напряжения быстро релаксируют. Для иллюстрации процессов увеличения контактов и релаксации контактных напряжений ниже приводится расчет интенсивности этих процессов.

Возьмем два шаровидных кристалла льда с одинаковыми диаметрами, подвергнутые сжатию силой N (рис. 12, а), и будем условно считать их изотропными.

Из теории упругости известно, что при сжатии двух упругих шаров с одинаковыми диаметрами D диаметр контакта между ними d_k составляет

$$d_k = \left(3ND \frac{1-\nu^2}{E} \right)^{1/3}, \quad (2.16)$$

где ν — коэффициент Пуассона, E — модуль упругости.

Для оценки вероятных изменений величины контакта между кристаллами льда в процессе их пластических деформаций в зависимости от величины и времени действия нагрузки используем аналогию между формулами для определения упругой и пластической деформаций при одноосном сжатии.

Величина пластической деформации цилиндрического образца льда при одноосном сжатии с возможностью бокового расширения под действием постоянной нагрузки σ равна (Войтковский, 1960, 1973)

$$\epsilon_{\Pi} = k \frac{\sigma^2}{5,2} (t + B_t), \quad (2.17)$$

где $k = \frac{K}{1+|\theta|}$; K — коэффициент установившейся ползучести льда, зависящий от его структуры; θ — температура льда, $^{\circ}\text{C}$; t — время от начала сжатия; B_t — функция, характеризующая первую стадию ползучести льда за вычетом установившейся ползучести, например в виде $B_t = \frac{a_0 t_0 t}{1 + a_0 t}$, здесь a_0 и t_0 — эмпирические коэффициенты.

Величина упругой деформации равна

$$\epsilon_y = \sigma / E. \quad (2.18)$$

Из сопоставления этих формул видно, что $\epsilon_{\Pi} = \epsilon_y$ при

$$\frac{1}{E} = \frac{k\sigma}{5,2} (t + B_t). \quad (2.19)$$

Подставляя в формулу (2.16) вместо $1/E$ выражение (2.19) и принимая, что при пластической деформации льда $\nu = 0,5$, а $\sigma = \sigma_k$,

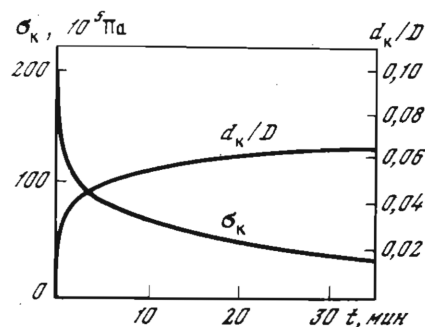


Рис. 13. Увеличение отношения диаметров контакта и зерна d_k/D и уменьшение контактного давления σ_k между ледяными зернами вследствие пластической деформации зерен

получаем формулу для определения диаметра шейки между ледяными зернами в виде

$$d_k = \left[3ND \frac{0,75k \sigma_k}{5,2} (t + B_t) \right]^{1/3} \quad (2.20)$$

Выражая величину напряжения сжатия как отношение сжимающего усилия к площади контакта

$$\sigma_k = \frac{4N}{\pi d_k^2}, \quad (2.21)$$

получаем окончательную формулу в виде

$$d_k^5 = 0,55 k N^2 D (t + B_t). \quad (2.22)$$

На рис. 13 приведены результаты рассчитанных по формулам (2.21) и (2.22) изменений величин диаметра контакта и контактного напряжения сжатия в снеге плотностью $\rho = 300 \text{ кг/м}^3$ после приложения внешней нагрузки $\sigma = 6 \cdot 10^3 \text{ Па}$ (равной давлению снежного покрова толщиной 2 м). Для расчетов было принято: температура снега $\theta = -3^\circ$; зерна снега шарообразные диаметром $D = 1 \text{ мм}$; $K = 1,1 \cdot 10^{-18} \text{ град/Па}^2 \cdot \text{с}$; $t_0 = 1,4 \cdot 10^5 \text{ с}$; $a_0 = 1,4 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$; $m = 640 \text{ см}^{-3}$; $N = 8 \cdot 10^{-3} \text{ Н}$. Как видно из графика, размеры контакта существенно увеличиваются в первые минуты после соприкосновения зерен, а величина контактного давления соответственно быстро уменьшается.

В данном случае мы рассмотрели рост шейки и уменьшение контактного давления только из-за пластической деформации зерен. В реальных условиях необходимо учитывать, что наряду с механическими процессами сближения зерен происходит "спекание" ледяных зерен и увеличение диаметра шейки за счет поверхностной и объемной диффузии. Сопоставление рассчитанных нами скоростей увеличения диаметра контакта за счет пластических деформаций с данными В.Д. Кингери (Kingery, 1960) о времени спекания ледяных сфер

¹ $1 \text{ Па} = 1 \text{ Н/м}^2 = 1,018 \cdot 10^{-5} \text{ кг/см}^2$; $1 \text{ кг/см}^2 \approx 10^5 \text{ Па}$.

(приведены в главе 1 на стр. 23) показывает, что скорость образования шейки за счет диффузии может существенно превышать скорость увеличения шейки из-за пластических деформаций кристаллов льда. Тем не менее следует учитывать, что именно пластические деформации кристаллов льда приводят к перераспределению внутренних напряжений и этим оказывают существенное влияние на относительные смещения зерен. Напряжения в зернах в ледяных связях между ними и их перераспределение при пластических деформациях интенсифицируют процессы изменения структуры зерен снега.

При сжатии двух кристаллов граница между ними перемещается в направлении от кристалла с большим модулем продольной упругости к кристаллу с меньшим модулем (Иосида, 1966). Модуль упругости в свою очередь зависит от угла между направлением сжатия и главной осью кристалла. Максимальное значение модуля наблюдается при величине угла около 0° , т.е. при совпадении направления сжатия с осью кристалла. По мере увеличения угла модуль упругости уменьшается, достигая минимального значения при угле 45° , а затем несколько увеличивается и при угле 90° составляет около 80% от максимального значения. Указанный угол определяет также величину требуемого сжимающего усилия и условия возникновения внутренних перемещений частей кристалла по базисным плоскостям. В результате этого из-за различий размеров и ориентировки соседних кристаллов внутренние сдвиги в них возникают не одновременно и имеют разную интенсивность. Граница между кристаллами перемещается в сторону того из них, в котором сдвиги возникают раньше, и в итоге такой кристалл может быть полностью поглощен менее деформируемым кристаллом.

Основные закономерности деформирования и разрушения снега

Деформация снега складывается из суммы относительных перемещений ледяных зерен и деформации самих зерен и связей между ними. При этом часть связей может разрушаться и заменяться новыми, а остальные могут претерпевать существенные изменения. Разрушение снега связано с массовыми разрушениями связей между зернами, образованием поверхностей разрушения и нарушением сплошности массива снега.

Совместное действие различных механизмов деформирования снега и разрушения связей между зернами приводит к большому разнообразию скоростей и величин деформации снега и его прочностных характеристик в зависимости от структуры, плотности и температуры снега, условий деформирования, величин и времени действия нагрузок. Тем не менее можно проследить некоторые общие закономерности. Рассмотрим их на примере одноосного сжатия образца снега с возможностью бокового расширения.

В момент приложения к образцу нагрузки происходит упругая деформация снега, которая состоит преимущественно из упругих деформаций зерен и связей между ними. При малых нагрузках разрушение связей между зернами не происходит или количество разрушенных связей ограничено и мало влияет на начальную деформацию снега. Если же нагрузка превышает некоторый предел, при котором напряжения в снежинках свежевыпавшего снега, в зернах снега или на контактах между ними достигают предела прочности льда, то происходит частичное разрушение кристаллов льда и связей между ними. В этом случае начальная деформация включает как упругую деформацию, так и некоторое уплотнение.

Вслед за начальной деформацией, происходящей в процессе приложения нагрузки, начинается процесс ползучести, характеризующийся необратимыми пластическими деформациями зерен и их относительными перемещениями, приводящими к перекомпоновке зерен и улучшению их упаковки, а также к боковому расширению сжимаемого образца. В процессе ползучести снег уплотняется и упрочняется, что в свою очередь вызывает уменьшение скорости сжатия образца (рис. 14). При увеличении нагрузки закономерности деформирования аналогичны описанным закономерностям деформирования после первого нагружения.

При снятии нагрузки общая величина достигнутой к этому времени деформации образца уменьшается на величину упругой деформации, затем деформация уменьшается еще в течение некоторого времени с уменьшающейся скоростью. При частичной разгрузке вслед за некоторым уменьшением деформации в процессе разгрузки и в течение некоторого времени спустя начинается новое нарастание деформации (см. рис. 14).

На кривых ползучести снега (рис. 15) отчетливо видна первая стадия ползучести с уменьшающейся скоростью деформирования. Вторая стадия ползучести – стадия квазивязкого течения с постоянной скоростью – наблюдается менее четко. По мере деформирования образца плотность снега увеличивается и это приводит к уменьшению скорости ползучести, что на кривых ползучести проявляется в виде их постепенного выполаживания. Поэтому вторая стадия ползучести сливается с первой стадией. Третья стадия – ускоряющая ползучесть – наблюдается лишь при повышенных нагрузках, когда интенсивность разрушения связей между зернами превышает интенсивность увеличения площади существующих контактов и образования новых в процессе деформирования и уплотнения образца. Более четкое разделение стадий ползучести наблюдается при растяжении снега и сдвиге.

Для характеристики процесса деформирования снега пользуются различными реологическими моделями. Из них наибольшее распространение получили модели Максвелла, Кельвина – Фойгта и Бюргерса (рис. 16). В этих моделях учитывается сочетание упругих и вязких свойств в виде упругих и вязких элементов, характеризующихся соответственно модулем упругости E и коэффициентом вязкости η .

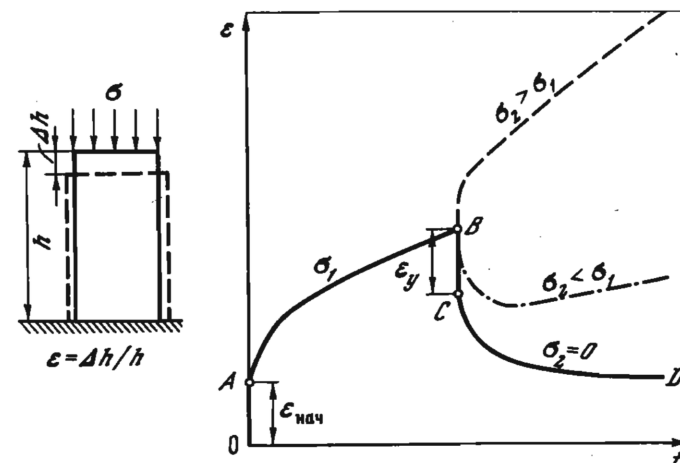


Рис. 14. Деформация снега ϵ при одноосном сжатии под действием постоянной нагрузки σ_1 и после изменения нагрузки от σ_1 до σ_2

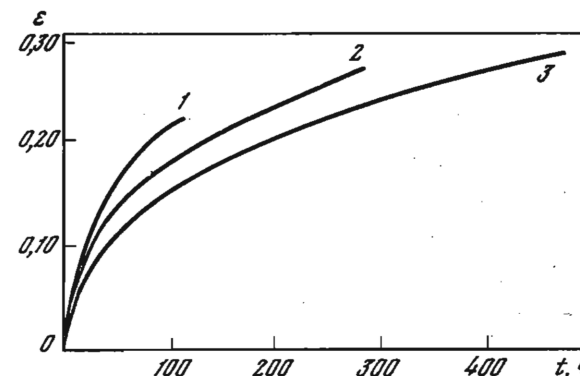


Рис. 15. Кривые ползучести снега при одноосном сжатии ($\theta = -10^\circ\text{C}$)

1 – $\rho_0 = 310 \text{ кг/м}^3$; $\sigma = 156 \cdot 10^2 \text{ Па}$; 2 – $\rho_0 = 285 \text{ кг/м}^3$; $\sigma = 78 \cdot 10^2 \text{ Па}$; 3 – $\rho_0 = 258 \text{ кг/м}^3$, $\sigma = 52 \cdot 10^2 \text{ Па}$

В модели Максвелла (рис. 16, а) упругий и вязкий элементы соединены последовательно. При постоянном напряжении сжатия нарастание деформации во времени описывается уравнением

$$\epsilon_t = \frac{\sigma}{E_M} + \frac{\sigma}{\eta_M} t, \quad (2.23)$$

где ϵ_t – относительная деформация за время t от момента приложения нагрузки σ .

Изменение скорости деформирования в первой стадии ползучести этой моделью не учитывается. Такая модель хороша для

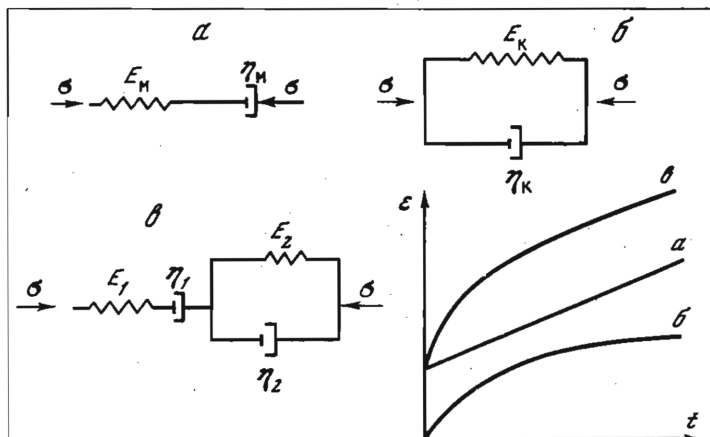


Рис. 16. Реологические модели снега

а - модель Максвелла; б - Кельвина - Фойгта; в - Бюргерса

схематического представления процесса деформирования снега, при котором общая деформация выражается как сумма начальной упругой и последующей вязкой деформации.

В модели Кельвина - Фойгта упругий и вязкий элементы соединены параллельно. Нарастание деформации здесь принято по закону

$$\epsilon_t = \frac{\sigma}{E_K} \left[1 - \exp\left(-\frac{E}{\eta_K} t\right) \right]. \quad (2.24)$$

Модель удовлетворительно описывает первую стадию ползучести с уменьшающейся со временем скоростью деформирования.

Модель Бюргерса представляет собой последовательное соединение описанных двух моделей и соответственно состоит из двух упругих и двух вязких элементов с различными характеристиками E_1 , E_2 , η_1 , η_2 . Общее уравнение деформирования в соответствии с этой моделью имеет вид

$$\ddot{\epsilon} + \left(\frac{E_1}{\eta_1} + \frac{E_1}{\eta_2} + \frac{E_2}{\eta_1} \right) \dot{\epsilon} + \frac{E_1 E_2}{\eta_1 \eta_2} \epsilon = E_1 \ddot{\epsilon} + \frac{E_1 E_2}{\eta_2} \dot{\epsilon}. \quad (2.25)$$

При постоянном напряжении сжатия σ_0 , приложенном при $t = 0$:

$$\epsilon = \sigma_0 \left\{ \frac{1}{E_1} + \frac{t}{\eta_1} + \frac{1}{E_2} \left[1 - \exp\left(-\frac{E_2}{\eta_2} t\right) \right] \right\} \quad (2.26)$$

Модель Бюргерса достаточно хорошо отражает основные закономерности деформирования снега, а именно - начальную упругую деформацию, первую стадию ползучести с замедляющейся скоростью и переход в стадию установившейся ползучести. Однако практически

пользоваться ею затруднительно из-за того, что в нее входят четыре расчетных параметра, которые не имеют четкого физического смысла и могут существенно изменяться в зависимости от условий загрузки снега.

Изменчивость свойств снега в процессе его деформирования и широкий диапазон значений параметров, характеризующих эти процессы, затрудняют построение единой реологической модели. Еще более сложно обстоит дело с построением моделей, характеризующих разрушение снега. В связи с этим для практических расчетов применяют различные реологические модели и расчетные формулы в зависимости от условий загрузки и деформирования снега, назначения и требуемой точности расчетов. Так, при длительном воздействии нагрузки необходимо в первую очередь учитывать вязкие свойства снега и способность его уплотняться. При кратковременных загрузках существенную роль играют упругие свойства, хрупкое разрушение и уплотнение. Более подробно эти вопросы изложены в последующих главах.

Распространение упругих волн в снеге

Скорость распространения в снеге упругих продольных и поперечных волн определяется плотностью, температурой и структурой снега, причем наиболее существенную роль играет плотность. Зависимость скорости продольной волны V_p от плотности (рис. 17) для сухого снега в интервале плотностей от 50 до 500 кг/м³ может быть описана приближенно эмпирической формулой (Савельев, Дурунин и др., 1967)

$$V_p = 109 e^{0,00538\rho} \text{ м/с}, \quad (3.1)$$

где ρ — плотность, кг/м³.

Скорость распространения поперечных волн равна $V_s = (0,6 - 0,7) V_p$. Скорости V_p и V_s зависят от направления их распространения относительно расположения снежного пласта (рис. 18). Анизотропия в наиболее значительной степени проявляется в свежем снеге и в слоях глубинной изморози. Уплотненный мелкозернистый снег обычно изотропен.

Скорость распространения продольных и поперечных волн в свежем снеге в вертикальном направлении в 1,1–1,2 раза меньше, чем в горизонтальном.

В слоях глубинной изморози скорость распространения продольных волн в вертикальном направлении в 1,2–1,8 раза больше, чем в горизонтальном направлении. Аналогичная закономерность наблюдается и в распространении поперечных волн, только различия в скоростях меньше — $V_{su}/V_{sh} = 1,1-1,2$ (Yamada a.o., 1974). Скорость распространения упругих волн в вертикальном направлении слоя глубинной изморози больше, чем в слое уплотненного мелкозернистого снега той же площади. В горизонтальном направлении проявляется противоположная зависимость.

Различия в скоростях распространения волн в свежем снеге и слоях глубинной изморози вызваны анизотропией зерен снега и связей между ними. Зерна свежего снега имеют значительно большие размеры в горизонтальном направлении, чем в вертикальном. Это отчетливо видно на тонких срезах, сделанных в вертикальном и горизонтальном направлениях испытываемых образцов снега (рис. 19).

Рис. 17. Зависимость скорости распространения упругих продольных волн V_p в сухом снеге от плотности (Савельев, Дурунин и др., 1967)

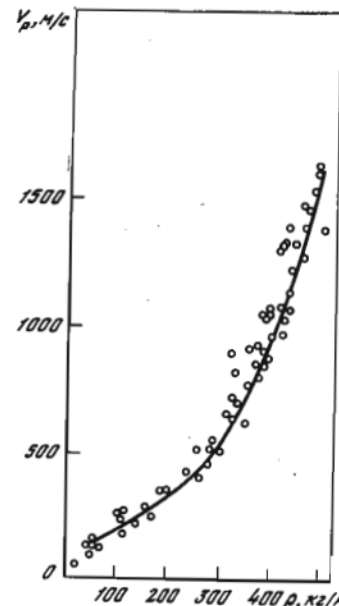


Рис. 17

Рис. 18. Зависимость скоростей распространения продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн от плотности снега (Yamada a. o., 1974)

V_{pu}, V_{su} — скорости в вертикальном направлении по отношению к пласту снега; V_{ph}, V_{sh} — скорости в горизонтальном направлении; сплошные линии — $V_{pu}, V_{ph}, V_{su}, V_{sh}$ — в слое глубинной изморози; пунктирные линии — V_p и V_s , измеренные Дж. Смитом в Гренландии

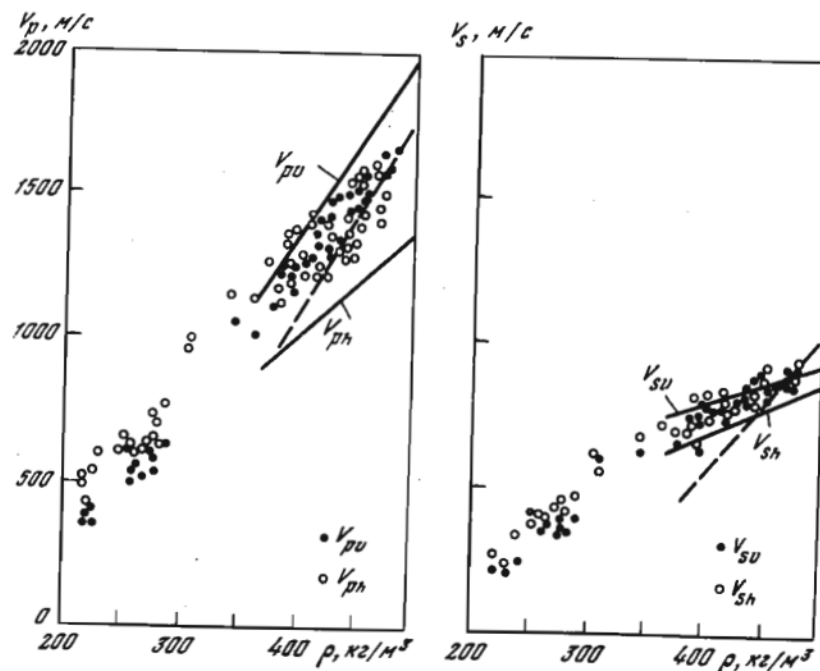


Рис. 18

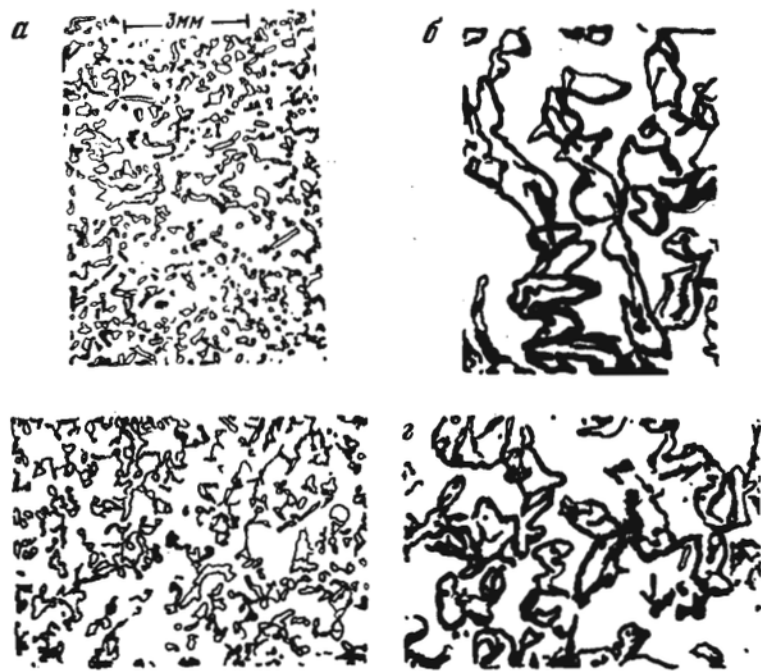


Рис. 19. Тонкие срезы образцов из естественного снежного покрова (Yamada а. о., 1974)

а, б – срез свежего снега и изморози по вертикали; в, г – то же, по горизонтали

В слоях глубинной изморози зерна соединены в вертикальном направлении в своеобразные цепочки, в то время как в горизонтальных направлениях эти цепочки в значительной степени разъединены. В результате упругая волна в вертикальном направлении может распространяться по ледяному скелету, а в горизонтальных направлениях на ее пути встречается большое количество воздушных прослоек.

При распространении в снеге упругих волн их энергия частично рассеивается и поглощается снегом. Способность снега поглощать энергию упругих волн оценивается эффективным коэффициентом поглощения α_3 , который определяется из уравнения

$$A_i = A_0 e^{-\alpha_3 r}, \quad (3.2)$$

где A_0 и A_i – амплитуды колебаний упругих волн в точке $r = 0$ и на расстоянии r от этой точки. Величина $1/\alpha_3$ определяет длину отрезка, на котором амплитуда колебаний уменьшается в e раз.

Значения эффективного коэффициента поглощения упругой волны в снеге на частоте 100 Гц при температуре от -5 до -15° для различных типов снега составляют (Савельев, Дурьнин и др., 1967):

Тип снега	$\alpha_3, \text{м}^{-1}$	Тип снега	$\alpha_3, \text{м}^{-1}$
Свежевыпавший снег	200–300	Среднезернистый снег	30–40
Глубинная изморозь	40–80	Мелкозернистый снег	10–30
Крупнозернистый снег	30–50	Ветровая доска	5–15

Упругие деформации при статических и динамических нагрузках

В момент приложения к снегу нагрузки в нем возникают упругие деформации, которые распространяются со скоростью упругих волн. Если напряжения в зернах и связях между ними не достигают предела прочности льда, то начальная деформация снега является упругой. Она складывается из упругих деформаций зерен и шеек между ними без разрушения связей. Если же напряжения в некоторых связях достигают предела прочности льда, то в момент загрузки эти связи разрушаются и происходят некоторые относительные перемещения зерен и уплотнение снега. В этом случае начальная деформация состоит из упругой деформации и начального уплотнения.

Непосредственно вслед за начальной деформацией начинают развиваться пластические деформации зерен и шеек между ними, в результате чего в некоторых зернах и шейках возникают дополнительные упругие напряжения за счет уменьшения упругих напряжений в других зернах и шейках. Действие этих дополнительных упругих напряжений наглядно проявляется при разгрузке подвергнутого деформированию образца снега (см. рис. 14). Участок кривой BC характеризует "мгновенное" уменьшение деформации образца снега в момент снятия нагрузки. Это скачкообразное уменьшение деформации соответствует величине начальной упругой мгновенной деформации в момент приложения нагрузки (если начальная деформация не включала в себя начального уплотнения). Вслед за скачкообразным начинается дальнейшее уменьшение общей величины деформации с затухающей во времени скоростью, называемое упругим последствием (см. рис. 14, участок кривой CD).

Накопленные в зернах и шейках упругие деформации не могут сразу исчезнуть при снятии нагрузки, так как этому препятствуют соседние зерна. В результате остаточные напряжения вызывают пластические деформации зерен и шеек в направлениях, противоположных тем, которые наблюдались в начальной стадии ползучести. Таким образом, наряду с упруго-мгновенной деформацией в снеге наблюдается обратимая деформация упругого последствия, которая нарастает в течение некоторого промежутка после приложения нагрузки и исчезает в течение примерно такого же промежутка времени после снятия нагрузки. Основная часть деформации упругого последствия (более 80%) происходит в течение 3–5 мин.

Сопrotивляемость снега упругой деформации при сжатии или растяжении характеризуется модулем упругости E , который определяется как отношение величины прикладываемого или сжимаемого напряжения σ к величине относительной упругой деформации образца ϵ_y

$$E = \sigma / \epsilon_y. \quad (3.3)$$

Такой метод определения модуля упругости снега называется статическим в отличие от динамического метода, основанного на вычислении модуля упругости по данным замеров скоростей распространения упругих волн.

Недостатком статического метода является то, что практически очень трудно измерить мгновенно-упругую деформацию. Величина деформации образца снега, измеренная буквально через считанные секунды после приложения или снятия нагрузки, включает в себя часть деформации упругого последействия, подчас весьма ощутимую. В итоге определяемый по замеренной деформации образца снега модуль не характеризует сопротивляемости снега "мгновенной" упругой деформации, а характеризует сопротивляемость снега обратимой деформации за какой-то промежуток времени. Такой модуль всегда меньше значения модуля упругости, определяемого динамическим методом.

Скорость распространения упругих продольных волн связана с плотностью снега ρ , модулем его упругости E и коэффициентом Пуассона (коэффициентом упругого бокового расширения) ν_y зависимостями (Савельев, Дурьнин и др., 1967а):

для плоскопараллельной пластины

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho(1 - \nu_y^2)}}, \quad (3.4)$$

для длинного образца снега в виде стержня или цилиндра

$$V_p = \sqrt{\frac{E}{\rho}}. \quad (3.5)$$

Эти формулы позволяют определить модуль упругости снега на основании сейсмических и ультразвуковых методов измерения скоростей распространения упругих волн и, конечно, данных о плотности снега.

М.Мэллор (Mellor, 1974) обобщил данные различных исследований и выявил достаточно четкую зависимость величины E от плотности снега и его температуры (рис. 20). Модуль упругости весьма интенсивно увеличивается по мере уплотнения снега.

В диапазоне плотностей от 250 до 500 кг/м³ зависимость между модулем упругости и плотностью достаточно хорошо выражается эмпирической формулой (Nakaya, Kuroiwa, 1967)

$$\lg E = a_E + b_E \rho, \quad (3.6)$$

где $a_E = 5,8$; $b_E = 0,00635$ при E [Па] и ρ [кг/м³].

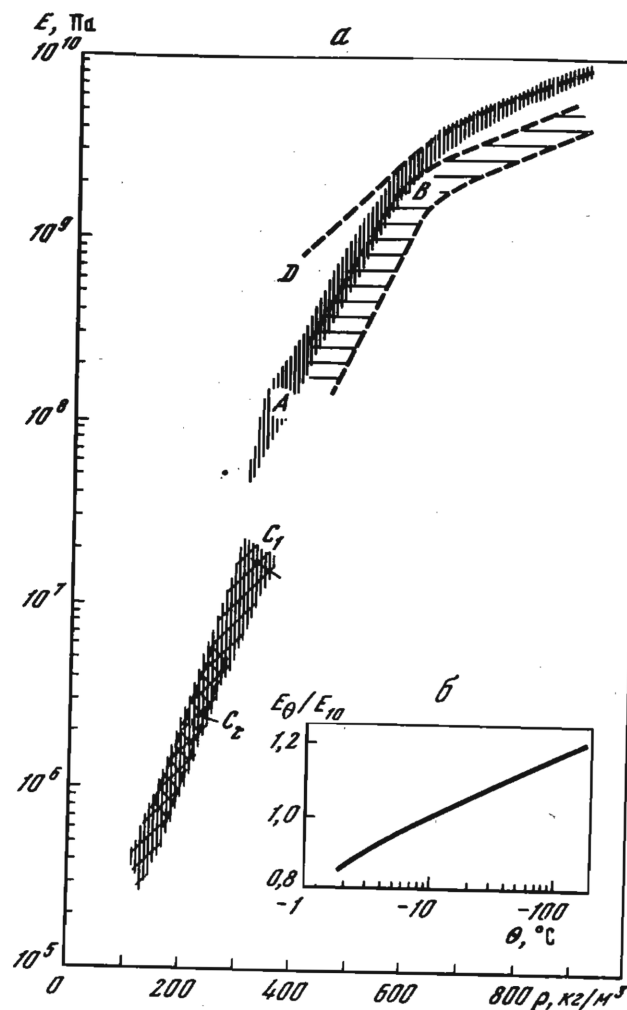


Рис. 20. Модуль упругости E сухого снега в зависимости от плотности ρ (а) и температуры θ (б) (Mellor, 1974)

A — по данным испытаний на распространение упругих волн и вибрацию с большими частотами при θ от -10 до -25°C (Дж. Смит, У. Накая, К. Бентли, А. Крэри, Т. Ли, Р. Рамсеер); B — по данным испытаний на одноосное сжатие со скоростями от $3 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-2} \text{ c}^{-1}$ при температуре -25°C (А. Ковакс, В. Вийкс, Ф. Мичитти); C₁ — по данным испытаний на одноосное сжатие и растяжение со скоростями от $8 \cdot 10^{-6}$ до $4 \cdot 10^{-4} \text{ c}^{-1}$ при θ от $-6,5$ до -10°C ; C₂ — по данным испытаний на ползучесть при θ от $-6,5$ до -19°C (К. Кожима); D — по данным испытаний на вибрацию с частотой 10^3 Гц при $\theta -14^\circ\text{C}$ (Н. Смит); E_θ — модуль упругости при температуре θ ; E_{10} — то же, при $\theta = -10^\circ\text{C}$

При увеличении плотности снега более 550 кг/м^3 на кривой $E - \rho$ наблюдается перегиб и интенсивность нарастания величины модуля по мере дальнейшего уплотнения снега резко уменьшается.

Модуль упругости зависит также от температуры и структуры снега. Повышение температуры вызывает уменьшение значения E , особенно при температуре около 0° , однако пределы изменения ограничены. Влияние структуры снега определяется размерами его зерен, количеством и площадью связей между зернами. Эта зависимость мало изучена. Можно предположить, что модуль упругости должен увеличиваться по мере увеличения отношения размеров диаметра шейки к диаметру зерна и увеличения относительной контактной поверхности зерен.

Величина модуля упругости, определяемая при динамических испытаниях образцов снега на вибрацию, зависит от частоты колебаний. По мере увеличения частоты величина модуля упругости несколько увеличивается.

Модуль сдвига определяется по скорости распространения поперечных волн

$$G = V_s^2 \rho. \quad (3.7)$$

Модули E и G связаны между собой зависимостью

$$E = 2(1 + \nu_y) G, \quad (3.8)$$

где ν_y — коэффициент Пуассона.

Величина коэффициента Пуассона при плотности снега от 400 до 700 кг/м^3 равна 0,26–0,30. В снеге с плотностью менее 400 кг/м^3 наблюдается значительный разброс фактических данных о величине ν_y , что связано, видимо, с несовершенством методики измерений и анизотропией свойств снега. Для приближенных расчетов значение ν_y можно принять равным 0,3 во всем диапазоне плотностей.

Компрессионное уплотнение

Компрессионным уплотнением называют увеличение плотности при одноосном сжатии без возможности бокового расширения. Оно соответствует уплотнению снежного покрова на горизонтальной поверхности под действием собственного веса. Такое уплотнение моделируется сжатием образца снега в жестком цилиндре-одинометре.

Увеличение плотности снега при компрессионном сжатии соответствует величине относительной деформации сжатия

$$\epsilon = \frac{h_1 - h_2}{h_1} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2}, \quad (4.1)$$

где h_1 и h_2 — высота образца снега или слоя снежного покрова в начале и в конце рассматриваемого промежутка времени; ρ_1 и ρ_2 — соответствующие плотности снега.

Кривые изменения плотности снега во времени после приложения статической нагрузки (рис. 21) напоминают кривые ползучести при сжатии (см. рис. 15).

Для каждой структурной разновидности снега при заданной плотности и температуре существует определенное критическое напряжение, до достижения которого нагрузка воспринимается скелетом без существенного нарушения структуры. В момент приложения нагрузки происходит упругое уплотнение, затем наблюдается уплотнение с уменьшающейся во времени скоростью. Спустя 10–50 ч скорость уплотнения приближается к некоторой постоянной для заданных условий величине — наступает стадия установившейся скорости уплотнения, аналогичная стадии установившейся ползучести. Такое уплотнение называют вязким уплотнением.

При превышении указанного критического напряжения и начальной стадии деформирования происходит нарушение части связей между зернами и сближение зерен, что вызывает скачкообразное увеличение плотности снега в момент приложения нагрузки и интенсивное последующее уплотнение. Затем, так же как и в первом случае, скорость уплотнения уменьшается и наступает стадия установившейся скорости уплотнения. Выделение этой стадии, конечно, несколько условно, так как по мере повышения плотности снега скорость дальнейшего уплотнения постепенно уменьшается и кривые, отражающие изменение плотности снега во времени, имеют тенденцию к выполаживанию.

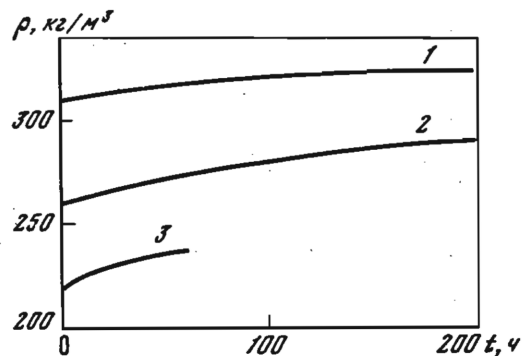


Рис. 21. Компрессионное уплотнение снега при $\theta = -6^\circ\text{C}$ под действием постоянной нагрузки $\sigma = 15 \cdot 10^2$ Па при начальной плотности ρ_0 :
1 - $\rho_0 = 310$ кг/м³; 2 - $\rho_0 = 260$ кг/м³; 3 - $\rho_0 = 220$ кг/м³

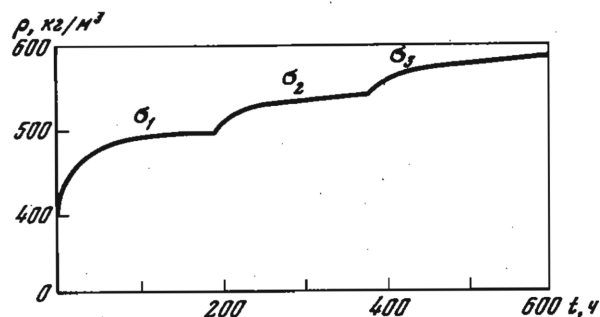


Рис. 22. Компрессионное уплотнение снега при $\theta = -8^\circ\text{C}$ и ступенях давления σ (Карташов, 1962):
 $\sigma_1 = 0,75 \cdot 10^5$ Па; $\sigma_2 = 1,5 \cdot 10^5$ Па; $\sigma_3 = 3,0 \cdot 10^5$ Па

При ступенчатом увеличении нагрузки наблюдается аналогичная закономерность изменения плотности снега после каждого увеличения напряжений сжатия (рис. 22). Если же нагрузку уменьшить или вовсе удалить, то происходит уменьшение первоначальной деформации снега на величину упругой деформации и деформации упругого последельствия. Однако эта величина существенно меньше деформации необратимого уплотнения и при длительном действии нагрузки ею обычно пренебрегают.

При повторном нагружении величина напряжения сжатия, соответствующая максимальной нагрузке, при которой была достигнута стадия установившегося вязкого уплотнения, близка к критической. Соответственно при повторном нагружении меньше этой величины нагрузка воспринимается скелетом и будет происходить вязкое уплотнение, а при большей нагрузке вначале произойдет структурное уплотнение до величины, соответствующей новой нагрузке.

Чем больше нагрузка, тем большей плотности достигает снег со временем перехода в стадию установившейся скорости уплотнения. В связи с этим у снежного покрова, сформировавшегося при снегопадах без метелевого переноса, наблюдается закономерное увеличение плотности снега с глубиной, при этом даже удается установить некоторую коррелятивную зависимость плотности снега от величины нагрузки благодаря весу вышерасположенных слоев снега (Андерсон, Бенсон, 1966; Иоселевич и др., 1974). Тем не менее такая зависимость не может быть устойчивой, так как она не учитывает вязкого уплотнения снега при постоянной нагрузке, а также уплотнения при метелевом снегопереносе. Более четко зависимость между плотностью и нагрузкой проявляется при ступенчатом загрузении снега с ограниченными интервалами времени выдерживания нагрузки. С.Н. Карташов и С.С. Вялов (Карташов, 1962) при испытании на компрессионное сжатие образцов снега в Антарктиде установили, что эта зависимость имеет вид степенной функции

$$\sigma = A_\sigma \left(\frac{\Delta h}{h} \right)^{a_\sigma} = A_\sigma \left(\frac{\rho - \rho_0}{\rho} \right)^{a_\sigma}, \quad (4.2)$$

где A_σ и a_σ — эмпирические параметры; ρ_0 и ρ — начальная и конечная плотность снега.

Параметры A_σ и a_σ зависят от структуры, начальной плотности и температуры снега, а также от скорости нарастания нагрузки. Наибольшее уплотнение соответствует первым ступеням загрузения. По мере увеличения плотности интенсивность процесса дальнейшего уплотнения уменьшается. Кривая зависимости между нагрузкой и осадкой, построенная в логарифмических координатах (рис. 23), имеет две точки перегиба, которые можно рассматривать как критические плотности, соответствующие переходу снега в фирн и затем в лед. Таким образом, выделяются три участка уплотнения с различными значениями параметров A_σ и a_σ .

Критическая плотность снега имеет величину порядка 550 кг/м³ (Андерсон, Бенсон, 1966). При этой плотности ледяные зерна лежат вплотную друг к другу, и дальнейшее уплотнение может происходить лишь благодаря изменению величины и формы самих зерен у контактов между ними. У снега с плотностью меньше критической, особенно у рыхлого свежеснежного снега и снега на первых этапах его уплотнения, даже небольшое увеличение нагрузки может вызывать осязаемое структурное уплотнение вследствие относительных перемещений и сближения зерен.

Вторая критическая плотность порядка 750 кг/м³ соответствует замыканию пор. Если при меньшей плотности воздух из пор в процессе уплотнения вытесняется, то при большей плотности он уже не может вытесняться и оказывает упругое сопротивление сжатию. Многочисленные эксперименты показали, что зависимость между скоростью уплотнения и величиной нагрузки в пределах 0,06 МПа

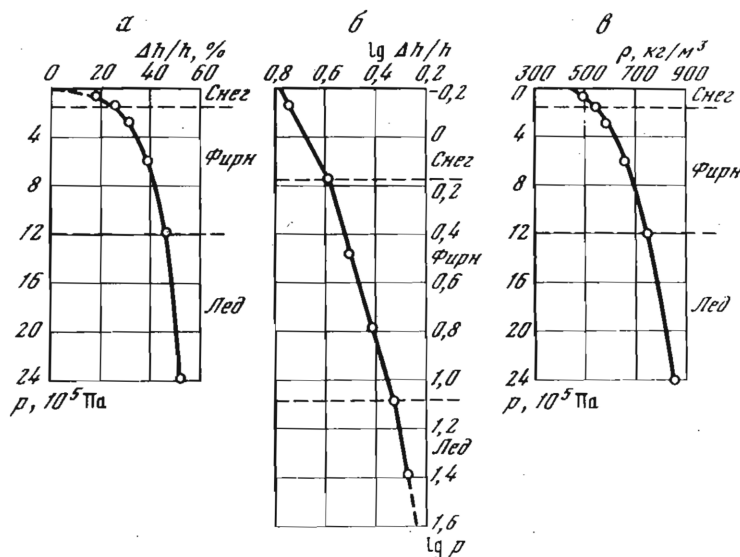


Рис. 23. Зависимость величины относительной осадки $\Delta h/h$ и плотности ρ от давления p при ступенчатом нагружении (Карташов, 1962)

a – зависимость между относительной осадкой и нагрузкой; b – то же, в логарифмических координатах; v – зависимость между плотностью ρ и давлением p

близка к линейной. Это позволяет применять для выражения этой зависимости уравнение (Иосида, 1966):

$$\epsilon = -\frac{1}{h} \frac{dh}{dt} = \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = \frac{\sigma}{\eta_K}, \quad (4.3)$$

где ϵ – скорость деформации; ρ – плотность снега; t – время; σ – давление на образец снега или давление вышележащей толщи на рассматриваемый слой; η_K – коэффициент компрессионной вязкости, изменяющийся в зависимости от плотности, структуры и температуры снега.

При нагрузках более 0,07 МПа для расчетов скоростей уплотнения снега применяют зависимость (Бадер, 1966)

$$\dot{\epsilon} = \frac{\sigma_0 \operatorname{sh} \left(\frac{\sigma}{\sigma_0} \right)}{\eta_K}, \quad (4.4)$$

где σ_0 – эмпирическая величина с размерностью давления, равная примерно 0,07 МПа для снега плотностью 400 кг/м³.

Для малых значений величины давления ($\sigma/\sigma_0 < 0,8$) выражение (4.4) практически совпадает с выражением (4.3), а при больших давлениях оно отображает нелинейное прогрессирующее нарастание скорости уплотнения по мере увеличения σ .

Коэффициент компрессионной вязкости изменяется в широких пределах. К.Кожима (Иосида, 1966; Kojima, 1967) установил, что при заданных структуре и температуре η_K является функцией плотности снега

$$\eta_K = c_\eta e^{\beta \rho}, \quad (4.5)$$

где c_η и β – экспериментально определяемые величины.

По данным наблюдений за оседанием снежного покрова на острове Хоккайдо величина c_η изменялась от 0,6 до 1,6 г/сут·см в зависимости от структуры и температуры снега (от 0 до -50°C), а величина β была общей для всех слоев и составляла 21 см³/г. Величина η_K в диапазоне плотностей от 80 до 500 кг/м³ изменялась от $2 \cdot 10^5$ до $5 \cdot 10^9$ Па·с (рис. 24).

М.Мэллор и Г.Хендриксон (Mellor, Hendrickson, 1965) зависимость коэффициента компрессионной вязкости от плотности выражают уравнением

$$\eta_K = N_\eta \left(\frac{\rho}{\rho_L - \rho} \right)^{n^*}, \quad (4.6)$$

где N_η – постоянная величина для заданного типа снега и температуры (для антарктического снега порядка 10^{13} – 10^{14} Па·с); n^* – величина, зависящая от структуры снега (порядка 1,5–3,0); ρ_L – плотность льда.

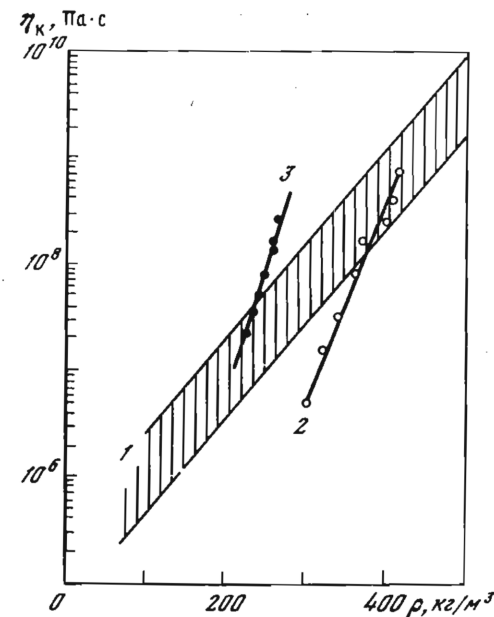
Г.Бадер (1966) при разработке теории уплотнения сухого снега применил зависимость коэффициента компрессионной вязкости от плотности в виде

$$\eta_K = \frac{a_\eta \rho}{\rho_L - \rho} e^{b_\eta \rho}, \quad (4.7)$$

где a_η и b_η – эмпирические коэффициенты.

Рис. 24. Зависимость коэффициента компрессионной вязкости снега η_K от плотности ρ по данным наблюдений за уплотнением естественного снега (Kojima, 1975)

1 – область разброса значений η_K для сухого снега при температуре от 0 до -50; 2 – значения η_K для метелевого снега; 3 – то же, для глубинной изморози



Зависимости (4.6) и (4.7) более точно отображают изменение коэффициента компрессионной вязкости, а именно – его резкое уменьшение при малой плотности и увеличение при приближении к плотности льда ($\eta_k \rightarrow 0$ при $\rho \rightarrow 0$ и $\eta_k \rightarrow \infty$ при $\rho = \rho_d$). В диапазоне плотностей 200–600 кг/м³ зависимости величины коэффициента компрессионной вязкости снега от его плотности (4.5), (4.6) и (4.7) практически совпадают, естественно, при правильно определенных на основании экспериментов эмпирических коэффициентах.

Значения коэффициентов компрессионной вязкости определяют путем испытаний образцов снега в одометрах или путем аналитической обработки результатов наблюдений за уплотнением естественного покрова. Результаты определений не всегда совпадают. Так, М.Мэллор (Mellor, 1964) установил, что данные об уплотнении естественного снега показывают более сильную зависимость вязкости от плотности, чем при лабораторных испытаниях образцов снега на ползучесть без возможности бокового расширения (кривые 1 на рис. 25 имеют более крутой наклон, чем кривые 2). Это различие М.Мэллор объясняет тем, что естественные процессы упрочнения в снеге и искусственные испытания на ползучесть реологически неодинаковы. Вероятны также различия в структуре снега, обусловленные тем, что в естественных условиях нагрузка увеличивается постепенно и поэтому происходит переориентация кристаллов, а при лабораторных испытаниях нагрузка обычно прикладывается быстро. К этому можно добавить, что при лабораторных испытаниях определяется установившаяся скорость уплотнения без учета изменений плотности в первой стадии уплотнения, а при наблюдениях за уплотнением естественного снежного покрова определяется общая величина уплотнения. Различное положение кривых $\eta_k - \rho$ на графике (см. рис. 25) обусловлено частично и тем, что Г.Бадер для своих расчетов использовал уравнение (4.7), которое при больших значениях плотности приводит к увеличению η_k по сравнению с расчетами по формуле (4.6).

Для уточнения зависимости скорости уплотнения слоев снежного покрова с малой плотностью от величины нагрузки К.Кожима (Kojima, 1975) провел наблюдения за уплотнением слоев естественного покрова и тех же слоев при увеличенной и уменьшенной нагрузках. Для этой цели на некоторых участках экспериментальной площадки на естественную поверхность снега укладывались блоки снега, вызывающие требуемое увеличение нагрузки на нижележащие слои снега. На другой площадке верхние слои снега удалялись, благодаря чему нагрузка на исследуемые слои снега уменьшалась по сравнению с нагрузкой на контрольных участках с естественным снежным покровом. Толщина слоев снега над исследуемыми слоями составляла от 10 до 100 см и вызываемая ими нагрузка была в пределах от 200 до 2000 Па. Начальная плотность снега была от 82 до 237 кг/м³. Продолжительность опыта на участках, где нагрузка была увеличена, составляла 2 суток, на участках с умень-

шенной нагрузкой – 6 суток. За время опыта плотность снега увеличилась на 20–43%. Температура снега была в пределах от –3 до –8°C. Некоторые результаты этого эксперимента представлены на рис. 26 в виде полулогарифмического графика зависимости $\sigma/\dot{\epsilon}$ от ρ . В данном случае $\dot{\epsilon}$ – средняя скорость относительной деформации за время опыта

$$\dot{\epsilon} = \frac{1}{\Delta t} \int_0^{\Delta t} \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} dt = \frac{1}{\Delta t} \ln \frac{\rho_k}{\rho_0}, \quad (4.8)$$

где $\rho = \frac{\rho_k - \rho_0}{2}$; ρ_0 и ρ_k – начальная и конечная плотность снега.

Величина $\sigma/\dot{\epsilon}$ является аналогом коэффициента компрессионной вязкости η_k .

Из приведенного графика видно, что уплотнение снега при быстром увеличении нагрузки отличается от уплотнения в естественных

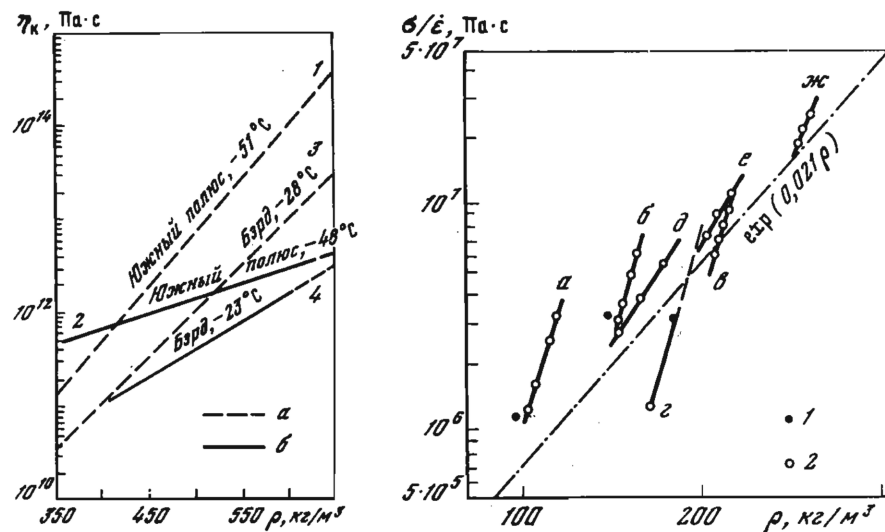


Рис. 25. Зависимость коэффициента компрессионной вязкости снега η_k от плотности ρ (Mellor, 1964)

а – по данным полевых наблюдений Г. Бадера; б – по результатам испытаний образцов снега на компрессионное сжатие, проведенных М.Мэллором и Г.Хендриксеном

Рис. 26. Зависимость $\sigma/\dot{\epsilon}$ от плотности ρ снега при искусственном увеличении и уменьшении нагрузки на естественный снежный покров (Kojima, 1974).

а, б, в – слои снега на площадке с увеличенной нагрузкой; г, д, е, ж – то же, на площадке с уменьшенной нагрузкой; 1 – точки, соответствующие уплотнению на контрольных площадках; 2 – точки, соответствующие уплотнению под действием различных по величине нагрузок

условиях при постоянной или медленно нарастающей нагрузке. Оказалось, что средняя скорость деформации уплотнения рыхлого снега $\dot{\epsilon}$ в течение двух суток после искусственного приложения нагрузки не является пропорциональной величине нагрузки σ и величина $d\dot{\epsilon}/d\sigma$ уменьшается по мере роста σ . Угол наклона линий $\sigma/\dot{\epsilon} - \rho$ для конкретных слоев при искусственно увеличенных нагрузках значительно больше наклона линии, соединяющей точки, которые соответствуют естественному уплотнению различных слоев при постоянных нагрузках (эти точки расположены вдоль теоретической линии $\sigma/\dot{\epsilon} = \exp(0,021\rho)$).

Таким образом, процесс уплотнения при быстром увеличении нагрузки несколько отличается от процесса уплотнения при медленном изменении нагрузки. Однако как в первом, так и во втором случаях наблюдается отчетливое увеличение коэффициента компрессионной вязкости по мере увеличения плотности снега.

Влияние структуры снега на величину коэффициента вязкости изучено мало. Тем не менее известно, что мелкозернистый метелевый снег поддается уплотнению немного легче, чем обыкновенный средне- и крупнозернистый снег той же плотности. Глубинная изморозь, наоборот, характеризуется повышенным коэффициентом вязкости. Опытные данные позволяют утверждать (Mellor, 1964), что коэффициент компрессионной вязкости возрастает при увеличении размеров зерен приблизительно пропорционально третьей степени диаметра зерна D , т.е. $\eta_k \sim kD^3$. Это указывает на то, что процессы метаморфизма, протекающие в снежном покрове, могут оказывать существенное влияние на скорость процессов уплотнения снега.

Компрессионная вязкость мелкозернистого метелевого снега намного меньше вязкости обыкновенного уплотненного до такой же плотности снега, особенно при ранних стадиях метаморфизма. При этом коэффициент вязкости по мере увеличения плотности увеличивается более интенсивно (см. рис. 24). Объясняется это тем, что в метелевом снеге между более крупными кристаллами находится большое количество мелких частиц снежных кристаллов, которые вначале не воспринимают нагрузки и начинают оказывать влияние на величину коэффициента вязкости лишь после определенного времени уплотнения.

Глубинная изморозь характеризуется большим коэффициентом компрессионной вязкости по сравнению с обыкновенным снегом одинаковой плотности.

Существенное влияние на величину коэффициента компрессионной вязкости оказывает температура. Так, при понижении температуры снега от -10 до -50°C вязкость увеличивается в 10–100 раз, в зависимости от структуры и плотности снега. Температурную зависимость вязкости многие исследователи выражают экспоненциальным уравнением

$$\eta_k = k e^{\frac{Q}{RT}}, \quad (4.9)$$

где Q – энергия активации снега; R – газовая постоянная;

T – абсолютная температура; k – постоянный коэффициент для данного типа снега и напряжения (относительная вязкость).

Энергия активации снега, по данным М.Мэллора (Mellor, 1964), составляет при плотностях 400, 500 и 600 кг/м^3 соответственно 31 000, 38 500 и 46 000 Дж/моль. Недостатком зависимости (4.9) является то, что энергия активации снега не является достаточно строгой физической величиной и не поддается точному определению. Кроме того, эта зависимость не учитывает уменьшения коэффициента вязкости при повышении температуры снега в диапазоне от -5 до 0°C вследствие увеличения жидкоподобного слоя на поверхности кристаллов и появления свободной воды.

Закономерности уплотнения мокрого снега определяются содержанием жидкой воды. Влияние влажности проявляется при содержании воды более 5% (Kojima, 1967). При большом содержании воды снег под действием нагрузки вначале уплотняется очень быстро, пока не произойдет изменение его структуры, заключающееся в объединении первоначальных мелких зерен в крупные сроски зерен. Затем скорость уплотнения резко уменьшается.

Уплотнение сухого снега сопровождается отжатием воздуха из его пор по мере их уменьшения. При уплотнении мокрого снега отжатие воздуха приводит к росту относительного заполнения пор водой, однако некоторое, хотя и небольшое количество воздуха в снеге сохраняется и после того, как уровень свободной воды поднимается выше рассматриваемого слоя снега.

Уплотнение снега в процессе ползучести

При воздействии внешних усилий в снеге обычно возникают одновременно напряжения сдвига и сжатия, под действием которых происходят процессы ползучести и уплотнения. Характер и интенсивность уплотнения снега при заданных его плотности, структуре и температуре зависят от величины и скорости приложения нагрузки и скорости деформирования.

Экспериментальные исследования показывают, что при одноосном сжатии образцов снега с возможностью бокового расширения в зависимости от скорости сжатия может происходить "пластическая" или "разрушительная" усадка (Июсида, 1966; Kinoshita, 1967). Пластическая усадка происходит при скоростях сжатия меньше некоторой критической величины $v_{кр}$, зависящей от типа снега и его температуры. Сопротивление снега сжатию в этом случае нарастает плавно. В начальной стадии сопротивление увеличивается пропорционально величине деформации, которая при постоянной скорости сжатия в свою очередь пропорциональна времени сжатия. Затем скорость увеличения сопротивления резко уменьшается и дальнейшее деформирование вызывает лишь небольшое нарастание сопротивления, соответствующее упрочнению снега при его сжатии. При графической регистрации сопротивления переход от первой ко второй стадии характеризуется переполом кривой "сопротивление – время" (рис. 27).

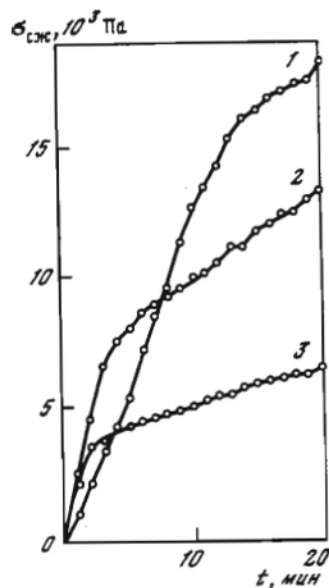


Рис. 27. Изменение во времени t силы сопротивления снега $\sigma_{сж}$ при одноосном сжатии с постоянной скоростью ϵ (Shinojima, 1967)

1 - $\rho = 210 \text{ кг/м}^3$, $\epsilon = 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ мин}^{-1}$; $\theta = -12^\circ\text{C}$; 2 - $\rho = 136 \text{ кг/м}^3$, $\epsilon = 6 \cdot 10^{-3} \text{ мин}^{-1}$, $\theta = -18^\circ\text{C}$; 3 - $\rho = 125 \text{ кг/м}^3$, $\epsilon = 6 \cdot 10^{-3} \text{ мин}^{-1}$, $\theta = -21^\circ\text{C}$

Когда скорость сжатия превышает критическую ($v > v_{кр}$), формирование образца снега сопровождается его частичным разрушением. Обычно снег крошится в нижней части образца и происходит выдавливание выкрошившегося снега из зоны сжатия. Такую деформацию называют "разрушительной усадкой первого типа". Кривая "сопротивление - время" имеет пилообразный вид, где каждый зубец ха-

рактеризует быстрое нарастание сопротивления до предела прочности и его резкое падение после частичного разрушения и выкрашивания очередного кусочка образца. Средняя величина силы давления на образец остается примерно постоянной, и уменьшение высоты снежного столбика происходит только из-за разрушения его нижней части. Верхняя часть образца при этом заметных изменений не претерпевает. Таким образом, такая усадка в отличие от пластической определяется главным образом разрушением снега у контакта с опорой и может рассматриваться как поверхностное разрушение. При этом величина усадки и сопротивление сжатию определяются не только свойствами снега, но и трением между снегом и опорными поверхностями пресса. Величина критической скорости сжатия имеет наибольшее значение при температуре около 0°C и уменьшается по мере понижения температуры снега. Так, для снега плотностью 400 кг/м^3 при температуре от 0 до -5°C $v_{кр} = 10 \text{ мм/мин}$, а при температуре -25°C $v_{кр} = 2 \text{ мм/мин}$ (Июсида, 1966). По мере увеличения скорости сжатия зубцы на диаграмме разрушительной усадки уменьшаются. При скорости, равной примерно 20 мм/мин и выше, кривая "сопротивление - время" сглаживается. Выкрашивание из образца кусков снега в этом случае не наблюдается, разрушение образца происходит путем отслаивания тонких пластинок. Такая деформация называется "разрушительной усадкой второго типа".

Изменение плотности снега при одноосном сжатии описывается зависимостью

$$\frac{d\rho}{\rho d\rho} = \epsilon (1 - 2\nu), \quad (4.10)$$

где ϵ - скорость относительной деформации сжатия образца; ν -

коэффициент вязкого бокового расширения (аналогичный коэффициенту Пуассона при упругой деформации).

Величина коэффициента ν изменяется в пределах от 0 до $0,5$ главным образом в зависимости от плотности снега (рис. 28).

Зависимость скорости уплотнения снега от величины напряжений сжатия при сложном напряженном состоянии принято характеризовать коэффициентом объемной вязкости η_0

$$\frac{d\rho}{\rho dt} = \frac{\sigma_{ср}}{\eta_0}, \quad (4.11)$$

где $\sigma_{ср} = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$ - среднее напряжение сжатия (гидростатическое давление); $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ - главные напряжения.

Эта зависимость основана на предположении о том, что уплотнение в процессе ползучести обусловлено только первым инвариантом напряжений (объемным сжатием) и не зависит от девиатора напряжений. Такое предположение приемлемо тогда, когда все три главные напряжения сжимающие. Если же главные напряжения имеют различные знаки, т.е. наряду со сжимающими имеются напряжения растяжения, то появляется своеобразная анизотропия реологических свойств снега, обусловленная различиями в механизме взаимодействия между зернами снега при сжатии и растяжении (Войтковский, 1974; Войтковский, Божинский и др., 1976). В этом случае на интенсивность уплотнения оказывает влияние не только среднее давление, но и величина максимальных напряжений сдвига. Так, уплотнение снега может происходить при чистом сдвиге ($\sigma_1 = -\sigma_2$; $\sigma_3 = 0$), когда среднее напряжение сжатия $\sigma_{ср} = 0$.

При одноосном сжатии образца снега постоянной нагрузкой $\sigma_{ср} = \sigma/3$ и соответственно

$$\frac{d\rho}{\rho dt} = \frac{\sigma}{3\eta_0}, \quad (4.12)$$

$$\epsilon = \frac{\sigma}{3\eta_0(1 - 2\nu)}. \quad (4.13)$$

Коэффициент объемной вязкости изменяется в зависимости от плотности и температуры снега аналогично описанному в

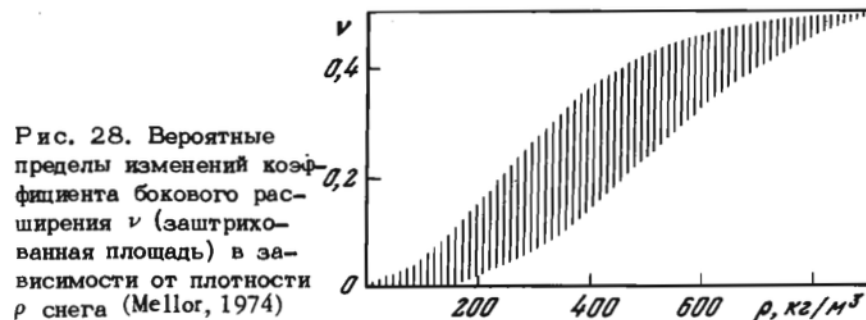


Рис. 28. Вероятные пределы изменений коэффициента бокового расширения ν (заштрихованная площадь) в зависимости от плотности ρ снега (Mellor, 1974)

предыдущем параграфе коэффициенту компрессионной вязкости η_k и связан с последним зависимостью

$$\eta_0 = \frac{1 + \nu}{3(1 - \nu)} \eta_k. \quad (4.14)$$

При малой плотности снега $\nu \rightarrow 0$ и $\eta_0 \approx \frac{1}{3} \eta_k$, а при больших плотностях $\nu \rightarrow 0,5$ и $\eta_0 \rightarrow \eta_k$.

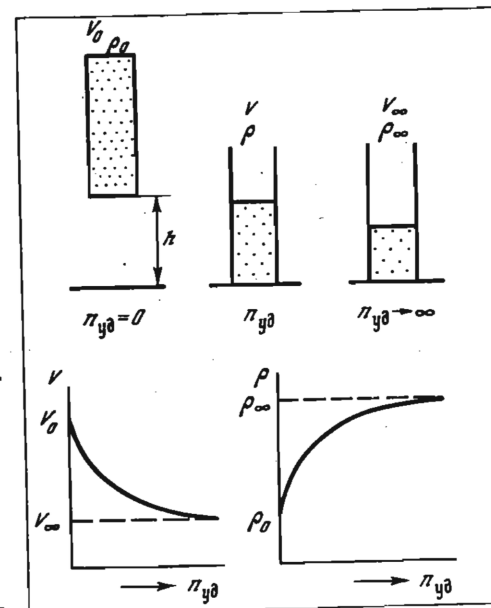
Уплотнение снега под действием кратковременных и вибрационных нагрузок

При быстром приложении нагрузки, например при ударе или взрыве, в снеге распространяется ударная волна. Если нагрузка менее предела прочности снега, то ударная волна вызывает лишь упругое сжатие. Остаточных изменений плотности и структуры при этом не происходит. Если же нагрузка превосходит предел прочности, то волна сжатия вызывает перемещение зерен снега и нарушение связей между ними. Снег "раздавливается" и уплотняется, при этом происходит сжатие воздуха в порах. Однако вследствие фильтрации воздуха избыточное его давление через некоторое время исчезает.

Процессы разрушения и уплотнения снега требуют больших затрат энергии, поэтому зона уплотнения под действием динамической нагрузки имеет ограниченные размеры. За пределами этой зоны распространяются лишь упругие волны. Размеры зоны уплотнения определяются величиной и продолжительностью действия нагрузки, площадью приложения нагрузки и, конечно, характеристиками снега: плотностью, структурой и температурой. Зона уплотнения тем больше, чем выше давление, продолжительнее его действие и больше площадь, на которой оно приложено. Так, при проходе катка весом 3,5 т (нагрузка на снег около $1,5 \cdot 10^5$ Па) по снежному покрову плотностью 200 кг/м³ при температуре снега -14°C глубина уплотнения составляла 15–18 см, а плотность снега в верхнем слое увеличивалась до 390 кг/м³ (Крагельский, 1945).

При взрывах в снежном покрове зарядов взрывчатых веществ, снарядов или мин образуются воронки, вокруг которых можно выделить три зоны – зону полного разрушения и дробления, зону раздавливания и зону трещин и сдвигов, в которой структура и плотность снега меняются мало, но волна деформаций приводит к заметному смещению частиц и появлению радиальных и тангенциальных трещин (Матвиенко, Гербер, 1972). В первых двух зонах плотность снега может существенно увеличиваться. Так, при обстрелах снежного покрова на склонах гор из минометов в целях искусственного обрушения снега плотность снега в нижних частях воронок достигала 700–800 кг/м³ при начальной плотности снега около 400 кг/м³ (Аккуратов, 1967). Нарушение структуры и плотности снега наблюдалось на расстояниях до 4 м от центра взрыва, за пределами этой зоны видимых изменений не наблюдалось.

Рис. 29. Схематические диаграммы изменения объема образца снега V и его плотности ρ при последующих ударах $n_{уд}$ (падении контейнера V с заключенным в нем образцом снега).



Уплотнение под действием вибрационных и многократно прикладываемых кратковременных нагрузок определяется величиной нагрузки, продолжительностью ее действия и количеством циклов нагружения. В Институте низких температур (Япония, Саппоро) была проведена серия опытов по уплотнению снега при повторных ударных нагрузках (Kuroiwa, 1975). Снег помещался в цилиндрический контейнер, который с помощью специального приспособления периодически поднимался на высоту 20 см, после чего падал и ударялся о жесткое основание (рис. 29). В данном случае относительное уплотнение может быть выражено эмпирической формулой.

$$\frac{\rho - \rho_0}{\rho} = \frac{a b \rho n_{уд}}{1 + b \rho n_{уд}}, \quad (4.15)$$

где ρ_0 и ρ – начальная и конечная плотности снега; a, b – эмпирические коэффициенты; $n_{уд}$ – количество ударов.

Исходя из этой зависимости, при увеличении количества ударов ($n_{уд} \rightarrow \infty$) плотность снега приближается к некоторой предельной величине ρ_∞ :

$$\rho_\infty = \rho_0 / (1 - a). \quad (4.16)$$

Значения ρ_∞ , a и b для некоторых типов снега приведены в табл. 5.

Наиболее существенное уплотнение происходит при первых ударах, затем интенсивность уплотнения уменьшается. Предельная плотность снега определяется начальной его плотностью, структурой и температурой и, конечно, условиями опыта. Если увеличить ударную нагрузку, то увеличится и предельная плотность. Уплотняемость снега улучшается по мере повышения температуры снега, наибольшему уплотнению подвергается мокрый снег.

Таблица 5

Предельное уплотнение снега при повторных ударах (падение с высоты 20 см с повторяемостью 30 раз в минуту)

Вид снега	Температура θ , °C	Начальная плотность ρ_0 , кг/м ³	ρ_∞ , кг/м ³	a_ρ	b_ρ
Свежий снег с дендритовыми кристаллами	-8	32	88	0,64	0,19
	-8	44	120	0,64	0,20
	-8	76	160	0,54	0,43
	-8	140	340	0,59	0,38
Снег раздробленный, просеянный через сито с диаметром зерен 0,84-2,00 мм	-5	160	250	0,38	0,24
	-34	110	210	0,42	0,11
Снег раздробленный, просеянный через сито с диаметром зерен менее 0,84 мм	-5	220	340	0,37	0,24
	-34	140	250	0,33	0,11
Влажный снег	0	290	490	0,35	0,45
	0	320	560	0,35	0,45
	0	360	600	0,35	0,45

Приемы искусственного уплотнения снега

При температуре снега, близкой к 0°C, эффективно его уплотнение путем приложения статических или динамических нагрузок. По мере понижения температуры снега эффект от приложения нагрузки уменьшается. Повышать давление при уплотнении затруднительно и не всегда рентабельно. Например, при укатке снежного покрова чрезмерное увеличение веса катка может даже ухудшить эффект уплотнения. Поэтому в инженерной практике нашли применение комбинированные способы уплотнения, сочетающие процессы разрушения, перемешивания и сжатия снежной массы, иногда в сочетании с некоторым подогревом.

При механическом разрушении и перемешивании снега происходит разрушение связей между зернами и самих зерен, причем в первую очередь разрушаются наиболее слабые связи. Образуется более однородная масса из округленных зерен, которые даже без давления лучше "упаковываются", чем начальные зерна сложной формы. Механическое сжатие этой массы способствует режеляции зерен и уплотнению снега.

Во время Великой Отечественной войны был накоплен значительный опыт по уплотнению снега при подготовке снеговых покрытий зимних дорог и взлетно-посадочных полос. Наиболее широкое применение получил способ последовательных циклов разрушения и укатки снежного покрова. Разрушение производилось посредством боронования специальными боронами на глубину 50 см. Укатка производилась деревянными катками. Для устройства дороги снежный покров на трассе проходили два раза бороной, затем укатывали катком или гладилкой. Спустя 4-5 ч трассу вторично обрабатывали бороной и снова укатывали, на этот раз утяжеленным катком (Крагельский, 1945). Для создания взлетно-посадочных полос количество циклов разрушения и уплотнения по мере необходимости увеличивалось. При двух циклах обработки снега с начальной плотностью 180 кг/м³ при температуре -10°C спустя 5 ч после второй обработки плотность достигала 440 кг/м³, твердость снега при этом возрастала более чем в 10 раз. Хорошие результаты получаются при уплотнении снега с помощью роторных снегоочистителей. Направляя струю разрушенного снега на заданное место таким образом, чтобы зерна снега ударяли в поверхность ранее отложенного снега, можно получить снег плотностью до 500 кг/м³.

Значительный опыт работ накоплен в Антарктиде при строительстве взлетно-посадочных полос для колесных самолетов.

В 1964 г. на шельфовом леднике Росса вблизи станции Мак-Мердо (США) была создана полоса методом механического уплотнения снега без его тепловой обработки. Первоначальная плотность снега составляла 360 кг/м³, а после уплотнения она увеличилась до 600 кг/м³. Сопротивление снега сдвигу при этом увеличилось от $0,34 \cdot 10^5$ до $3,5 \cdot 10^5$ Па.

С 1968 г. ведутся работы по созданию взлетно-посадочной полосы около станции Молодежная (СССР). В результате экспериментальных работ для прибрежных районов Антарктиды разработана технология искусственного уплотнения снега, включающая ряд операций: предварительное рыхление снега дисковыми боронами, выравнивание поверхности планировщиком-стругом, повторение рыхления дисковыми боронами и уплотнение снега катками на пневматических шинах в три прохода (Аверьянов, Клоков, 1975).

Способы искусственного уплотнения снега путем механического разрушения и уплотнения эффективны при температуре снега выше -5°C. При необходимости уплотнения сухого снега при более низкой температуре можно рекомендовать комбинированный способ разрушения и распыления снега с подогревом воздуха, подаваемого для образования снеговоздушной струи, например путем подачи горячего воздуха к вентилятору роторного снегоочистителя. Зерна снега, захватываемые потоком воздуха, будут частично оплавляться и округляться. Это будет способствовать более компактной упаковке зерен при ударе снеговоздушной струи. Последующая режеляция зерен обеспечит повышенную прочность отложенного снега.

Ползучесть при сдвиге

Ползучестью принято называть медленно и непрерывно увеличивающуюся со временем деформацию твердого тела под воздействием постоянной нагрузки или напряжения при постоянной температуре. Процесс ползучести связан с изменениями формы тела под действием напряжений сдвига. Объемные деформации твердых тел обычно относительно небольшие. Снег в отличие от твердых тел легко уплотняется, причем это уплотнение происходит по законам ползучести. Поэтому для снега выделяют два вида ползучести – сдвиговую и объемную.

Сдвиговая ползучесть представляет собой нарастающее во времени изменение формы заданного образца снега под воздействием напряжений сдвига, без учета объемных изменений (уплотнения). Объемная ползучесть характеризует процесс уплотнения снега.

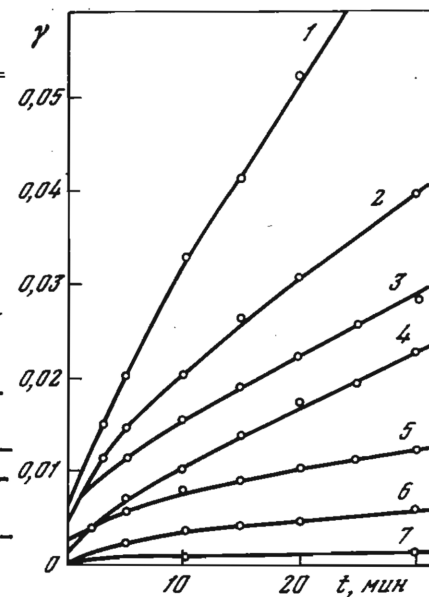
На рис. 30 представлены кривые ползучести снега при чистом сдвиге, полученные при испытаниях цилиндрических образцов снега на кручение. В данном случае изображены кривые ползучести при испытании образцов снега различной плотности при одинаковых крутящих моментах. Как видно из графика, скорость и величина деформации сдвига существенно зависят от плотности снега, уменьшаясь по мере увеличения плотности.

На рис. 31 изображены типичные кривые сдвиговой ползучести снега при чистом сдвиге и сдвиге с одновременным сжатием, представляющие зависимость деформации сдвига от времени при постоянном напряжении сдвига. В момент приложения нагрузки, вызывающей в снеге напряжения сдвига, происходит упругая деформация сдвига, вслед за которой начинается первая стадия ползучести с уменьшающейся во времени скоростью деформирования. Спустя несколько часов после загрузки начинается вторая стадия ползучести, при которой скорость нарастания величины деформации сдвига близка к постоянной. Эту стадию ползучести называют квазивязким течением.

Граница между первой и второй стадиями ползучести носит условный характер и определяется по кривой ползучести как начало ее линейного участка. Скорость квазивязкого течения тем больше, чем больше величина действующего напряжения сдвига.

Рис. 30. Ползучесть снега при чистом сдвиге (кручение образцов снега при $\theta = -5^\circ\text{C}$ и $\tau_{\text{макс}} = 12 \cdot 10^3 \text{ Па}$ (Shinojima, 1967))

1–7 – плотность образцов снега ρ соответственно:
 $\rho_1 = 105, \rho_2 = 127,$
 $\rho_3 = 158, \rho_4 = 172,$
 $\rho_5 = 216, \rho_6 = 257,$
 $\rho_7 = 267 \text{ кг/м}^3$



После достижения определенной критической величины деформации сдвига начинается третья стадия ползучести, характеризующаяся прогрессирующим нарастанием скорости течения, которое заканчивается нарушением сплошности снега и образованием поверхностей скольжения.

Переход в третью стадию ползучести четко проявляется при чистом сдвиге и при сдвиге, происходящем в условиях одноосного растяжения. Если же на плоскости сдвига помимо напряжений сдвига действуют сжимающие напряжения, то одновременно с деформациями сдвига происходит уплотнение снега вследствие объемной ползучести. По мере уплотнения снег упрочняется, скорость сдвига при заданном напряжении уменьшается и кривые ползучести постепенно выполаживаются.

Возможны случаи, когда из-за упрочнения снега переход в стадию ускоряющейся ползучести при заданном напряжении сдвига становится невозможным (см. рис. 31, пунктирная кривая для τ_2).

В тех случаях, когда при испытаниях снега задается постоянная скорость нарастания деформации сдвига, сопротивление снега увеличивается сначала быстро, затем с уменьшающейся скоростью, пока не достигнет величины, соответствующей стадии установившейся

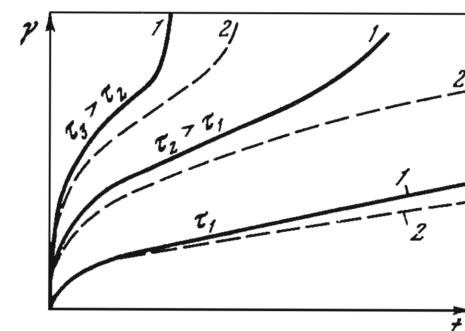


Рис. 31. Кривые ползучести при плоском сдвиге
 1 – чистый сдвиг;
 2 – сдвиг при наличии нагрузки, вызывающей уплотнение снега

ползучести. Длительное деформирование с малой скоростью приводит к повышению сопротивления снега сдвигу из-за его упрочнения. Деформирование со скоростью больше некоторой критической приводит со временем к расслаблению снега и его разрушению, что соответствует третьей стадии ползучести.

В стадии квазивязкого течения зависимость скорости деформации сдвига $\dot{\gamma}$ от величины действующего напряжения сдвига τ близка к линейной

$$\dot{\gamma} = \frac{\tau}{\eta}, \quad (5.1)$$

где η — коэффициент сдвиговой вязкости.

Коэффициент сдвиговой вязкости связан с коэффициентами компрессионной η_k и объемной η_0 вязкостей и коэффициентом вязкого бокового расширения ν (см. рис. 28) выражением

$$\eta = \frac{1 - 2\nu}{2(1 - \nu)} \eta_k = \frac{3(1 - 2\nu)}{2(1 + \nu)} \eta_0 = \frac{3}{4}(\eta_k - \eta_0), \quad (5.2)$$

Величина η зависит от плотности, температуры и структуры снега и увеличивается по мере уплотнения снега, понижения температуры и увеличения размеров зерен.

Методика испытаний снега на сдвиг сложная и недостаточно разработана, поэтому фактических данных о величине коэффициента сдвиговой вязкости в опубликованных работах крайне мало. Величину коэффициента вязкости чаще всего определяют по данным испытаний снега на одноосное сжатие с возможностью бокового расширения или в условиях сложного напряженного состояния. В таких случаях возникают погрешности из-за того, что принимаемые для расчетов уравнения деформирования снега не всегда полностью описывают реальное поведение снега. Существенные ошибки возникают также из-за сложности определения установившейся скорости ползучести. При кратковременных испытаниях на ползучесть экспериментатор наблюдает лишь первую стадию ползучести с уменьшающейся скоростью деформирования, поэтому измеренная скорость деформации всегда больше установившейся скорости деформирования во второй стадии ползучести. В результате вычисленное значение коэффициента вязкости получается меньше его значения, соответствующего установившейся стадии ползучести. При длительном деформировании происходит упрочнение снега вследствие увеличения относительной поверхности контактов между зернами, в результате чего численное значение коэффициента вязкости возрастает.

На рис. 32 представлена зависимость величины η от плотности снега, полученная на основании кратковременных испытаний снега на одноосное сжатие. На рис. 33 показаны значения η , вычисленные по скоростям течения естественного снежного покрова на склонах гор в Приэльбрусье. Сопоставление этих данных показывает, что величина коэффициента сдвиговой вязкости при течении естественного снежного покрова на склоне меньше величины η , определя-

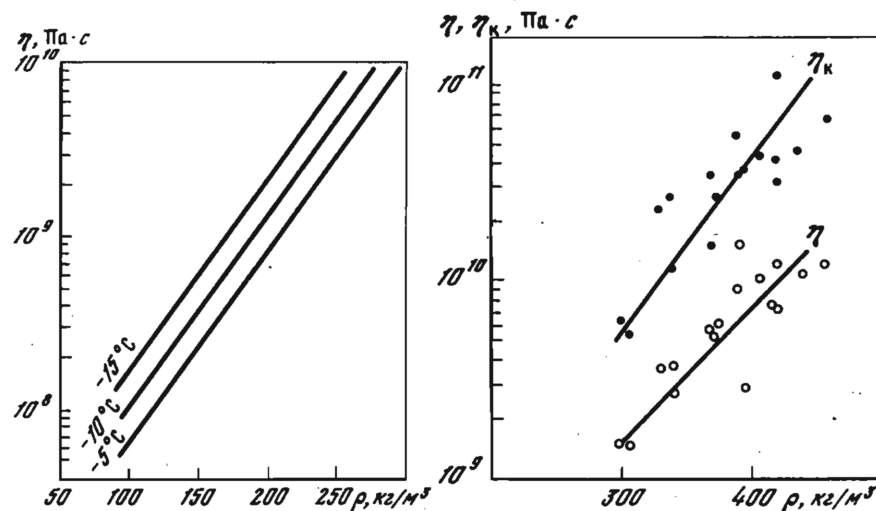


Рис. 32. Зависимость коэффициента сдвиговой вязкости η от плотности снега ρ по данным кратковременных опытов на одноосное сжатие при постоянной нагрузке (Shinojima, 1967)

Рис. 33. Значения коэффициентов сдвиговой η и компрессионной η_k вязкости снежного покрова на склонах гор при температуре от -1 до -6°C (по данным наблюдений А.Е. Бермана за сползанием и уплотнением снега в Приэльбрусье в 1971 г.)

мой при испытаниях на ползучесть снега аналогичной плотности в условиях одноосного сжатия.

Коэффициент сдвиговой вязкости увеличивается с понижением температуры в экспоненциальной зависимости, аналогичной зависимости для коэффициента компрессионной вязкости (4.9). На рис. 34 представлены фактические данные, подтверждающие эту зависимость при температуре ниже -5°C . При температуре около 0°C наблюдаются отклонения от этой зависимости, чаще в сторону увеличения значения η , что связано с процессом уплотнения снега. В мокром снеге деформации сдвига вызывают уплотнение снега, поэтому в процессе ползучести его вязкость увеличивается.

Влияние структуры снега на величину η изучено недостаточно. Есть основания утверждать, что коэффициент сдвиговой вязкости, так же как и коэффициент компрессионной вязкости, тем больше, чем крупнее зерна снега. Величина η возрастает по мере увеличения относительной контактной поверхности.

Нарастание деформации сдвига γ_t под действием постоянного сдвигающего напряжения τ в первой стадии ползучести описывается уравнением

$$\gamma_t = \gamma_{\text{нач}} + \frac{\tau}{\eta}(t + B_t), \quad (5.3)$$

где $\gamma_{\text{нач}}$ — начальная деформация в момент приложения нагрузки

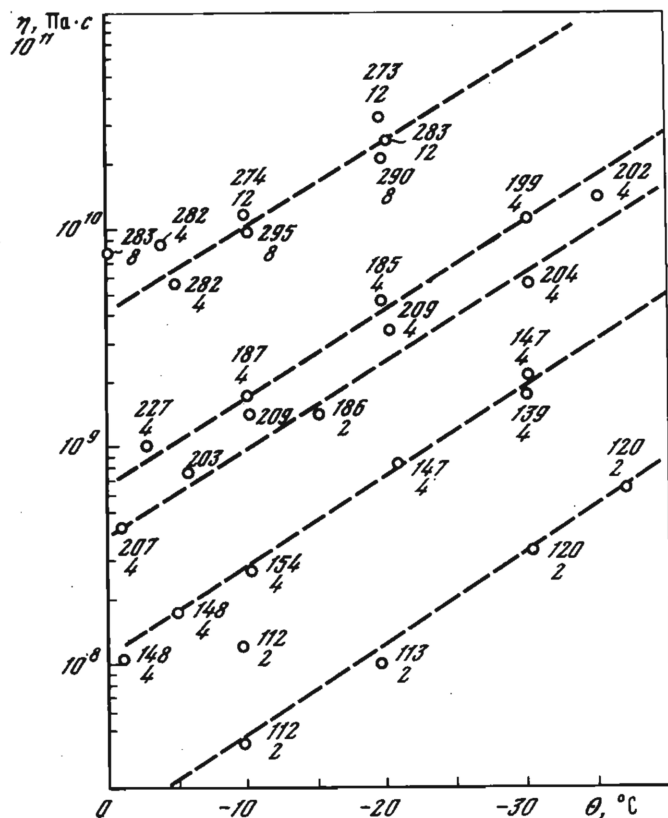


Рис. 34. Зависимость коэффициента сдвиговой вязкости снега η от температуры θ по данным опытов на одноосное сжатие (Shinojima, 1967)

Верхнее число показывает плотность снега, кг/м^3 ; нижнее — напряжение сжатия $\sigma_{сж} \cdot 10^3 \text{ Па}$

(упругая деформация и деформация вследствие начальной перекомпоновки зерен); t — время; B_t — функция, характеризующая ползучесть в первой стадии, за вычетом квазивязкого течения.

Функция B_t устанавливается на основании экспериментальных исследований снега на ползучесть. Ее можно выразить реологической моделью Кельвина — Фойгта (2.24) в виде

$$B_t = t_0 \left[1 - \exp\left(-\frac{t}{t_0}\right) \right] \quad (5.4)$$

или эмпирической формулой (Войтковский, 1973)

$$B_t = \frac{a_0 t_0 t}{1 + a_0 t}, \quad (5.5)$$

где a_0 и t_0 — эмпирические коэффициенты.

Функция B_t меняется от 0 при $t = 0$ до t_0 при $t > 20$ ч; $t_0 = 5-20$ ч.

Ползучесть при одноосном сжатии

Величина относительного сжатия призматических и цилиндрических образцов снега под действием нагрузки складывается из упругой деформации ϵ_y , уплотнения $\epsilon_{упл}$ и пластической деформации ϵ_p

$$\epsilon = \epsilon_y + \epsilon_{упл} + \epsilon_p. \quad (5.6)$$

Величина ϵ_p в данном случае характеризует сдвиговые деформации, обуславливающие боковое расширение образца. Она нарастает в соответствии с описанными закономерностями ползучести при сдвиге.

При постоянной нагрузке во второй стадии ползучести скорость квазивязкого сжатия образца описывается уравнением

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_{упл} + \dot{\epsilon}_p = \frac{\sigma}{3\eta_0} + \frac{\nu}{1+\nu} \frac{\sigma}{\eta} = \frac{\sigma}{2(1+\nu)\eta}, \quad (5.7)$$

где η_0 и η — коэффициенты объемной и сдвиговой вязкости соответственно; ν — коэффициент вязкого бокового расширения. Нарастание деформации в первой стадии ползучести можно описать уравнением, аналогичным уравнению (5.3):

$$\epsilon_t = \epsilon_{нач} + \frac{\sigma}{2(1+\nu)\eta} (t + B_t), \quad (5.8)$$

где $\epsilon_{нач}$ — начальная деформация в момент приложения нагрузки, состоящая из упругой деформации и начального уплотнения; B_t — функция, характеризующая ползучесть в первой стадии за вычетом установившейся ползучести ((5.4), (5.5)).

При использовании уравнений (5.7) и (5.8) необходимо учитывать изменение коэффициентов вязкости и бокового расширения по мере уплотнения снега в процессе его сжатия.

Коэффициент бокового расширения ν при сжатии снега плотностью менее 300 кг/м^3 не превышает 0,1 и в среднем составляет $\bar{\nu} = 0,03$ (рис. 35). Эти данные указывают на то, что при одноосном сжатии рыхлого снега боковое расширение незначительно и деформация происходит преимущественно вследствие уплотнения.

Уплотнение снега при сжатии вызывает увеличение коэффициента сдвиговой вязкости и соответственно уменьшение скорости ползучести. В результате этого кривые ползучести во второй стадии имеют тенденцию к уменьшению наклона (рис. 36) и стадия ускоряющейся ползучести не наблюдается.

Если образец снега подвергается одноосному сжатию с постоянной скоростью деформации, то сопротивление образца сжатию вначале быстро нарастает пропорционально величине относительной деформации, затем скорость увеличения сопротивления уменьшается (рис. 37). После достижения стадии квазивязкого сжатия увеличение сопротивления соответствует изменению коэффициента вязкости снега вследствие его уплотнения при сжатии. Зависимость между величиной сопротивления сжатию и скоростью сжатия описывается уравнением, аналогичным уравнению (5.7) для квазивязкого сжатия при постоянной нагрузке.

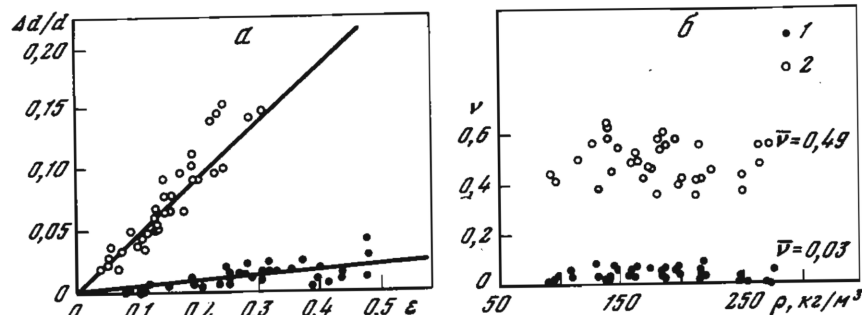


Рис. 35. Изменение относительной величины диаметра образца снега $\Delta d/d$ (расширение при сжатии и сужение при растяжении) в зависимости от относительной деформации при одноосном сжатии или растяжении ϵ (а) и изменение коэффициента бокового расширения ν в зависимости от плотности снега ρ (б) при $\theta = -5^\circ\text{C}$ (Shinojima, 1967)

1 - сжатие; 2 - растяжение

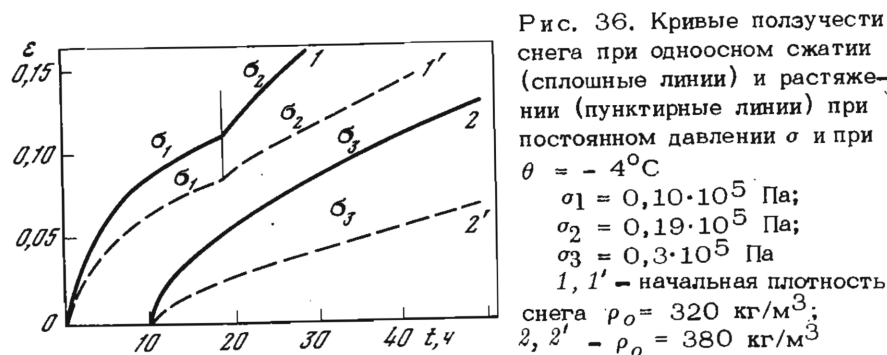


Рис. 36. Кривые ползучести снега при одноосном сжатии (сплошные линии) и растяжении (пунктирные линии) при постоянном давлении σ и при $\theta = -4^\circ\text{C}$

$\sigma_1 = 0,10 \cdot 10^5$ Па;

$\sigma_2 = 0,19 \cdot 10^5$ Па;

$\sigma_3 = 0,3 \cdot 10^5$ Па

1, 1' - начальная плотность

снега $\rho_0 = 320 \text{ кг/м}^3$;
2, 2' - $\rho_0 = 380 \text{ кг/м}^3$

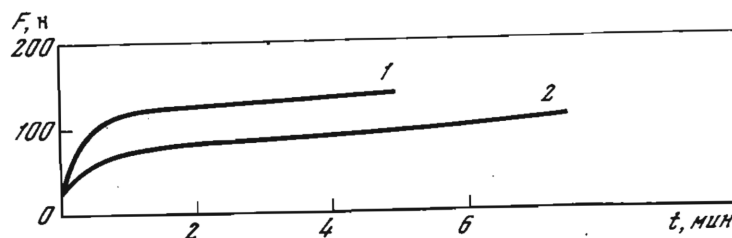


Рис. 37. Сопротивление F снега одноосному сжатию с постоянной скоростью v (Salm, 1971)

Образцы снега цилиндрические $l = 150 \text{ мм}$; $d = 50 \text{ мм}$; $\rho_0 = 270 \text{ кг/м}^3$; $\theta = -9^\circ\text{C}$; 1 - $v_1 = 1,0$; 2 - $v_2 = 0,1 \text{ мм/мин}$

Ползучесть при растяжении

Закономерности ползучести снега при растяжении в общих чертах аналогичны описанным закономерностям ползучести при сдвиге. Так же как и при сдвиге, вслед за начальной упругой деформацией наблюдается первая стадия ползучести с уменьшающейся скоростью, переходящая в стадию квазивязкого течения. После достижения некоторой критической деформации растяжения начинается прогрессирующее течение, заканчивающееся разрушением образца снега (рис. 38).

Для сопоставления закономерностей ползучести снега при одноосном сжатии и растяжении на рис. 39 представлены кривые ползучести, полученные при испытаниях в аналогичных условиях.

Для этого из однородных слоев снега вырезались попарно идентичные по своей структуре и плотности образцы для испытаний на одноосное сжатие и растяжение. Образцы каждой пары устанавливались в холодной камере и загружались таким образом, что напряжение растяжения в одном образце в начале опыта точно соответствовало величине напряжения сжатия в другом. Как видно из приведенных кривых, скорость ползучести и величина относительной деформации снега за любой промежуток времени от момента нагружения при растяжении в 1,4–2 раза меньше соответствующих величин при одноосном сжатии. Таким образом, наблюдается своеобразный эффект увеличения скорости ползучести под действием сжимающих напряжений на плоскостях сдвига, обусловленный спецификой механических свойств кристаллов льда.

Объемное сжатие мало влияет на ползучесть кристаллов льда, тем не менее оно не замедляет, а, наоборот, увеличивает скорость ползучести. При сжатии снега на контактах между зернами возникают локальные повышенные напряжения сжатия и сдвига, которые резко увеличивают скорости ползучести льда вблизи контактов и облегчают относительные сдвиги зерен, так как скорости деформации увеличиваются в степенной зависимости от величины напряжений сдвига. Положение двух зерен на линии, параллельной направлению сжатия образца снега, когда на контакте между этими зернами действует только усилие сжатия, неустойчиво. Малейшая неод-

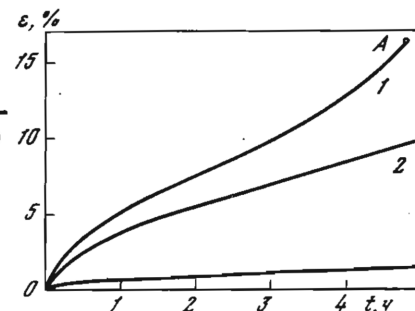
Рис. 38. Кривые ползучести снега при растяжении ($\theta = -9,5^\circ\text{C}$)

Начальная плотность снега $\rho_0 = 310 \text{ кг/м}^3$; напряжение

σ : 1 - $\sigma_1 = 12 \cdot 10^3$ Па; 2 -

$\sigma_2 = 7,5 \cdot 10^2$ Па; 3 - $\sigma_3 =$

$= 5 \cdot 10^2$ Па; А - разрыв образца



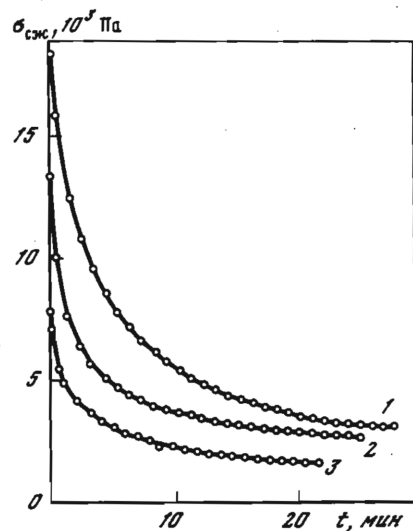


Рис. 39. Кривые релаксации напряжений $\sigma_{сж}$ в условиях одноосного сжатия (после предварительного сжатия, изображенного на рис. 27; характеристики кривых те же)

нородность приводит к тому, что одно из зерен начинает отклоняться от линии сжатия и на контакте наряду с усилением сжатия возникают усилия, сдвигающие одно зерно относительно другого. Возникающие напряжения сдвига способствуют нарастанию относительных смещений зерен и внедрению зерен одного слоя между зернами другого. При таком механизме воз-

можно значительное уплотнение снега за счет пластических деформаций зерен без существенных нарушений сплошности зерен и связей между ними.

При растяжении образца снега всегда появляются такие связи между зернами, которые при относительном удалении зерен разрываются. А так как сопротивление льда разрыву намного больше, чем среднее напряжение растяжения в снеге, то в таких связях, где условия для пластической деформации сдвига ограничены, возникают повышенные усилия растяжения, которые частично разгружают соседние участки. В результате такой концентрации усилий растяжения в некоторых из связей между зернами величина усилий сдвига в соседних связях уменьшается по сравнению с аналогичной величиной при сжатии снега, соответственно уменьшается и скорость общей деформации. Необходимость разрыва некоторых связей между зернами ограничивает предельную величину относительного удлинения образца снега к моменту его разрушения, которая оказывается значительно меньше возможной величины относительного сжатия снега.

При длительном растяжении характерен переход в третью стадию ползучести, заканчивающуюся разрывом образца снега.

Удлинение образца снега при растяжении происходит преимущественно за счет сдвиговых деформаций и уменьшения поперечных размеров образца. Плотность снега в процессе растяжения изменяется мало – или несколько уменьшается, или увеличивается. Коэффициент вязкого бокового расширения (аналог коэффициента Пуассона) ν для снега плотностью менее 300 кг/м^3 колеблется от 0,4 до 0,6 (см. рис. 35). В тех случаях, когда $\nu > 0,5$, происходило уплотнение снега. Уплотнение снега в процессе одноосного растяжения является любопытным фактом, который обуславливается особеннос-

тями динамики связей между зернами снега. Отчетливое разуплотнение снега при растяжении наблюдается лишь при переходе в третью стадию ползучести в местах потенциального разрушения образца.

Коэффициент сдвиговой вязкости при растяжении обычно несколько больше, чем при одноосном сжатии.

Ползучесть в условиях сложного напряженного состояния

Деформирование снега наиболее часто происходит в условиях сложного напряженного состояния, когда одновременно действуют напряжения сжатия и сдвига. Например, в снежном покрове на ровных горных склонах действуют сжимающие напряжения в направлении, перпендикулярном к поверхности склона, и сдвигающие усилия – в направлении, параллельном склону. В местах неровностей склона и около препятствий картина напряженного состояния снежного покрова существенно усложняется.

Деформация снега при любом сложном напряженном состоянии, так же как и в описанном случае одноосного сжатия, складывается из упругой деформации, уплотнения и деформаций сдвига. Аналогичны и общие закономерности ползучести.

Напряженное состояние в заданной точке сплошной среды обычно характеризуют тензором напряжений T_σ , который можно представить в виде суммы шарового тензора T_σ^0 и девиатора напряжений D_σ :

$$T_\sigma = T_\sigma^0 + D_\sigma, \quad (5.9)$$

где

$$T_\sigma = \begin{vmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{yz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{vmatrix}; \quad T_\sigma^0 = \begin{vmatrix} \sigma_{ср} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{ср} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{ср} \end{vmatrix};$$

$$D_\sigma = \begin{vmatrix} \sigma_x - \sigma_{ср} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yz} & \sigma_y - \sigma_{ср} & \tau_{yx} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z - \sigma_{ср} \end{vmatrix};$$

$\sigma_{ср} = (\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z) / 3 = I_1 / 3$ – среднее напряжение сжатия; I_1 – первый инвариант тензора напряжений.

В тех случаях, когда все три главных напряжения в снеге – сжимающие, уплотнение снега практически зависит лишь от первого инварианта напряжений и не зависит от девиатора напряжений.

Это позволяет выражать установившуюся скорость сдвиговых деформаций снега (вторую стадию ползучести) уравнением

$$D_{\epsilon} = D_{\sigma} / 2\eta, \quad (5.10)$$

где

$$D_{\epsilon} = \begin{vmatrix} \dot{\epsilon}_x - \dot{\epsilon}_{\text{ср}} & \frac{1}{2}\dot{\gamma}_{xy} & \frac{1}{2}\dot{\gamma}_{xz} \\ \frac{1}{2}\dot{\gamma}_{yx} & \dot{\epsilon}_y - \dot{\epsilon}_{\text{ср}} & \frac{1}{2}\dot{\gamma}_{yz} \\ \frac{1}{2}\dot{\gamma}_{zx} & \frac{1}{2}\dot{\gamma}_{zy} & \dot{\epsilon}_z - \dot{\epsilon}_{\text{ср}} \end{vmatrix} \quad - \text{девиатор скоростей деформации.}$$

Нарастание величины деформации сдвига в первой стадии ползучести при постоянном напряженном состоянии можно по аналогии с уравнением (5.3) представить зависимостью

$$D_{\epsilon}(t) = D_{\epsilon(\text{нач})} + \frac{D_{\sigma}}{2\eta}(t + B_t), \quad (5.11)$$

где $D_{\epsilon(\text{нач})}$ и $D_{\epsilon}(t)$ — девиаторы деформаций в начальный момент после приложения нагрузки и через промежуток времени t .

При расчетах деформаций сдвига необходимо учитывать, что одновременно с ними происходит уплотнение снега

$$\rho_t = \frac{\rho_0 + \Delta\rho_{\text{нач}}}{1 + \frac{\sigma_{\text{ср}}}{3\eta_0}(t + B_t)}, \quad (5.12)$$

где ρ_0 — плотность снега до загрузки; $\Delta\rho_{\text{нач}}$ — увеличение плотности во время загрузки; η_0 — коэффициент объемной вязкости.

Уплотнение снега в свою очередь вызывает увеличение коэффициентов объемной и сдвиговой вязкости.

Если главные напряжения имеют различные знаки, т.е. когда наряду с сжимающими напряжениями в направлении одних осей действуют напряжения растяжения по другим осям, то необходимо дополнительно учитывать возможные изменения интенсивности уплотнения снега в зависимости от величины максимального напряжения сдвига и их влияние на деформации сдвига.

Релаксация напряжений

Релаксацией называется явление убывания силы сопротивления деформируемого под действием внешнего усилия снега при сохранении постоянной деформации. Наиболее простым примером релаксации напряжений в снеге могут служить опыты по одноосному сжатию образцов снега на испытательной машине с постоянной скоростью

деформирования в момент прекращения поступательного движения поршня, давящего на образец. Сжимающие напряжения в образце снега уменьшаются сначала очень интенсивно, затем с замедляющейся во времени скоростью, асимптотически приближаясь к нулю (см. рис. 39). Аналогичный процесс уменьшения напряжений наблюдается после прекращения нарастания величины деформаций при сдвиге, растяжении, вдавливании штампов и других видах деформирования.

В соответствии с реологической моделью Максвелла (см. рис. 16) закон убывания напряжений при одноосном сжатии выражается уравнением

$$\sigma_t = \sigma_0 \exp\left(-\frac{Et}{2(1+\nu)\eta}\right), \quad (5.13)$$

где t — время от начала процесса релаксации напряжений; σ_0 — напряжение при $t = 0$; E — модуль упругости; η — коэффициент сдвиговой вязкости; ν — коэффициент вязкого бокового расширения.

Это уравнение получается из уравнения (2.23) при $d\epsilon/dt = 0$ и $\eta_M = 2(1+\nu)\eta$.

Если использовать более точное уравнение деформирования снега (5.8), то закон убывания напряжений при одноосном сжатии выразится зависимостью

$$\sigma_t = \sigma_0 \exp\left[-\frac{E}{2(1+\nu)\eta}(t + B_t)\right]. \quad (5.14)$$

Время, в течение которого напряжения уменьшаются в e раз, т.е. когда $\sigma_t = \sigma_0/2,7$, называют временем релаксации.

Время релаксации в зависимости от упругих и вязких свойств снега и условий его деформирования составляет от 1 мин до нескольких часов. Оно тем больше, чем больше плотность и ниже температура снега и чем медленнее происходили деформации снега до начала релаксации.

Ползучесть при переменных нагрузках

В случае изменения нагрузки скорость деформации снега резко изменяется, при этом в течение некоторого (до нескольких часов) промежутка времени после изменения нагрузки характер изменения деформации и ее скорость зависят как от величины действующих напряжений, так и условий до изменения нагрузки.

Быстрое увеличение нагрузки вызывает скачкообразное увеличение скорости деформации с последующим ее уменьшением до величины, соответствующей скорости установившейся ползучести при новой нагрузке.

При уменьшении нагрузки происходит скачкообразное уменьшение общей деформации на величину упругой деформации, затем еще несколько минут деформация уменьшается за счет упругого последствия, после чего деформация начинает увеличиваться (см. рис. 14).

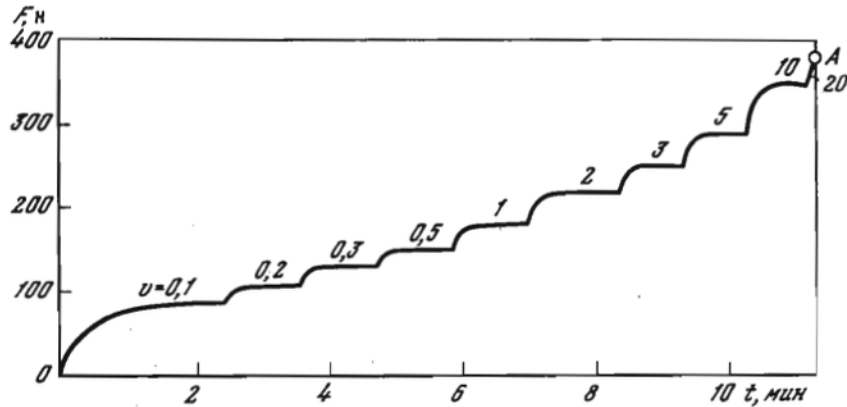


Рис. 40. Изменение сопротивления снега F одноосному сжатию при изменении скорости сжатия v (Salm, 1971)

Образец снега цилиндрический. $l = 150$ мм; $d = 50$ мм; $\rho_0 = 270$ кг/м³; $\theta = -9^\circ\text{C}$; v — скорость сжатия, мм/мин. A — разрушение

В случае одноосного сжатия деформацию снега после изменения нагрузки от σ_1 до σ_2 можно оценить уравнением

$$\Delta \epsilon_t = \Delta \epsilon_{\text{нач}} + \frac{\sigma_2 t + (\sigma_2 - \sigma_1) B_t}{2(1 + \nu)\eta}, \quad (5.15)$$

где $\Delta \epsilon_{\text{нач}}$ — деформация во время изменения нагрузки; t — время от момента изменения нагрузки.

Аналогичным образом можно оценить деформации после изменения нагрузки и при сложном напряженном состоянии.

Так как влияние предшествующей нагрузки ограничено во времени несколькими часами, то при медленных изменениях нагрузки и при оценке деформаций за более продолжительные промежутки времени расчетную формулу (5.15) можно упростить, считая, что сразу же после изменения нагрузки устанавливается новая скорость деформации, соответствующая установившейся ползучести при новой нагрузке:

$$\Delta \epsilon_t = \Delta \epsilon_{\text{нач}} + \frac{\sigma_2 t}{2(1 + \nu)\eta}. \quad (5.16)$$

В этом случае величину дополнительной деформации в первой стадии ползучести, определяемой членом уравнения $(\sigma_2 - \sigma_1)B_t / 2(1 + \nu)\eta$, следует включать в начальную деформацию $\epsilon_{\text{нач}}$.

Изменение скорости сжатия снега приводит к изменению его сопротивления (рис. 40). В момент увеличения скорости сжатия происходит скачкообразное увеличение сопротивления, после чего сопротивление продолжает увеличиваться с замедляющейся скоростью. При уменьшении скорости сжатия уменьшается и сопротивление снега.

Разрушение снега

Пределом прочности материала обычно называется величина напряжения, при которой он разрушается. Для снега установить такую величину затруднительно. Ввиду значительной роли явлений ползучести и уплотнения начало разрушения снега и соответствующая этому величина внутренних напряжений существенно зависят от скорости приложения нагрузки, условий деформирования и других факторов. В ряде случаев возникают затруднения даже с установлением признаков разрушения.

Видимое разрушение деформируемого массива или образца из снега с разделением на части наблюдается при сдвиге и растяжении, когда эти деформации превышают некоторые пределы и приводят к нарушению сплошности путем среза или разрыва. Разрушения при этом могут иметь как хрупкий, так и вязкий характер. Нарушения сплошности происходят также при хрупком разрушении под действием одно- или двухосных сжимающих усилий. Разрушение обычно происходит при больших нагрузках или при быстром деформировании, когда деформации ползучести невелики по сравнению с величиной упругой деформации при разрушающей нагрузке. Во всех остальных случаях деформирования мы имеем дело лишь с разрушением первоначальной структуры снега и возникновением новой структуры без нарушения сплошности массива. Наиболее четкие критерии разрушения и соответственно прочностные характеристики можно установить для случаев хрупкого разрушения при больших нагрузках или при быстром деформировании. В этих случаях характеристикой прочности снега является максимальное напряжение в момент разрушения. Если же разрыв или срез сопровождаются существенными деформациями ползучести и имеют вязкий характер, то критерии разрушения и прочностные характеристики теряют свою четкость.

Чтобы охарактеризовать условия вязкого разрушения снега, необходимо учитывать не только величину напряжений, но и время их действия, величину и скорость нарастания деформации, а также возможность изменения плотности, структуры, реологических параметров и самих прочностных свойств снега в процессе его деформирования. Еще труднее установить критерии разрушения структурных связей между зернами снега под действием сжимающих усилий.

В качестве признака вязкого разрушения чаще всего принимается переход процесса деформирования в стадию прогрессивной пол-

зучести. Признаком разрушения при сжатии может служить переход от вязкого уплотнения к разрушительной усадке.

Критерии разрушения снега описываются в виде зависимостей между компонентами напряжений и параметрами, характеризующими свойства снега и условия его разрушения. Эти зависимости могут быть эмпирическими или основываться на физических моделях применительно к различным видам разрушения.

Прочность при сдвиге

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

Экспериментальные исследования показывают, что предельное (разрушающее) сопротивление снега плоскостному сдвигу при быстром нагружении $\tau_{пр}$ может быть описано уравнением первой степени от нормального давления p на поверхности среза

$$\tau_{пр} = C_{мгн} + p \operatorname{tg} \phi, \quad (6.1)$$

где $C_{мгн}$ — сопротивление снега быстрому сдвигу при отсутствии напряжений сжатия, называемое условно сцеплением; $\operatorname{tg} \phi$ — коэффициент внутреннего трения.

Такая форма выражения величины $\tau_{пр}$ привлекает исследователей своей простотой и тем, что она соответствует теории разрушения Мора — Кулона, широко применяемой в механике грунтов. Вместе с тем она имеет ряд ограничений.

Величина $p \operatorname{tg} \phi$ по замыслу характеризует сопротивление сдвигу после разрушения связей и образования поверхности сдвига. Однако остается дискуссионным вопрос о том, могут ли эти силы проявляться в полной мере, пока не будет полностью нарушено сцепление. Кроме этого, давление p вызывает изменения связей между зернами и соответственно может в какой-то степени изменить величину сцепления. Еще больше дискуссионных вопросов возникает при вязком разрушении.

Параметры $C_{мгн}$ и $\operatorname{tg} \phi$ определяют на основании полевых или лабораторных испытаний снега на сдвиг. Наиболее простым способом являются испытания на сдвиг с помощью сдвиговой рамки и динамометра (Руководство по снеголавинным работам, 1965). Прямоугольная рамка вдавливаются в мягкий снег на подготовленной полке в шурфе до опробуемого горизонта (рис. 41). В плотном снеге подготавливается выступ по размеру сдвиговой рамки, на который надевается рамка. Вокруг рамки снег расчищается, а контакт снега внутри рамки с нижерасположенным массивом остается нетронутым. Через тросик и динамометр к рамке прилагается плавно нарастающее усилие и по динамометру фиксируется максимальное значение усилия $N_{ср}$ перед срезом. Направление действия усилия должно быть строго параллельным плоскости сдвига, а время действия минималь-

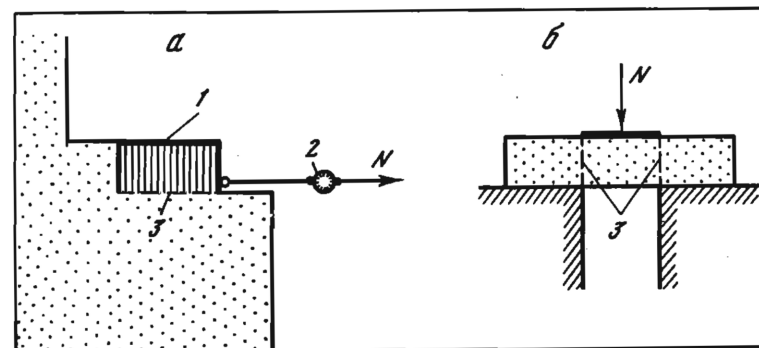


Рис. 41. Схема упрощенных испытаний снега на сдвиг

а — в стенке шурфа с помощью сдвиговой рамки; б — двойной срез образца снега; 1 — сдвиговая рамка; 2 — динамометр; 3 — плоскость среза

ным (обычно в пределах 10 с), чтобы свести до минимума деформации ползучести.

Сопротивление снега сдвигу $\tau_{пр}$ в этом случае определяется по величине сдвигающего усилия, требуемого для среза снега

$$\tau_{пр} = N_{ср} / F, \quad (6.2)$$

где F — площадь среза, равная площади рамки.

Рамка с заключенным в нее снегом взвешивается. После этого рамку со снегом устанавливают на первоначальное место и определяют сопротивление сдвигу как силу $N_{ср}$, требуемую для повторного сдвига рамки со снегом.

По этим данным определяется мгновенное сцепление

$$C_{мгн} = N_{ср} - \bar{N}_{ср} / F \quad (6.3)$$

и коэффициент внутреннего трения

$$\operatorname{tg} \phi = \bar{N}_{ср} / G.$$

где G — вес рамки со снегом.

Аналогичный метод определения параметров сопротивления сдвигу может быть применен в лабораторных условиях на монолитах, вырезанных из снежного покрова.

В качестве разновидности способа среза с помощью сдвигающих рамок применяют дополнительную пригрузку снега в рамках. В этом случае можно испытывать один и тот же слой снежного покрова или определять сопротивление сдвигу на границе между слоями при различных дополнительных нагрузках на сдвигаемый объем снега. По двум таким испытаниям на сдвиг при различных нагрузках определяются значения $C_{мгн}$ и $\operatorname{tg} \phi$.

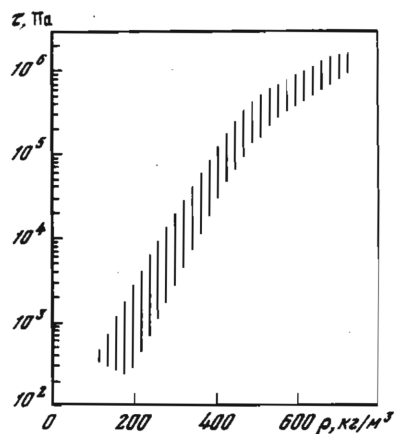


Рис. 42. Зависимость сопротивления сухого связного снега быстрому сдвигу τ от плотности ρ при малых значениях давления на плоскости среза и при температуре от -3 до -10°C (Mellor, 1974)

Заштрихованная площадь — область разброса экспериментальных точек

Для определения сопротивления сдвигу можно использовать также данные испытаний снега на двойной срез, испытаний на сдвиг в условиях трехосного сжатия или результаты наблюдений за обрушением снега на склонах гор.

На рис. 42 приведены пределы изменения величины сопротивления сухого снега быстрому сдвигу при малых значениях давления на плоскости среза, т.е. когда $\tau_{\text{пр}} \approx C_{\text{МГН}}$. Этот график является результатом проведенного М. Мэллором (Mellor, 1974) обобщения

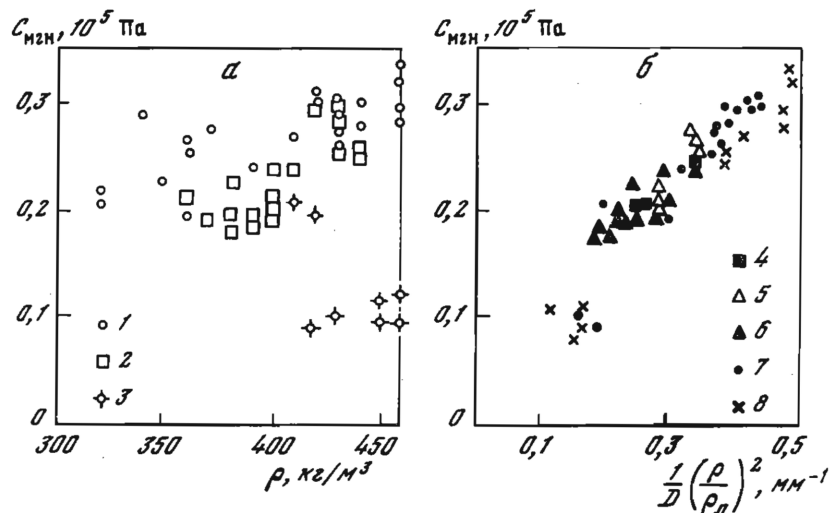


Рис. 43. Зависимости мгновенных сил сцепления снега $C_{\text{МГН}}$ от плотности ρ (а) и от величины $1/D (\rho/\rho_{\text{л}})^2$ (б) при $\theta = -6^\circ\text{C}$, по данным М.Н. Лаптева (Войтковский и др., 1976)

1 — мелкозернистый снег с зернами $D < 1 \text{ мм}$; 2 — среднезернистый снег, $D = 1 \div 2 \text{ мм}$; 3 — крупнозернистый снег, $D > 2 \text{ мм}$; 4 — плотность снега $\rho = 320 \div 340 \text{ кг/м}^3$; 5 — $\rho = 350 \div 370 \text{ кг/м}^3$; 6 — $\rho = 380 \div 400 \text{ кг/м}^3$; 7 — $\rho = 410 \div 430 \text{ кг/м}^3$; 8 — $\rho = 440 \div 460 \text{ кг/м}^3$

многочисленных результатов экспериментов по определению сопротивления снега сдвигу, проведенных различными исследователями. Из графика видно, что величина сопротивления сдвигу может меняться на четыре порядка в зависимости от плотности снега. Наряду с общей тенденцией увеличения сил сцепления по мере уплотнения снега наблюдается большой разброс экспериментальных данных о величине сил сцепления для различных типов снега при одинаковых плотностях (рис. 43). При нанесении этих же данных на график $C_{\text{МГН}} - (\rho/\rho_{\text{л}})^2 D^{-1}$ (D — диаметр усредненного по объему шаровидного зерна снега, мм) получается довольно четкая линейная зависимость. Это значит, что для различных типов снега при одинаковых его плотностях $C_{\text{МГН}}$ изменяется в обратно пропорциональной зависимости от величины диаметра зерен снега.

Величина сил сцепления определяется структурой снега и главным образом параметрами, характеризующими связи между зернами, в частности величиной относительной контактной поверхности $a_{\text{к}}$ (2.5).

Влияние плотности на прочностные характеристики обусловлено тем, что по мере уплотнения снега меняется и величина $a_{\text{к}}$.

Чем ниже температура, тем больше величина сил сцепления. При температуре ниже -5°C наблюдается линейная зависимость величины $C_{\text{МГН}}$ от температуры (рис. 44). При повышении температуры снега выше -5°C наблюдается более резкое уменьшение величины $C_{\text{МГН}}$, особенно при приближении значений температуры к 0°C , когда на поверхности кристаллов появляются пленки воды. В мокром снеге сцепление уменьшается по мере увлажнения снега (табл. 6).

Средние значения $C_{\text{МГН}}$ и $\text{tg} \phi$ для различных типов сухого снега приведены в табл. 7.

Предельное (разрушающее) сопротивление снега сдвигу достигает наибольшей величины при быстром ("мгновенном") срезе. При медленном сдвиге сопротивление значительно уменьшается. Это значит, что разрушение снега может происходить при напряжениях сдвига,

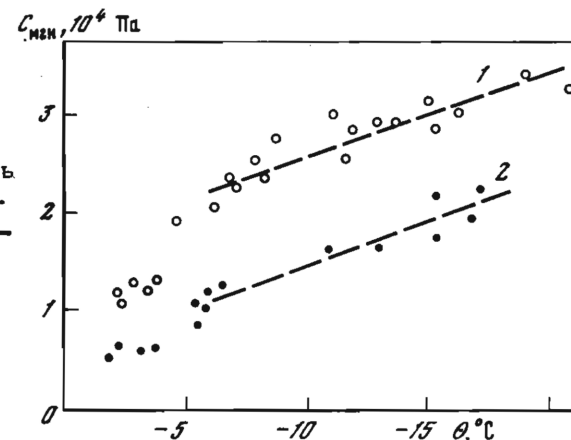


Рис. 44. Зависимость мгновенных сил сцепления $C_{\text{МГН}}$ от температуры θ снега, по данным М.Н. Лаптева ($\rho = 380 \text{ кг/м}^3$)

1 — средний диаметр зерен снега $D = 1 \text{ мм}$;
2 — $D = 1,6 \text{ мм}$

Таблица 6

Силы сцепления и сопротивления снега разрыву при увлажнении, по данным М.Н. Лаптева (Савельев, Лаптев и др., 1967)

Вид снега	Средний диаметр зерен, мм	Плотность, кг/м ³	Влажность, %	$C_{мгн}$, 10 ⁵ Па	σ_p , 10 ⁵ Па
Мелкозернистый	0,6	425	0	0,28	0,25
			2-5	0,28	0,25
			10	0,16	0,22
			15	0,12	0,16
			20	0,05	0,10
Среднезернистый	1,1	428	0	0,14	0,19
			2-5	0,14	0,21
			10	0,10	0,19
			15	0,08	0,13
			20	0,03	0,09
Глубинная изморозь	2,1	492	0	0,10	0,10
			2-5	0,11	0,13
			10	0,07	0,12
			15	0,04	0,08
			20	0,02	0,03

существенно меньших величины $C_{мгн}$, только срез произойдет не сразу, а спустя некоторый промежуток времени после приложения сдвигающего усилия.

Предельные сопротивления снега сдвигу при длительном действии усилий сдвига описываются зависимостью

$$\tau_{пр}(t) = C(t) + p \operatorname{tg} \phi(t), \quad (6.5)$$

$\tau_{пр}(t)$ – предельное напряжение сдвига, при котором происходит разрушение снега спустя время t после приложения сдвигающего усилия; $C(t)$ и $\phi(t)$ – сила сцепления и угол внутреннего трения, соответствующие этой длительности действия напряжений сдвига и давления.

Величина длительного сцепления уменьшается по мере увеличения времени протекания процесса деформирования до разрушения.

Кривые, характеризующие уменьшение величины сцепления по мере увеличения продолжительности процесса деформирования до разрушения (рис. 45), напоминают кривые релаксации напряжений (см. рис. 39). Эти кривые указывают на то, что при сдвиге без давления происходит постепенное расслабление связей между зер-

нами и уменьшение прочности снега по мере нарастания деформации сдвига до разрушения. При сдвиге с одновременным действием давления на поверхности ожидаемого среза закономерности изменения $C(t)$ усложняются, так как на процесс расслабления связей накладывается процесс их упрочнения в результате уплотнения снега под действием давления p .

Таблица 7

Средние значения коэффициента внутреннего трения $\operatorname{tg} \phi$, сцепления $C_{мгн}$ и сопротивления снега разрыву σ_p при быстром разрушении

Вид снега	Температура, °С	ρ , кг/м ³	$\operatorname{tg} \phi$	$C_{мгн}$, 10 ⁵ Па	σ_p , 10 ⁵ Па
Снежный покров Большого Кавказа ¹					
Свежевыпавший	-6,0	80	0,40	0,002	0
метелевый	-6,0	120	0,57	0,002	0,01
	-6,0	180	0,55	0,010	0,05
	-6,0	210	0,69	0,010	0,05
	-11,0	180	0,41	0,010	0,06
Крупнозернистый	-2,6	320	0,47	0,030	0,07
фирнизированный					
Фирнизированный	-7,9	410	-	0,090	0,16
смерзшийся					
Глубинная изморозь	-2,6	240	0,40	0,020	0,03
	-11,5	270	0,43	0,020	0,04
Снежный покров в Хибинах ²					
Мелкозернистый	-2,0	425	-	0,280	0,25
Среднезернистый	-2,0	428	-	0,140	0,19
Глубинная изморозь	-2,0	492	-	0,100	0,09
Смерзшийся мелкозернистый	-2,0	480	-	0,700	0,60
фирнизированный					
Смерзшийся мелкозернистый	-2,0	480	-	0,500	0,42
фирнизированный					

¹ По данным А.М. Эльмесоа (Куваева и др., 1967).

² По данным М.Н. Лаптева (Савельев, Лаптев и др., 1967).

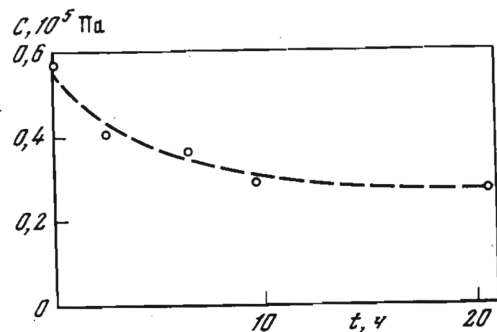


Рис. 45. Уменьшение сцепления C в зависимости от времени t действия сдвигающего усилия до разрушения (по данным опытов на плоский сдвиг снега плотностью $\rho = 410 \text{ кг/м}^3$, $\theta = -3^\circ\text{C}$ и при малом давлении)

Коэффициент внутреннего трения $\text{tg}\phi(t)$ также изменяется в зависимости от величины и времени действия усилий сжатия и сдвига. Однако точно оценить эти изменения затруднительно, так как вообще деление общего сопротивления снега сдвигу на сцепление и трение носит формальный характер. Для практических целей обычно пользуются величиной коэффициента внутреннего трения, определяемой при быстром срезе. Изменение величины $\text{tg}\phi(t)$ необходимо учитывать лишь при повышенных значениях p , когда за время действия усилий сдвига может произойти ощутимое увеличение плотности снега и, следовательно, его упрочнение.

Прочность при растяжении

Быстрое нарастание нагрузки в условиях одноосного растяжения приводит к хрупкому разрыву образца снега. Поверхность разрыва неровная и проходит чаще всего примерно перпендикулярно к направлению действия растягивающего усилия. Предельное сопротивление снега растяжению перед разрывом по своей абсолютной величине близко к величине сцепления при сдвиге (см. табл. 6).

Предельное сопротивление снега разрыву σ_p в зависимости от температуры, плотности и структуры может меняться более чем на три порядка — от 10^3 до $2 \cdot 10^6$ Па (рис. 46). В целом наблюдается закономерное интенсивное нарастание прочности по мере увеличения плотности снега. Плотность и структура снега обычно тесно взаимосвязаны, так как увеличение плотности обычно вызывает увеличение относительной поверхности контактов. Если же сравнивать прочность образцов снега с одинаковой плотностью, но с различным строением, то можно наблюдать, что наибольшей прочностью при растяжении обладает мелкозернистый снег и наименьшей — крупнозернистый снег, особенно глубинная изморозь.

Прочность снега при растяжении уменьшается при повышении температуры, особенно выше -5°C (рис. 47). Наиболее выраженные температурные изменения прочности отмечены у мелкозернистого снега и тем более интенсивные, чем больше плотность снега. Ук-

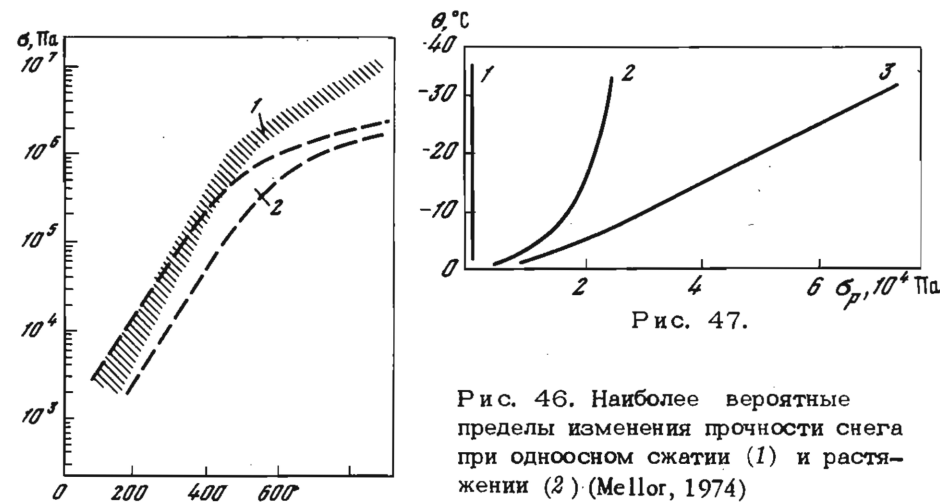


Рис. 46.

Рис. 47. Изменение сопротивления снега разрыву σ_p в зависимости от температуры θ для снега различной структуры (Bucher, 1948)

1 — крупнозернистый снег $D > 2 \text{ мм}$, $\rho = 420 \text{ кг/м}^3$; 2 — снег с зернами диаметром около 2 мм, $\rho = 480 \text{ кг/м}^3$; 3 — мелкозернистый снег $D < 0,6 \text{ мм}$, $\rho = 390 \text{ кг/м}^3$

рупление зерен приводит к уменьшению температурной зависимости. Прочность на разрыв крупнозернистого снега (с диаметром зерен более 2 мм) оказывается наименьшей и практически мало зависящей от температуры, что, видимо, связано со слабостью связей между зернами.

Увлажнение приводит к значительному уменьшению прочности на разрыв всех типов снега (см. табл. 7).

При длительном действии растягивающего усилия предельное сопротивление разрыву уменьшается по мере увеличения продолжительности растяжения. Определенным пределом длительного сопротивления растяжению снег не обладает. Даже небольшое постоянно действующее растягивающее усилие со временем приведет к разрыву снежного образца, но чем меньше растягивающее напряжение, тем продолжительнее процесс ползучести, заканчивающийся в конечном счете разрывом. Поэтому для оценки возможного сопротивления снега разрыву необходимо учитывать время действия напряжений растяжения и скорости их нарастания или скорость деформации растяжения.

При испытаниях образцов сухого снега на одноосное сжатие с возможностью бокового расширения наряду с ползучестью и уплотнением наблюдаются случаи хрупкого разрушения образцов. Разрушение чаще всего происходит из-за выколов по бокам образца или путем скола под углом к направлению сжатия (по поверхностям, где действуют максимальные напряжения сдвига). Предельное сопротивление снега сжатию перед разрушением находится в сложной зависимости от скорости нарастания нагрузки (при опытах по сжатию с заданной скоростью увеличения нагрузки) или от скорости и величины деформации сжатия. На процесс расслабления снега при переходе деформации в стадию прогрессирующей ползучести накладывается процесс упрочнения за счет уплотнения снега. И если при быстром ("мгновенном") разрушении образца снега еще можно зафиксировать предельное сопротивление или прочность, относящиеся к испытываемому снегу, то при испытаниях с задаваемой постоянной скоростью сжатия сопротивление перед разрушением образца уже относится к измененному снегу, подвергшемуся некоторому уплотнению и изменению величины поверхности контактов.

Прочность снега при одноосном сжатии обычно в несколько раз превышает прочность при растяжении. Эти различия увеличиваются по мере увеличения плотности снега (см. рис. 46). Больших значений прочности снег достигает при плотностях более 400 кг/м^3 (рис. 48).

Зависимости прочности снега при сжатии от структуры и температуры аналогичны описанным закономерностям для прочности при сдвиге. А именно, прочность уменьшается по мере повышения температуры и по мере увеличения размеров зерна. Мелкозернистый снег обладает повышенной прочностью по сравнению с более крупнозернистым снегом при той же плотности и температуре.

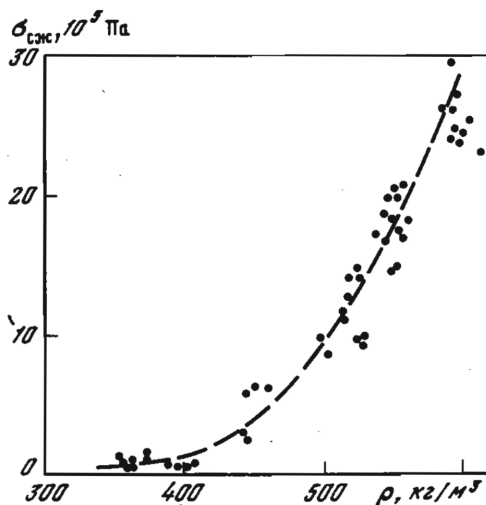


Рис. 48. Предельное сопротивление снега раздавливанию при одноосном сжатии $\sigma_{сж}$ в зависимости от плотности ρ по данным испытаний на Южном полюсе при температуре -50°C (Ramseier, 1963)

Понятием "твердость" снега пользуются для характеристики несущей способности снежного покрова и для ориентировочной оценки механических свойств и прочности снега. Под твердостью обычно понимается способность материала сопротивляться проникновению в него другого, не получающего остаточных деформаций тела. Применительно к снегу твердость характеризуется сопротивлением снега внедрению в него измерительного инструмента — пенетрометра.

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

В практике применяются конусные и сферические штампы.

При использовании конусного штампа твердость σ_T определяется по формуле

$$\sigma_T = \frac{P}{\pi h^2 \operatorname{tg} \alpha / 2}, \quad (6.6)$$

где P — нагрузка на штамп; h — глубина погружения штампа в снег; α — угол у вершины конуса штампа.

Для сферического штампа

$$\sigma_T = P / 2 \pi r h, \quad (6.7)$$

где r — радиус сферической поверхности штампа.

Результаты исследований показали (Карташов, 1962), что величина σ_T , определяемая по вдавливанию конусного штампа, получается больше, чем при использовании сферического штампа. Это объясняется различиями в характере деформирования снега под штампами.

При погружении остроконечного конуса происходит разрушение снега. Величина сопротивления вдавливанию штампа определяется главным образом сопротивлением разрушению и, в меньшей степени, сопротивлением уплотнению. Если же погружается сферический штамп то происходит лишь уплотнение снега без его разрушения (по принятой методике нагрузка на штамп выбирается таким образом, чтобы $h/r < 0,2$).

На величину определяемых значений σ_T оказывает влияние величина нагрузки и время ее действия. Увеличение прикладываемой к штампу нагрузки несколько увеличивает σ_T , при этом разница величин твердости, определяемых различными штампами, уменьшается. При длительном действии нагрузки погружение штампа со временем увеличивается и соответственно уменьшается величина твердости σ_T (рис. 49).

Помимо испытаний по погружению штампов под действием статической нагрузки широко применяется ударный пенетрометр — зонд, который погружается в снег под действием падающего груза (рис. 50) Такой пенетрометр был предложен впервые в Швейцарии Р. Хэфели

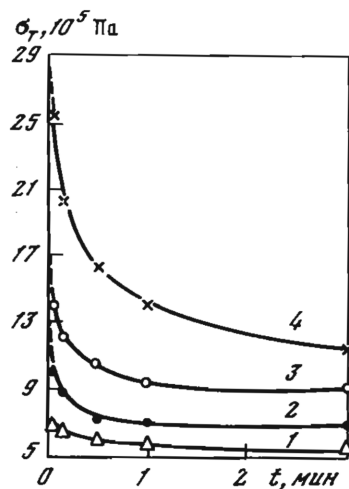


Рис. 49. Изменение твердости снега σ_T при длительном действии нагрузки на сферический штамп (Карташов, 1962)

1 - $\rho = 378 \text{ кг/м}^3$, $\theta = -2,3^\circ\text{C}$;
2 - $\rho = 378 \text{ кг/м}^3$, $\theta = -9^\circ\text{C}$; 3 - $\rho = 495 \text{ кг/м}^3$, $\theta = -21^\circ\text{C}$; 4 - $\rho = 495 \text{ кг/м}^3$, $\theta = -33,5^\circ\text{C}$

(Naefeli, 1939) и теперь широко используется для исследований механических свойств снежного покрова. Зонд состоит из набора металлических градуированных штанг, комплекта конусных наконечников, ударного груза, направляющей для падающего груза и приспособления для передачи ударной нагрузки по штангу и наконечник.

Такой пенетрометр позволяет определять послойно твердость снежного покрова на всю его толщину без рытья шурфов и извлечения кернов и получить профиль распределения твердости по глубине с выделением всех слоев толще 3 см. Прослойки и ледяные корки толщиной менее 3 см также фиксируются, однако показатели их твердости получаются искаженными из-за их разрушения под действием наконечника.

У стандартного ударного пенетрометра наконечники имеют конический вид с углом в вершине конуса, равным 60° . Масса падающего груза 3 или 1 кг. Для испытаний очень рыхлого снега применяется увеличенный наконечник диаметром 10 см с углом в вершине

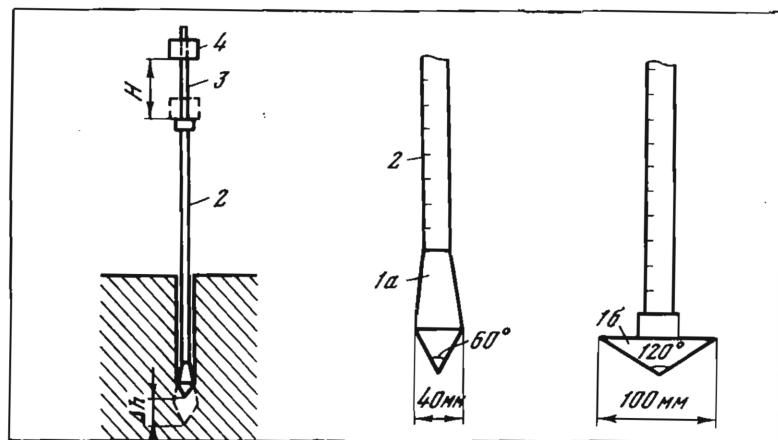


Рис. 50. Швейцарский ударный пенетрометр

1а - стандартный наконечник; 1б - наконечник для мягкого снега; 2 - ударная штанга; 3 - направляющий шток; 4 - падающий груз

не конуса 120° . Масса падающего груза равна 0,5 кг, длина основной штанги 1 м. Такую же длину имеют дополнительные штанги, которые служат для удлинения рабочей штанги.

Ударный пенетрометр устанавливается вертикально на поверхности снежного покрова, груз поднимается на заданную высоту и отпускается. Груз падает вдоль направляющей штанги и ударяет о переходную муфту, передающую импульс силы на штангу и наконечник, которые погружаются на некоторую глубину Δh . После этого груз снова поднимается и осуществляется следующий удар. После каждого удара или серии ударов определяется глубина погружения наконечника в снег. Твердость снега определяется по формуле

$$\sigma_T = \left(\frac{m_\Gamma H}{\Delta h} + m_\Gamma + m_3 \right) \frac{g}{F}, \quad (6.8)$$

где m_Γ - масса падающего груза; m_3 - масса всех деталей зонда, перемещающихся под действием силы удара (вес наконечника, основной штанги и направляющей вместе с соединениями); g - ускорение силы тяжести; F - площадь поперечного сечения наконечника; H - высота падения груза; Δh - погружение зонда при одном ударе.

Определяемая по этому уравнению величина σ_T не является стабильной, так как она может в какой-то степени изменяться в зависимости от массы и высоты падения груза. Это объясняется тем, что формула (6.8) не учитывает потери энергии на трение между грузом и направляющей и при передаче ударного импульса через соединения штанг, а также то, что сопротивление снега зависит от величины и скорости погружения штампа. Пренебрежение потерями энергии приводит к тому, что величина σ_T по уравнению (6.8) оказывается завышенной и примерно в два раза больше величины σ_T , определяемой по вдавлению конусного штампа статической нагрузкой (Карташов, 1962).

Все это указывает на то, что величины σ_T не являются строгими физическими параметрами снега. Они характеризуют лишь сопротивление снега проникновению штампа или зонда при заданной методике испытаний. Даже небольшое изменение методики может привести к существенному изменению определяемой величины.

Несмотря на условность получаемых характеристик твердости снега, метод пенетрации используется весьма широко как наиболее простой и доступный для полевых условий способ оценки относительной прочности различных слоев снежного покрова. Этот метод позволяет отметить даже относительно небольшие изменения механических свойств снега.

Обнаружена удовлетворительная коррелятивная связь между твердостью снега и его прочностными характеристиками - сцеплением, сопротивлением разрыву и раздавливанию и несущей способностью.

Опыты М.Н. Лаптева показали (табл. 8), что величину сцепления снега можно с некоторым приближением определить по вдавлению сферического штампа, используя зависимость, применяемую

Таблица 8

Твердость снега σ_T при вдавливании сферического штампа и сцепление C при быстром сдвиге рамки в различных видах снега (опыты проведены М.Н. Лаптевым в Хибинах в 1965 г.)

Вид снега	Плотность ρ , кг/м ³	Твердость σ_T , 10 ⁵ Па	Сцепление C , 10 ⁵ Па	C/σ_T
Мелкозернистый	300	1,28	0,23	0,18
	400	1,52	0,29	0,19
	420	1,47	0,28	0,19
Ветровая доска	380	1,70	0,29	0,17
Среднезернистый	370	1,50	0,30	0,20
	360	1,00	0,20	0,20
Глубинная изморозь	450	1,05	0,22	0,21

для определения эквивалентного сцепления мерзлых пластичных грунтов методом шариковой пробы (Цытович, 1973):

$$C = 0,18 \frac{P}{\pi D_{ш} h} = 0,18 \sigma_T, \quad (6.9)$$

где $D_{ш}$ — диаметр шарового штампа.

Х. Гублер (Gubler, 1975) выявил наличие прямо пропорциональной зависимости между сопротивлением снега разрыву σ_p и показателем твердости, определяемым с помощью ударного пенетрометра σ_p ($0,4 \pm 0,5$) σ_T .

Наличие коррелятивных связей между показателями твердости и другими характеристиками снега позволяет значительно упростить полевые исследования механических свойств снежного покрова, ограничиваясь в ряде случаев лишь пенетрационными методами испытаний. Детальные исследования свойств для ограниченного количества "типовых" образцов снега различными методами, в том числе и путем пенетрации, позволяют определить конкретные зависимости между показателем твердости и требуемыми характеристиками и затем при массовых полевых исследованиях оценивать эти характеристики по данным пенетрационных испытаний. При этом весьма важно, чтобы методика пенетрационных испытаний во всех случаях была строго одинаковой.

Несущая способность снежного покрова

Несущая способность снежного покрова характеризуется предельной величиной нагрузки, которую покров может выдержать без разрушения, например давление лыжника, вездехода или колес автомашины. Величина предельного давления на снежный покров помимо строс-

ния, плотности и температуры самого покрова зависит от формы реального тела (штампа), передающего нагрузку, и времени действия нагрузки. Предельное давление зависит также от допускаемой глубины погружения штампа.

Характер деформации снега под штампом изменяется в зависимости от плотности и температуры снега и способа загрузки штампа.

В снеге с малой плотностью штамп сжимает под собой снег, сдвигая его относительно окружающего массива. Зона влияния штампа почти не выходит за контуры штампа. В плотном снеге четкий срез происходит лишь на глубину погружения штампа, а ниже возникает зона уплотненного снега, выходящая за пределы контура штампа (рис. 51).

Чем больше площадь штампа, тем больше зона его влияния и соответственно при одинаковом давлении он может погрузиться на большую глубину. Если же происходит пластическое выжимание снега, то увеличение площади штампа приводит к уменьшению скорости и глубины его погружения. Важную роль играет также отношение длины периметра штампа к его площади. Чем меньше это отношение, тем легче погружается штамп, поэтому при равных площадях

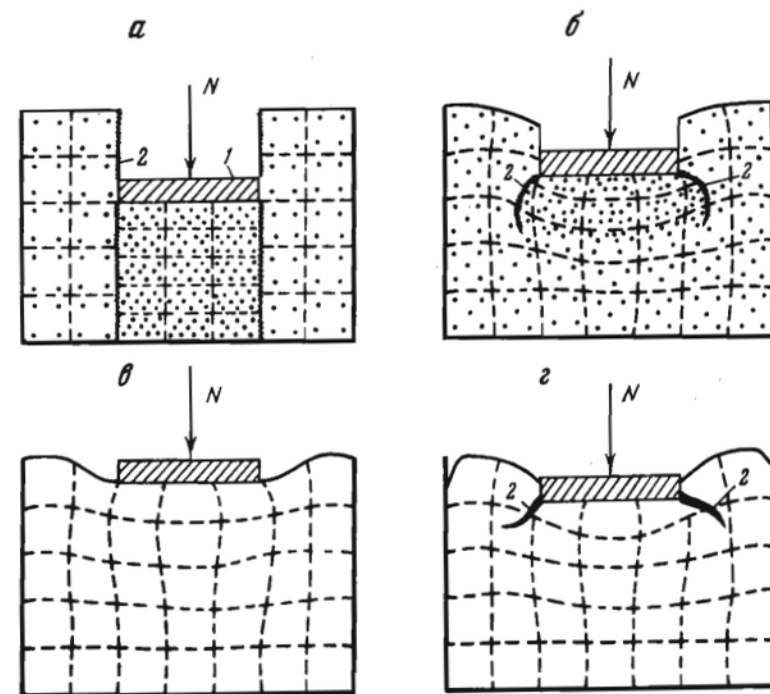


Рис. 51. Схема деформирования снега под штампом

а - свежевыпавший снег; б - зернистый сухой снег; в, г - влажный снег; 1 - штамп; 2 - зона разрушения.

и нагрузках круглый штамп погружается глубже, чем прямоугольный.

Погружение штампа начинается одновременно с его загрузкой. При малых по сравнению с предельным сопротивлением давлениях осадка штампа пропорциональна величине давления. Погружение происходит преимущественно во время приложения нагрузки, последующее уплотнение под действием длительной нагрузки за счет вязкого уплотнения снега под штампом относительно небольшое и постепенно затухает. Если к штампу прикладывается нагрузка, вызывающая давление больше предельного сопротивления снега, то штамп начинает быстро погружаться (проваливаться) до тех пор, пока зона уплотнения под штампом достигнет более прочных слоев или основания снежного покрова. При промежуточных между этими крайними случаями давлениях закономерности погружения штампа близки к закономерностям одноосного сжатия снега, т.е. характерно быстрое начальное погружение штампа в процессе загрузки и последующее погружение под действием постоянной нагрузки с уменьшающейся во времени скоростью.

Существенное влияние на величину сопротивления снега и характер его деформации (при испытаниях на вдавливание штампа с заданной скоростью) оказывает скорость погружения штампа. При малой скорости вдавливания штампа снег под штампом вязко уплотняется, сопротивление снега увеличивается, сначала пропорционально величине погружения штампа, затем с уменьшающейся скоростью. При этом может происходить понижение поверхности снега вне пределов штампа. Когда скорость сжатия превышает некоторую критическую величину, нарастание сопротивления снега сменяется его резким падением, иногда до нуля, затем циклы нарастания и падения сопротивления повторяются (рис. 52). Начало каждого цикла падения сопротивления характеризует нарушение сплошности снежного массива и перемещение уплотненного ядра под штампом относительно окружающего массива.

Различия в механизмах деформирования снега под штампами не дают возможности установить единую математическую зависимость между величиной нагрузки, формой штампа, скоростью и глубиной погружения штампа.

Дополнительные затруднения при определении несущей способности снега вносит неоднородность плотности и температуры снежного покрова по глубине. В однородном снежном покрове плотность снега обычно с глубиной увеличивается из-за уплотнения под действием веса вышележащих слоев. При вдавливании в снег штампа с заданной нагрузкой нарушается сплошность верхнего слоя снега и происходит его уплотнение под штампом. Глубина погружения штампа определяется положением, при котором уплотненная зона под штампом достигнет слоя снега, способного выдержать приложенное давление.

В тех случаях, когда у поверхности снежного покрова находятся ветровые или ледяные корки или слои уплотненного метелевого снега,

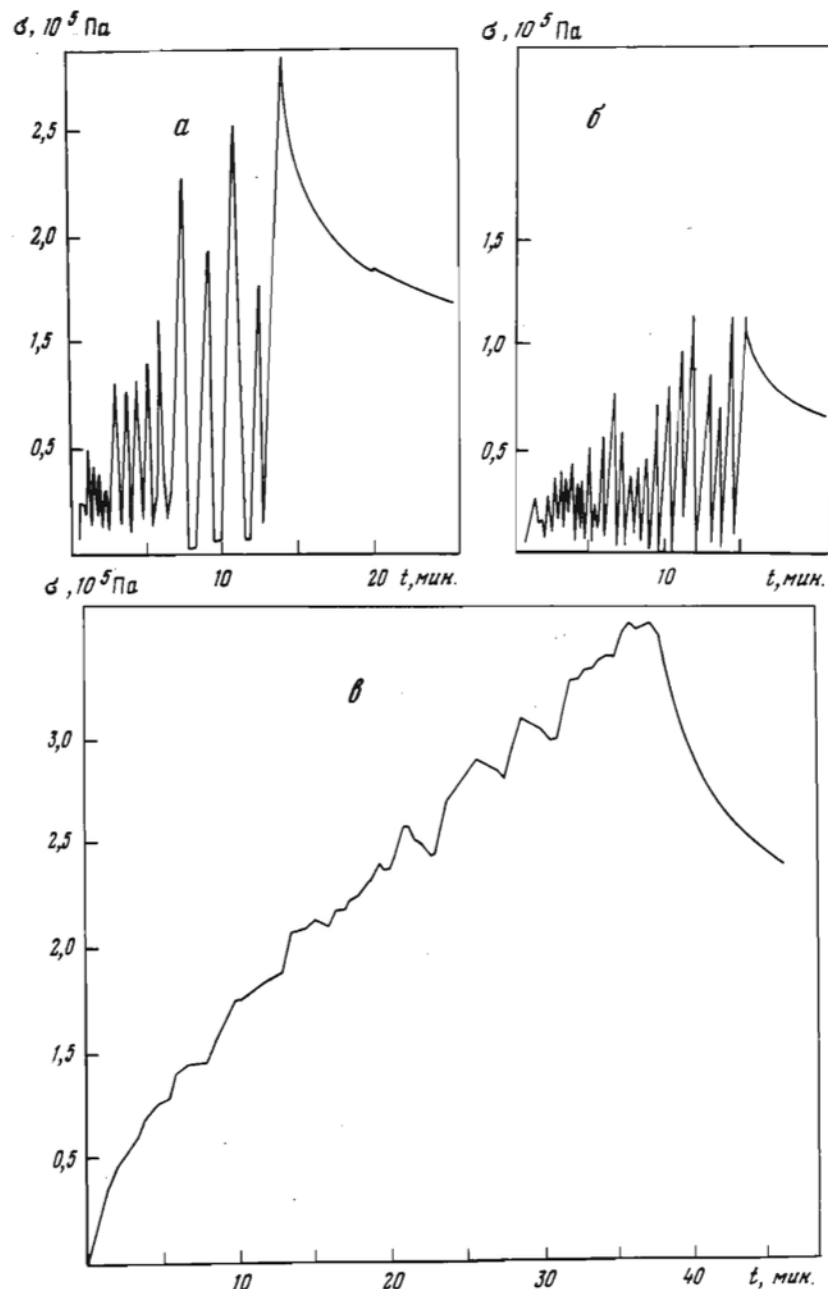


Рис. 52. Сопротивление снега σ при вдавливании плоского штампа (полоса шириной 2 см) со скоростью v , по данным А.А. Жигульского и А.Н. Скопищева

$a - \rho = 320 \text{ кг/м}^3, v = 5 \text{ мм/с}; б - \rho = 260 \text{ кг/м}^3, v = 5 \text{ мм/с}; в - \rho = 260 \text{ кг/м}^3, v = 1 \text{ мм/с}$

несущая способность определяется способностью этих корок или слоев выдерживать нагрузку с учетом наличия у них более слабого податливого основания.

Многообразие факторов, влияющих на величину и скорость погружения штампа, затрудняет разработку единой методики определения несущей способности снежного покрова.

При решении практических задач основными показателями несущей способности снежного покрова являются характеристики твердости снега по глубине покрова и данные по вдавливанию штампов, имитирующих реальные нагрузки (давление лыжи, гусеницы вездехода, колеса автомашины и т.п.). На основании экспериментов по вдавливанию штампов и проводимых одновременно определений твердости снега устанавливаются зависимости между результатами этих двух видов испытаний. В дальнейшем на основании этих зависимостей несущая способность оценивается уже только на основании показателей твердости снега.

Трение скольжения

Сопротивление скольжению твердого тела по поверхности естественного снежного покрова или уплотненного снежного покрытия обычно включает в себя помимо сил поверхностного трения некоторое сопротивление погружению тела в снег. Сопротивление погружению обусловлено потерями энергии на уплотнение снега во время скольжения и на сдвиг снега впереди и по краям скользящего предмета. Величина этого сопротивления тем существеннее, чем больше глубина погружения тела, которая в свою очередь нарастает по мере увеличения отношения действующего давления к твердости снега и уменьшения скорости скольжения. Если снег достаточно твердый и выдерживает скользящий предмет без погружения, то сопротивление состоит из чистого трения.

Сопротивление снега уплотнению и сдвигу рассмотрено в предыдущих главах. В данной главе мы будем рассматривать процессы трения в чистом виде, исключая все другие виды потерь энергии при движении тела по снегу.

Трение между поверхностью твердого тела и снегом иногда называют "сухим трением", хотя за счет выделения тепла при трении на поверхности снега, контактирующей со скользящим телом, обычно появляется вода в виде тонкой пленки или жидкоподобного слоя.

Согласно классическим законам сухого трения, отношение сопротивления скольжению к нормальной силе на контакте трущихся поверхностей называется коэффициентом кинетического трения μ_k и величина этого коэффициента не зависит от давления, площади контакта, скорости скольжения и температуры окружающей среды. Трение между скользящим твердым телом и снегом с некоторыми приближениями соответствует этим законам, что позволяет пользоваться принятыми определениями коэффициента кинетического трения. Однако надо иметь в виду, что в ряде случаев возможны и значительные отклонения от законов сухого трения. Коэффициент трения может изменяться в зависимости от температуры, структуры и плотности снега, размеров скользящего тела и величины передаваемой на снег нагрузки, скорости скольжения, а также от вида материала и характера обработки скользящей поверхности. Множество факторов, влияющих на трение, затрудняет выявление четких зависимостей величины μ_k от каждого из перечисленных факторов в от-

дельности. Не удается пока также построить единую теорию взаимодействия скользящего тела с поверхностью снега.

Наиболее широкое распространение имеют теории, предполагающие наличие на контакте снега и скользящего тела водной "смазки". Наличие водных пленок на снеге с температурой около 0°C очевидно. Измерения электропроводности снега, опыты с использованием растворимых в воде красок и косвенные наблюдения показали, что на контакте снега и скользящего тела появляется вода и при низкой температуре. Например, снежная взлетная полоса на Южном полюсе при температуре ниже -40°C после многократных взлетов и посадок оборудованных лыжами самолетов становится глазурованной (Meillog, 1974). Это дает основания предполагать, что за счет тепла, выделяемого при преодолении сил трения, происходило кратковременное повышение температуры подвергающихся трению поверхностей зерен снега до точки таяния.

Предположения о наличии водной "смазки" на контакте снега и скользящего тела позволяют объяснить много особенностей закономерностей изменения трения по снегу, тем не менее нет единой точки зрения о причинах ее образования и физической природе. Наиболее старой является теория "таяния под давлением", высказанная еще в конце прошлого века. Согласно этой теории, давление вызывает понижение температуры плавления льда и соответственно может вызвать таяние зерен льда во время их загрузки. Таяние под давлением практически может проявляться лишь в тех случаях, когда температура снега близка к 0°C (для понижения точки плавления до -1°C необходимо приложить к зернам снега давление, равное $1,3 \cdot 10^7$ Па).

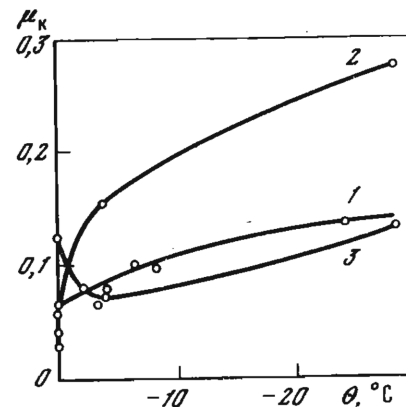
Ф. Боуден (Bowden, 1955) считает, что плавление под давлением пренебрежимо мало, а жидкая пленка появляется в основном за счет тепла, выделяющегося при пластической деформации зерен снега в местах контактов со скользящим телом, т.е. в результате нагрева трением.

К. Нивен (Niven, 1959) предложил теорию трения, основанную на рассмотрении физико-химических свойств поверхности снега. Он считает, что поверхностные молекулы льда не имеют полной системы водородных связей, удерживающих их в кристаллической решетке, и поэтому могут легко переориентироваться, особенно будучи термически активизированными в процессе трения. Полная молекулярная переориентация может образовать структуру жидкой воды или структуру жидкоподобного слоя. Таким образом, теория Нивена в какой-то степени расширяет теорию Боудена и показывает, что роль "смазки" могут выполнять не только жидкие пленки, но и активированные поверхностные слои молекул на зернах снега.

Температура снега оказывает существенное влияние на трение скольжения. Характер и интенсивность этого влияния зависят от материала и обработки скользящей поверхности (рис. 53). При скольжении металлов и твердых пластиков с малой скоростью коэффициент трения увеличивается с понижением температуры почти в линейной

Рис. 53. Зависимость величины кинетического коэффициента трения по снегу μ_k различных материалов от температуры θ (Ericksson, 1949)

Скорость скольжения 2,5 м/с, давление $0,33 \cdot 10^5$ Па; 1 – гладкие стальные полозья; 2 – стальная поверхность, хромированная и полированная; 3 – стальная поверхность шероховатая



зависимости. Например, для гладкой стальной поверхности в диапазоне от 0 до -25°C он удваивается (Ericksson, 1949), для меди и некоторых пластиков μ_k в этом диапазоне температуры увеличивается в 3–4 раза. При температуре ниже -25°C сопротивление снега скольжению с малыми скоростями приближается к величине сопротивления скольжению по сухому песку.

Минимальное трение проявляется при скольжении по сухому снегу, когда его температура повышается и приближается к 0°C . Но когда снег становится влажным, коэффициент трения начинает возрастать пропорционально увлажнению. Наибольшее повышение сопротивления скольжению по мокрому снегу наблюдается у гидрофильных материалов, характеризующихся малым углом смачивания.

Некоторые отступления от описанных закономерностей наблюдаются у тел с шероховатой поверхностью и лыж, покрытых лыжными мазями, рассчитанными на определенную температуру. Р. Эрикссон определил, что коэффициент трения стальной лыжи при понижении температуры от 0 до -4°C уменьшился от 0,12 до 0,08 (см. рис. 53). Дальнейшее понижение температуры вызывало обычно увеличение значения μ_k . Такое сложное изменение величины μ_k , видимо, связано с тем, что при повышении температуры и приближении ее к 0°C твердость снега резко уменьшается, погружение скользящего тела становится больше и это способствует увеличению поверхности "зацепления" неровностей шероховатой поверхности за зерна снега и соответственно увеличению зон пластического течения у поверхности зерен. Для лыж, покрытых мазью, характерно снижение коэффициента трения в том диапазоне температуры, на который рассчитана данная мазь. Такое изменение μ_k чаще всего обусловлено изменениями свойств мази вне расчетных диапазонов температуры.

Коэффициент трения крупнозернистого снега обычно меньше, чем мелкозернистого снега и больше коэффициента трения льда. Наблюдается закономерное уменьшение величины μ_k по мере увеличения диаметра зерен снега, (рис. 54). Влияние плотности недостаточно отчетливое, однако в ряде случаев можно отметить, что при уплотнении снега происходит некоторое снижение коэффициента трения (табл. 9).

Размеры скользящего тела не оказывают четко выраженного эффекта на величину коэффициента трения. Более существенное значение имеет длина скользящей поверхности. Испытывая стальные модели лыж на скольжение по льду при температуре -4°C , Р. Эрикссон (Ericksson, 1949) обнаружил, что при увеличении длины лыжи от 0,1 до 1,7 м коэффициент трения уменьшился на две трети. Увеличение длины скользящей поверхности увеличивает продолжительность трения и соответственно приводит к увеличению количества тепла, выделяемого на контактах зерен снега со скользящей поверхностью, что в свою очередь может уменьшать значение μ_k .

Увеличение передаваемого скользящим телом давления на снег может в некоторых случаях приводить к уменьшению коэффициента трения. Наиболее четко влияние давления проявляется при малых значениях давления и температуре снега около 0°C . Так, по данным Р. Эриксона, коэффициент трения стали по снегу с температурой 0°C при увеличении давления от 10^3 до $7 \cdot 10^4$ Па уменьшался от 0,06 до 0,04 (рис. 55). При скольжении по холодному снегу влияние давления уменьшается. В реальных условиях увеличение давления зачастую приводит к возрастанию сопротивления скольжению из-за увеличения глубины погружения скользящего тела и появления сил сопротивления снега этому дополнительному погружению.

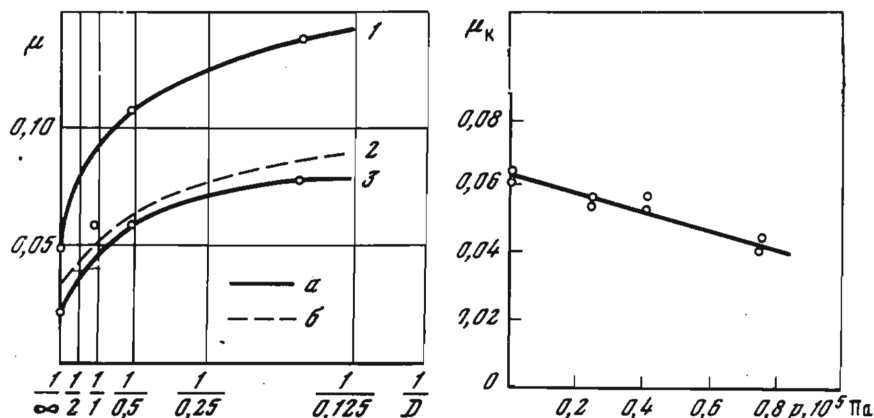


Рис. 54. Зависимость коэффициента кинетического (а) и статического (б) трения μ стальных полозьев от среднего диаметра зерен снега $1/D$ при различной температуре θ (Ericksson, 1949)

Скорость скольжения $v = 2,5$ м/с, давление $p = 0,33 \cdot 10^5$ Па;
 D — диаметр зерен, мм; $1/\infty$ соответствует льду; 1 — $\theta = -25^{\circ}\text{C}$;
 2 — $\theta = -3^{\circ}\text{C}$; 3 — $\theta = -2^{\circ}\text{C}$

Рис. 55. Изменение коэффициента кинетического трения μ_k стальных полозьев по свежему снегу в зависимости от давления p (Ericksson, 1949)

Таблица 9

Коэффициент трения полозьев саней по снегу в Гренландии, по данным А. Рула

Вид снега	Мас- са (наг- руз- ка), т	Трение стальных полозьев по снегу			Трение тефлоновых полозьев по снегу		
		сухому	влажно- му	мокрому	сухому	влаж- ному	мок- рому
<u>Коэффициент кинетического трения</u>							
Уплотненный	5	0,12	0,09	0,11	0,06	0,05	0,05
Естественный		0,15	0,18	0,14	0,06	0,06	0,10
Уплотненный	10	0,12	0,12	0,08	0,07	0,06	0,05
Естественный		0,15	0,17	0,16	0,06	0,08	0,10
Уплотненный	15	0,12	0,07	0,08	0,07	0,05	0,05
Естественный		0,15	0,13	0,18	0,09	0,07	0,11
<u>Коэффициент статического трения</u>							
Уплотненный	5	0,30	0,34	0,42	0,17	0,20	0,17
Естественный		0,37	0,48	0,51	0,06	0,06	0,10
Уплотненный	10	0,40	0,37	0,40	0,20	0,19	0,19
Естественный		0,44	0,49	0,57	0,16	0,17	0,24
Уплотненный	15	0,35	0,37	0,39	0,14	0,13	0,17
Естественный		0,31	0,48	0,50	0,16	0,16	0,27

Увеличение скорости скольжения в большинстве случаев приводит к некоторому уменьшению коэффициента кинетического трения. Объясняется это тем, что при увеличении скорости скольжения увеличивается и скорость выделения тепла в процессе трения, поэтому при одинаковых условиях для отвода тепла от трущихся поверхностей температура этих поверхностей может повыситься, а при достижении 0°C будет увеличиваться толщина водной пленки.

К. Боуден (Bowden, 1955) обнаружил, что коэффициент трения алюминия, плексиглаза и дерева, покрытого лаком или воском, при очень малых скоростях скольжения (до 0,03 м/с) по снегу с температурой -10°C составляет относительно большую величину — от 0,2 до 0,4. Увеличение скорости скольжения от 0,03 до 5 м/с приводило к уменьшению величины μ_k почти в 10 раз.

М. Шимбо (Shimbo, 1961) определил, что коэффициент трения скользящего тела из тефлона уменьшается с увеличением скорости скольжения от 0 до 0,05 м/с, а при дальнейшем увеличении скорости до 7,2 м/с величина μ_k почти не изменяется. Специальные наблюдения за скоростным спуском лыжников и расчеты показали

(Kuroda a. o., 1969), что при спуске на лыжах с пластиковой поверхностью по снегу с температурой 0°C наблюдается увеличение коэффициента трения в 2–3 раза при увеличении скорости скольжения от 7 до 17 м/с, в то время как при спусках по снегу с температурой от –1,6 до –2,5°C в этом диапазоне скоростей значение скоростей оставалось постоянным.

Эти данные указывают на то, что влияние скорости скольжения на величину коэффициента трения полимерных материалов довольно сложное и не всегда однозначное. Есть основания предполагать, что полимеры с низким трением теряют тонкие слои на субстрате скольжения и в то же время приобретают ориентацию поверхностной структуры (Mello, 1974).

Величина коэффициента кинетического трения в большой степени зависит от свойств скользящего тела, особенно при низкой температуре. При скольжении по снегу с температурой около 0°C происходит таяние под давлением и в этом случае большинство материалов имеет низкий коэффициент трения и различия в его значении для различных материалов относительно небольшие. Заметные различия проявляются при скольжении с малыми скоростями по холодному снегу. Металлы теряют свою теплоту трения очень быстро, вследствие высокой теплопроводности, поэтому условия для образования водной "смазки" ухудшаются и коэффициент трения увеличивается. А так как коэффициент трения многих полимерных материалов относительно мало меняется в зависимости от температуры и скорости скольжения, то различия с коэффициентом трения для металлов становятся весьма существенными.

Скользящие материалы в зависимости от их способности смачиваться можно разделить на две группы: на гидрофильные (с малым углом смачивания) и гидрофобные (с большим углом смачивания – более 40°). Как правило гидрофобные материалы характеризуются меньшим значением коэффициента μ_k по сравнению с гидрофильными материалами. При таком сопоставлении необходимо учитывать сложное комплексное влияние множества перечисленных факторов.

Наконец, следует остановиться на влиянии характера обработки скользящей поверхности. Влияние шероховатостей на поверхности скольжения неоднозначно и по-разному влияет на величину коэффициента скольжения различных материалов и в разных диапазонах температуры. Так, в опытах Р.Эриксона наличие шероховатостей на стальной поверхности увеличивало коэффициент μ_k при температуре 0°C в два раза по сравнению с гладкой стальной поверхностью. При –3°C значения коэффициентов совпадали, а при дальнейшем понижении температуры величина μ_k для шероховатой поверхности оказывалась меньше, чем для гладкой (см. рис. 53). Сопротивление скольжению хромированной полированной поверхности оказалось существенно больше сопротивления как гладкой, так и шероховатой поверхностей при любой температуре ниже –2°C.

Испытания лыж со слегка шероховатой поверхностью феноловой смолы по мокрому снегу показали (Shimbo, 1961), что при увеличении шероховатости от 0 до 0,025 мм μ_k уменьшался в 2 раза, однако дальнейшее увеличение неровностей до 0,035 мм не давало существенного дополнительного эффекта.

Некоторые численные значения коэффициента кинетического трения материалов по снегу приведены в табл. 10–13.

Таблица 10

Коэффициент трения полозьев по снегу, по данным М. Курода

Поверхность полозьев саней	Коэффициент трения снега μ_k				
	свежего	мокрого	зернистого	уплотненного	смерзшегося
Японский кедр, необработанный	0,80	–	–	–	0,33
Покрытая шеллаком	0,30	0,25	0,20	0,18	0,10
Покрытая каучуком	0,34	–	–	0,24	0,09
Парафинированная	0,32	0,30	–	–	0,10
Покрытая целлулоидом	0,13	–	–	–	0,07

Таблица 11

Коэффициент трения скольжения для пластиков при скорости скольжения 2,4 м/с и давлении $2,1 \cdot 10^3$ Па (Shimbo, 1961)

Вид пластика	Коэффициент трения μ_k при температуре воздуха θ , °C		
	–20	–11	+2
Политетрафлуорэтилен (тефлон)	0,04	0,03	0,02
Полиэтилен и полипропилен	0,05	0,04	0,03
Полиуретан	0,04	0,03	0,06
Нейлон	0,04	0,04	0,07
Поливинил	0,06	0,03	0,08
Эпоксидная смола	0,05	0,03	0,07
Целлулоид	0,05	0,05	0,08
Феноловая смола	0,04	0,03	0,07

Таблица 12

Коэффициент трения различных материалов по мокрому снегу (Bucher, Roch, 1946)

Материал	Температура воздуха, °C	Коэффициент трения μ_k при скорости скольжения, м/с			
		0,18	0,40	0,70	1,25
Стекло	0,0	—	—	—	—
	+8,5	0,015	0,012	—	—
Алюминий	0,0	0,046	0,041	0,040	0,040
	+8,5	0,039	0,041	0,038	0,046
Железо	0,0	0,189	0,124	0,088	0,075
	+8,5	0,107	0,118	0,012	0,012
Дерево, покрытое лаком	0,0	0,140	0,119	0,111	0,071
	+8,5	0,181	0,157	0,121	0,127
Дерево	0,0	—	0,069	0,071	0,071
	+8,5	0,183	0,164	0,158	0,185

Таблица 13

Коэффициент трения лыж по снегу, по данным Г.Клейна (Mellor, 1963).

Материал поверхности лыж	Коэффициент кинетического трения скольжения		Коэффициент статического трения с адгезией	
	минимальный	максимальный	минимальный	максимальный
Гладкий воск	0,029	0,288	0,092	0,808
Латунь	0,122	0,428	0,226	0,977
Нержавеющая сталь	0,128	0,322	0,056	0,992
Бакелитовый лак	0,072	0,211	0,331	0,631
Бакелит с включением графита	0,068	0,162	0,145	0,605

Статическое трение и адгезия

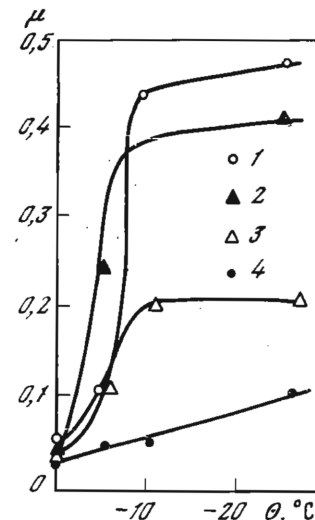
Статическим трением обычно называется сопротивление, которое необходимо преодолеть при попытке сдвинуть тело с места и привести его в движение скольжения. Для снега положение осложняется, так как остановка скользящего тела на "холодном" снеге при-

водит к образованию адгезионных связей между телом и снегом, иначе говоря, к некоторому смерзанию. Поэтому в начале движения необходимо преодолевать не только статическое трение, но и сопротивление разрыву связей. Это вынуждает делать различие между статическим трением и адгезией.

Статическое трение по снегу можно определить как предел кинетического трения при скорости скольжения, приближающейся к нулю. Практически статическое трение определяют как кинетическое трение при очень малых скоростях скольжения. Другая возможность для определения статического трения заключается в том, чтобы изме-

Рис. 56. Зависимость коэффициента статического трения лыжи μ (при медленном скольжении) от температуры θ (Bowden, 1955)

Скользящая поверхность: 1 — покрытая лаком; 2 — покрытая парафином; 3 — покрытая лыжной мазью; 4 — тефлон



рять сопротивление сдвигу как функцию от времени остановки скользящего тела и получать значение коэффициента трения при продолжительности остановки тела, близкой к нулю (Mellor, 1974).

Статическое трение всегда больше трения скольжения, за исключением очень редких случаев, когда поверхность снега и скользящего тела за время остановки изменяется таким образом, что эти изменения приводят к уменьшению трения. При температуре 0°C значения коэффициентов статического и кинетического трения близки. По мере понижения температуры разница между ними увеличивается.

На рис. 56 приведены значения коэффициента кинетического трения для лыж, покрытых различными материалами, при малых скоростях скольжения, которые можно рассматривать как значения коэффициентов статического трения.

Когда движущееся тело останавливается на снеге, имеющем температуру ниже 0°C, водная пленка под ним замерзает и образуются ледяные связи. Интенсивность образования таких адгезионных ледяных связей зависит от теплопроводности скользящего тела, температуры снега и целого ряда других факторов. Прочность адгезионных

связей между холодным снегом и поверхностью твердого тела увеличивается в зависимости от продолжительности остановки этого тела на снеге. Соответственно увеличивается и усилие, требуемое для того, чтобы сдвинуть остановившееся на снеге тело. При кратковременной ("мгновенной") остановке тела это усилие является минимальным и соответствует силам статического трения. Максимальное усилие ограничивается сопротивлением снега сдвигу. Если прочность непосредственных ледяных связей между поверхностью тела и зернами снега окажется больше сопротивления снега сдвигу, то сдвиговые смещения будут происходить не на контакте, а в снеге ниже контактной поверхности. В этом случае тело начнет скользить вместе с примерзшими к нему кристаллами льда.

Прочность адгезионных связей в значительной степени зависит от характера взаимодействия скользящего тела с водой. Адгезия тем больше, чем меньше угол смачивания материала скользящей поверхности. Повышение гидрофобных свойств поверхности уменьшает прочность адгезии.

Уплотнение и течение снежного покрова

Вес любого блока снега, условно выделенного из снежного покрова на склоне, можно разложить на две составляющих – усилие, перпендикулярное склону, и усилие, направленное параллельно склону (рис. 57, а). Эти усилия обуславливают наличие в снежном покрове напряжений сжатия перпендикулярно склону σ_y и напряжений сдвига τ . Помимо этого возникают напряжения сжатия в направлениях, параллельных склону, так, как это происходит при компрессионном сжатии.

На неровных склонах возникают дополнительные напряжения, обусловленные различиями в углах наклона склона, в толщине и плотности снежного покрова.

На ровном склоне напряжения в снежном покрове составляют

$$\sigma_y = \sum_y^h \rho_i g h_i \cos \psi, \quad (8.1)$$

$$\tau = \sum_y^h \rho_i g h_i \sin \psi \quad (8.2)$$

где ρ_i и h_i – плотность и толщина слоев снежного покрова; g – ускорение силы тяжести; ψ – угол наклона склона; y – расстояние от поверхности склона до точки, где определяются напряжения; h – толщина снежного покрова.

Напряжения сжатия в направлении оси x составляют

$$\sigma_x = \frac{\nu}{1-\nu} \sigma_y, \quad (8.3)$$

где ν – коэффициент бокового расширения.

В однородном снежном покрове напряжения увеличиваются линейно с удалением от поверхности:

$$\sigma_y = \rho g (h-y) \cos \psi, \quad (8.4)$$

$$\tau = \rho g (h-y) \sin \psi \quad (8.5)$$

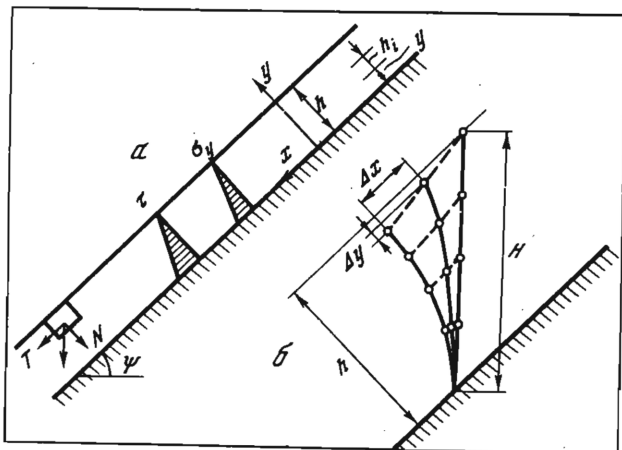


Рис. 57. Схема распределения напряжений (а) и эпюра перемещений (б) в снежном покрове на склоне

Напряжения σ_y вызывают сжатие снежного покрова без возможности бокового расширения, т.е. производят компрессионное уплотнение

$$\dot{\epsilon}_y = \frac{d\rho}{\rho_y dt} = \frac{\sigma_y}{\eta_k}, \quad (8.6)$$

где η_k — коэффициент компрессионной вязкости.

Скорость осадки поверхности снежного покрова $v_{y=h}$ при этом определяется уравнением

$$v_{y=h} = \int_0^h \frac{\sigma_y}{\eta_k} dy = \frac{\bar{\rho} g h^2 \cos \psi}{2 \bar{\eta}_k}, \quad (8.7)$$

где $\bar{\rho}$ — средняя плотность снега; $\bar{\eta}_k$ — среднее значение коэффициента компрессионной вязкости.

Под действием быстро увеличивающейся нагрузки во время снегопадов, а также вследствие изменения структуры снега в процессе метаморфизма в некоторых слоях снежного покрова может происходить механическое разрушение первоначальных структурных связей между зёрнами, сопровождающееся скачкообразным увеличением плотности этого слоя и резким оседанием поверхности снежного покрова.

Наличие напряжений сдвига вызывает своеобразное вязкое течение снежного покрова вниз по склону. Скорость перемещения слоя снега, расположенного на расстоянии y от поверхности склона, составляет

$$u_y = \int_0^y \frac{\tau_y}{\eta} dy = \frac{\gamma g \sin \psi}{\eta} y \left(h - \frac{y}{2} \right), \quad (8.8)$$

где η — коэффициент сдвиговой вязкости.

Схема перемещения точек в снежном покрове за счет уплотнения и течения показана на рис. 57,б.

Скорость перемещения поверхности снежного покрова вниз по склону увеличивается по мере увеличения крутизны склона, мощности снежного покрова и отношения ρ/η . Величина ρ/η при вязком уплотнении снега уменьшается и соответственно приводит к уменьшению скорости течения. Увеличение ρ/η наблюдается при повышении температуры снега и в результате процессов метаморфизма, когда они развиваются в сторону уменьшения относительной контактной поверхности и разупрочнения снега. Реальные скорости течения поверхностных слоев снежного покрова на склонах гор чаще всего находятся в пределах до 1 см/сут. При скоростях более 10 см/сут вероятен переход в стадию ускоряющейся ползучести с нарушением устойчивости.

Предельное равновесие снежного покрова на ровном склоне

На длинном ровном склоне, где можно пренебречь краевыми эффектами, предельное равновесие снежного покрова определяется моментом, когда напряжения сдвига на границе снежного покрова с поверхностью склона или на границе двух слоев с ослабленным сцеплением достигают предельной величины $\tau_{пр}$, предшествующей разрушению снега путем среза. Иначе говоря, условие устойчивости выражается в виде

$$\tau \leq \tau_{пр} \quad (8.9)$$

или

$$\bar{\rho} g h_0 \sin \psi \leq C + \bar{\rho} g h_0 \cos \psi \operatorname{tg} \phi, \quad (8.10)$$

где h_0 — толщина снежного покрова над потенциальной поверхностью среза; C — сцепление снега; $\operatorname{tg} \phi$ — коэффициент трения; ψ — угол наклона склона.

Исходя из последнего уравнения, предельная толщина снежного покрова на ослабленной поверхности, превышение которой приводит к нарушению устойчивости, называемая критической толщиной $h_{кр}$, равна

$$h_{кр} = \frac{C}{\rho g (\sin \psi - \cos \psi \operatorname{tg} \phi)}. \quad (8.11)$$

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

$$H_{кр} = \frac{C}{\rho g \cos \psi (\sin \psi - \cos \psi \operatorname{tg} \phi)}. \quad (8.12)$$

Некоторые численные значения критической высоты снежного покрова приведены на рис. 58. Формулы (8.11) и (8.12) приемлемы

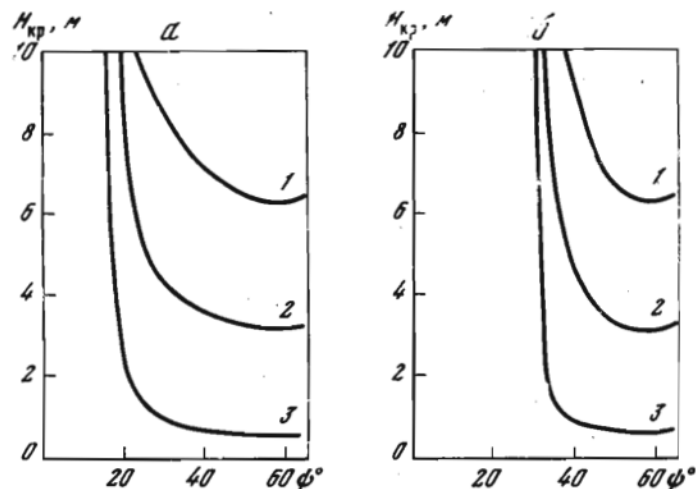


Рис. 58. Зависимость критической высоты снежного покрова $H_{кр}$ от крутизны склона ψ° при различном значении коэффициента внутреннего трения $tg\phi$ и отношении величины сцепления C к плотности ρ снега

$a - tg\phi = 0,27^\circ$; $b - tg\phi = 0,47^\circ$; 1 - $C/\rho = 2$ м; 2 - $C/\rho = 1$ м
3 - $C/\rho = 0,2$ м

только при условии, что угол наклона склона ψ больше угла внутреннего трения ϕ ($\psi > \phi$). При $\psi \leq \phi$ устойчивость снежного покрова будет обеспечена при любой его мощности. При пользовании этими формулами следует помнить, что в них нельзя подставлять значения сцепления и коэффициента внутреннего трения, определяемые при быстром срезе, а следует пользоваться значениями C и $tg\phi$, соответствующими реальным скоростям нарастания напряжений сдвига и времени их действия.

Определение критической мощности снежного покрова, несмотря на внешнюю простоту расчетных формул, практически весьма осложнено тем, что входящие в них параметры C и $tg\phi$ непрерывно изменяются в процессе метаморфизма снега и, кроме того, они существенно зависят от методики испытаний.

Предельное состояние снежного покрова может наступать двумя путями - или в процессе снегопада за счет увеличения фактической мощности покрова до критической, или в процессе ползучести и метаморфизма, когда из-за уменьшения C и $tg\phi$ расчетная критическая мощность снежного покрова уменьшается до фактической мощности.

Предельное состояние и обрушение снежного покрова чаще всего бывает на контактах между слоями снега с различными характеристиками и особенно по обледенелым коркам, где сцепление вышележащего слоя снега с основанием ослаблено.

Взаимодействие снежного покрова на склоне с препятствиями

Крупные камни, бугры, выпуклые формы рельефа, деревья и искусственные сооружения на склоне препятствуют однородному вязкому течению снежного покрова. Снежный покров натекает на препятствия и при возможности обтекает их с боков и сверху. В местах взаимодействия снега с препятствиями возникают местные повышенные давления, способствующие уплотнению снега. В результате этого около препятствий образуются зоны уплотненного снега, распространяющиеся вверх по склону (рис. 59). С противоположной стороны препятствий могут возникать воздушные полости.

Величина давления на препятствия определяется тремя группами факторов: 1) формой, размерами и расположением препятствий; 2) углом наклона и характеристикой поверхности склона; 3) высотой и послойными характеристиками плотности, вязкости и прочности снежного покрова. Первые две группы факторов для заданного

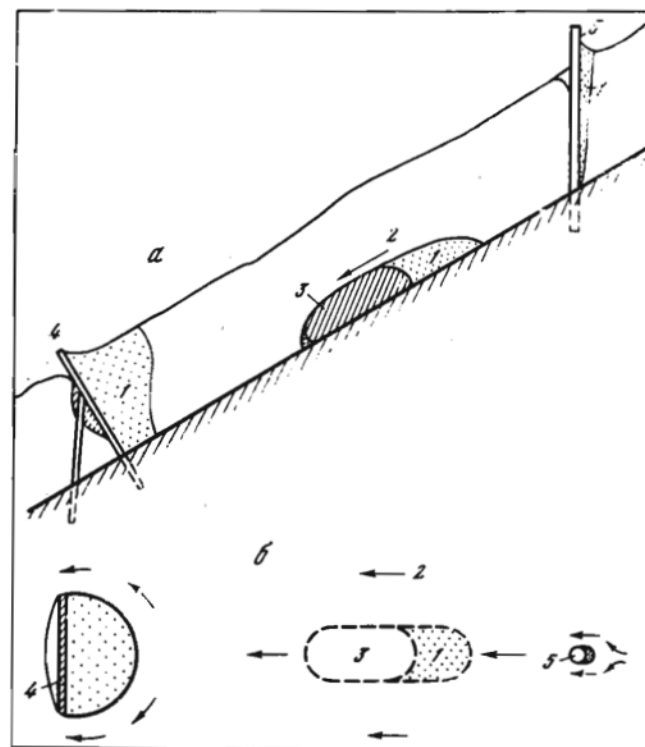


Рис. 59. Образование зон уплотненного снега около препятствий
 a - продольный профиль склона; b - план; 1 - зона уплотненного снега; 2 - направление перемещения снега; 3 - камень; 4 - снегоудерживающий щит; 5 - столб

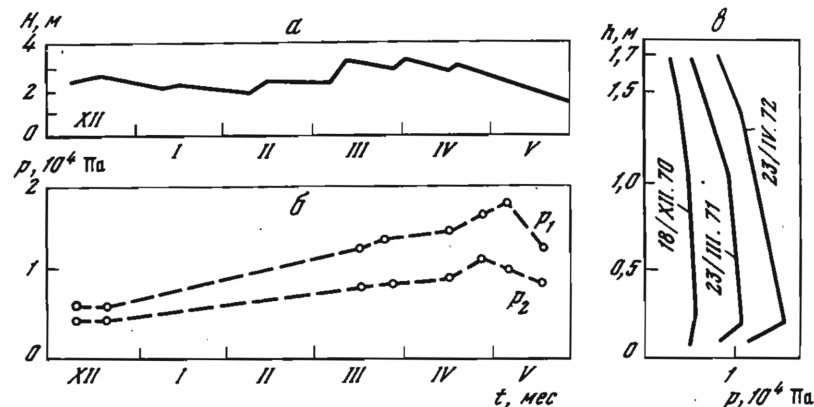


Рис. 60. Давление снежного покрова на экспериментальный сплошной щит, установленный перпендикулярно склону

a — изменение высоты снежного покрова по месяцам; *б* — давление p на щит на расстоянии от поверхности склона 40 см (p_1) и 140 см (p_2); *в* — распределение давления p по высоте щита h

препятствия являются стабильными, в то время как третья группа непрерывно изменяется в процессе формирования и метаморфизма снежного покрова. Соответственно этим изменениям существенно меняется в течение зимнего периода и давление снежного покрова на препятствие.

Величина давления снежного покрова на препятствие обычно увеличивается по мере нарастания массы снега. Максимальное давление наблюдается в конце зимы в начале снеготаяния, когда масса снега еще близка к максимальной, а температура по всей толще снежного покрова приближается к 0°C . Так, в условиях Приэльбрусья давление снежного покрова на опытные снегоудерживающие щиты достигало максимальной величины в разные годы в апреле или начале мая после того, как начиналось интенсивное таяние снега на поверхности покрова (Войтковский, Жигульский, 1974). На рис. 60 представлены результаты наблюдений за изменением давления снежного покрова в зиму 1970/71 г. на экспериментальный сплошной щит размером $1,90 \times 1,70$ м, установленный на склоне горы Чегет крутизной 36° на высоте 2900 м над уровнем моря. Мощность снежного покрова в эту зиму превышала высоту щита, поэтому снег обтекал щит не только с боков, но и по верху. Максимальное давление наблюдалось на расстоянии 20 см от поверхности склона. Выше этой точки давление на щит уменьшалось и имело минимальное значение у верхнего края щита, непосредственно у поверхности склона давление также снижалось. Давление у верхнего края щита увеличивалось по мере нарастания снежного покрова над щитом. На боковых краях щита наблюдалось резкое повышение давления вследствие эффектов, связанных с обтеканием снежного покрова.

Силы реакции подвергаемых давлению препятствий частично противостоят направленной параллельно склону тангенциальной составляющей собственного веса снега и соответственно повышают устойчивость снежного покрова на склоне.

Предельное равновесие снежного покрова на склоне со сложной орографией

На склонах со сложной орографией наблюдаются существенные неоднородности в мощности, плотности и свойствах снежного покрова на различных участках, а также большие различия в распределении внутренних напряжений и сил сопротивления сдвигу снега по поверхности склона. Поэтому мощность снежного покрова на локальных участках может превышать расчетную величину критической толщины (8.11), характеризующую устойчивость снежного покрова на ровном склоне. Это значит, что сдвигающие усилия на таких участках превышают предельную величину сопротивления сдвигу снега по поверхности склона или по ослабленному контакту между слоями снега, а избыток сдвигающих усилий воспринимается соседними участками, где снежный покров имеет запас устойчивости.

Для примера рассмотрим снежный покров в виде относительно прочной снежной доски на склоне с переменным уклоном (рис. 61). Выделим часть снежной доски, которая может потерять устойчи-

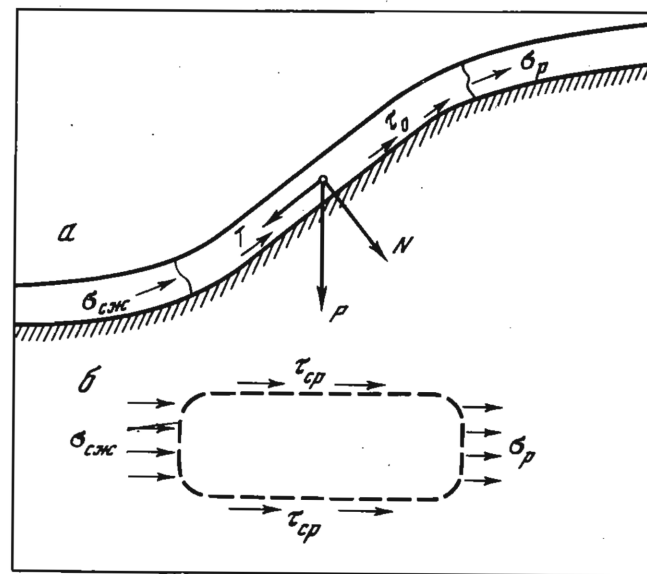


Рис. 61. Схема сил, удерживающих снежный пласт на склоне

a — профиль склона; *б* — план участка снежного покрова, который может потерять устойчивость и прийти в движение; τ_0 — сопротивление скольжению по основанию

ности, и прийти в движение. Условие устойчивости этой части снежной доски можно выразить в виде уравнения

$$T < \int_{F_d} \tau_{пр} dF + N_{сж} + N_p + N_{сг}; \quad (8.13)$$

где T — составляющая собственного веса потенциально неустойчивой части снежной доски площадью F_d , направленная параллельно склону; $\tau_{пр}$ — предельное сопротивление сдвигу снежной доски по основанию; $N_{сж} = \int_{F_{сж}} \sigma_{сж} dF$, $N_p = \int_{F_p} \sigma_p dF$, $N_{сг} = \int_{F_{сг}} \tau_{сг} dF$ — усилия сжатия, растяжения и сдвига по краям снежной доски; $F_{сж}$, F_p , $F_{сг}$ — площади контактов потенциально неустойчивой части снежной доски с устойчивыми частями, где действуют соответственно напряжения сжатия, растяжения и сдвига; $\sigma_{сж}$, σ_p , $\tau_{сг}$ — предельные сопротивления снега сжатию, разрыву и сдвигу.

Если пренебречь изменениями толщины, плотности, угла наклона и сопротивления сдвигу снежной доски по площади F_d , т.е. считать, что $T = \rho g h \sin \psi F_d$ и

$$\int_{F_d} \tau_{пр} dF = (C + \rho g h \cos \psi \tan \phi) F_d$$

то условие равновесия можно записать в виде

$$\frac{h}{h_k} < 1 + \frac{N_{сж} + N_p + N_{сг}}{C F_d} \quad (8.14)$$

где h — фактическая толщина снежной доски, h_k — расчетная критическая толщина снежного покрова на ровном склоне (по формуле (8.11)).

Таким образом, видно, что фактическая толщина снежного покрова на склоне со сложной орографией может на локальных участках превышать критическую толщину снежного покрова на ровном склоне аналогичной крутизны. Предельное превышение определяется отношением суммы удерживающих сил по краям потенциально неустойчивого участка снежного покрова к силам сцепления снежного покрова с основанием.

Практическое определение предельного равновесия снежного покрова на склоне со сложной орографией усложняется тем, что внутренние напряжения в покрове неоднородны и непрерывно перераспределяются в процессе течения и уплотнения снега, при этом меняются и прочностные характеристики снега.

Нарушение устойчивости снежного покрова и возникновение лавин

На ровном склоне с однородным снежным покровом нарушение устойчивости происходит при увеличении напряжений сдвига на поверхности склона или на ослабленном контакте между слоями до величины предельного сопротивления снега сдвигу при заданном на-

пряженном состоянии и условиях деформирования. При этом не обязательно именно увеличение фактических напряжений, аналогичный результат будет и при уменьшении предельного сопротивления снега сдвигу в процессе метаморфизма до величины фактически действующего напряжения сдвига. Нарушение устойчивости создает возможности для ускоренного движения снега вниз по склону и возникновения снежных лавин. Время вероятного образования снежной лавины можно оценивать по времени достижения условий, когда фактическая толщина снежного покрова или его слоя над ослабленным контактом начнет превышать критическую толщину для данного слоя и реальных параметров снега.

На склоне с переменным профилем устойчивость свежеснежного покрова нарушается в первую очередь на крутых участках, где фактическая толщина снежного покрова превышает критическую. Краевые эффекты в пласте свежеснежного покрова обычно не имеют существенного значения вследствие малых значений предельного сопротивления снега разрыву и сдвигу. Нарушение устойчивости чаще всего происходит на контакте свежеснежного покрова со старым, более плотным снегом. Пришедшая в движение масса снега затем захватывает снег и на более пологих участках склона, где он находился в устойчивом состоянии. Возникшая снежная лавина может на своем пути вовлекать в движение и старый уплотненный снег.

Если условия равновесия свежеснежного слоя снега не были нарушены во время снегопада или в ближайшие сутки после снегопада, то обычно происходит временная стабилизация снежного покрова. Новая лавинная опасность появляется при ветровом переносе снега и образовании снежных досок, а также в процессе метаморфизма или таяния снега.

Нарушение устойчивости снежных досок происходит из-за нарушений их сплошности вблизи верхней или нижней границы участков, на которых фактическая толщина доски превышает критическую. Непосредственной причиной нарушения устойчивости могут быть случайные факторы, например образование трещин вследствие быстрого понижения температуры воздуха, нарушение сплошности доски при резкой неоднородной осадке слоев снега под доской, разломы доски и образование трещин при проходе лыжников или искусственном воздействии на снежный покров. Предельное состояние может быть достигнуто и при постепенном перераспределении внутренних напряжений и достижении предела прочности снега на растяжение у верхней границы или на сжатие у нижней границы и последующего нарушения сплошности снежной доски. Потерявший устойчивость участок снежной доски начинает перемещаться вниз по склону. Пришедшая в движение снежная доска разрушает и вовлекает в движение снежный покров на нижерасположенных участках или "выползает" на поверхность снежного покрова и далее скользит по этой поверхности.

Нарушения устойчивости мощных слоев уплотненного старого снега бывают из-за уменьшения сил сцепления и коэффициента внут-

ренного трения в нижних горизонтах, где в процессе метаморфизма образуются слои глубинного инея и рыхлого крупнозернистого снега. Когда на локальном участке критическая толщина снежного покрова становится меньше фактической, избыток сил сдвига над сдерживающими силами на этом участке создает повышенные напряжения сжатия у нижней его границы. После того, как напряжения достигают предела длительного сопротивления сжатию, происходит разрушение снежного покрова. Потерявший опору расположенный выше по склону от места разрушения снежный пласт начинает двигаться вниз, сначала наползая на расположенный ниже по склону снежный покров, а затем вовлекая его в движение. В отличие от снежной доски, движение которой чаще всего начинается от толчка или местного нарушения целостности доски, скорость движения пласта старого снега может нарастать постепенно. Сначала происходит медленное сползание пласта в результате ползучести снега, затем, когда пласт в каком-то месте разрушается, увеличиваются напряжения сдвига в слое глубинного инея и возникают условия для ускоряющейся ползучести в этом слое. Скорость сдвига прогрессивно возрастает, приводя к полному нарушению сцепления верхнего пласта с нижним или с поверхностью склона и образованию лавины.

Мокрый снежный покров теряет устойчивость чаще всего из-за уменьшения сопротивления снега сжатию на участках, где происходит его увлажнение. Начальным импульсом может служить падение куска снежного карниза, случайно движущийся по склону камень или ком снега, резкое оседание снега на локальном участке или искусственное воздействие (разрыв мины, взрыв, механическое воздействие). В результате воздействия какого-либо из этих факторов в ограниченной зоне снежного покрова нарушаются первоначальные связи между зернами, снег уплотняется и образуется зона неустойчивого состояния (рис. 62). Масса снега, заключенного в этой зоне, оказывает силовое воздействие на расположенный под ней и ниже по склону снежный покров. На границе зоны неустойчивого состояния и ненарушенного снежного покрова возникают напряжения сжатия и сдвига.

В том случае, когда напряжение сжатия превышает предельное сопротивление снега сжатию, происходит скачкообразное уплотнение снега в прилегающей зоне 2, сопровождаемое нарушением начальных структурных связей. При этом нарушается сцепление между уплотненной зоной и ненарушенным снежным покровом, что облегчает частичное соскальзывание нарушенной массы снега и последующее нарастание давления на ненарушенный покров, расположенный ниже по склону. После этого процесс может повторяться с нарушением все новых зон снежного покрова и вовлечением их в массу неустойчивого соскальзывающего снега.

Предельное сопротивление мокрого снежного покрова сжатию можно оценивать величиной твердости снега, определяемой методом вдавливания сферического штампа (см. главу 6). При этом необходимо учитывать уменьшение твердости снега при длительной нагрузке

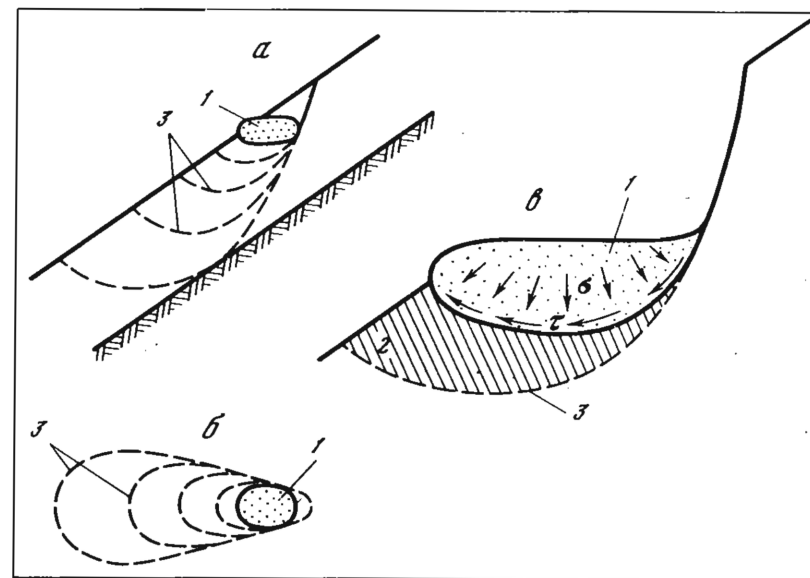


Рис. 62. Схема нарушения устойчивости мокрого снежного покрова
а - развитие зоны неустойчивого состояния снега по профилю склона; б - то же, в плане; в - распределение напряжений на границе зоны неустойчивого состояния; 1 - масса снега, потерявшая сцепление с основным снежным покровом в результате разрушения первоначальных связей между зернами в процессе скачкообразного уплотнения; 2 - зона, в которой может произойти скачкообразное уплотнение под действием нагрузки, создаваемой массой 1; 3 - границы очередных зон уплотнения

ке и то, что твердость снега существенно убывает по мере его увлажнения. Так, по данным экспериментов М.Н. Лаптева (Савельев, Лаптев и др., 1967), твердость снега при увеличении его влажности до 10% уменьшалась по сравнению с сухим снегом в 1,3-3 раза, а при увеличении влажности до 20% - в 3-7 раз. При дальнейшем увеличении влажности крупнозернистый снег и глубинная изморозь в ряде случаев переходят в текучее состояние, при котором понятие "твердости" снега теряет смысл.

Нарушение устойчивости мокрого снежного покрова иногда вызывает недоумение у исследователей, определяющих устойчивость снежного покрова по величине предельного сопротивления снега сдвигу по формулам (8.9) и (8.10). Действительно, по условиям сдвига снежный покров может иметь большой запас устойчивости и в то же время он может потерять устойчивость в результате описанных выше последовательных нарушений сплошности при скачкообразных уплотнениях некоторых зон снега. Интенсификации процесса нарастания зоны неустойчивого состояния способствует и то, что работа,

совершаемая движущимся снегом, расходуется на частичное таяние снега, особенно на контакте скольжения. Это вызывает дополнительное увлажнение снега и уменьшает сопротивление сдвигу, что в свою очередь способствует увеличению скоростей сползания, повышению сил давления сползающего снега на расположенный ниже по склону снежный покров и вовлечению в движение новых масс снега, а также расширению потока движущегося снега в плане. Такой процесс приводит к образованию снежной лавины, если на пути пришедшей в движение неустойчивой массы не встретятся участки снежного покрова, способные воспринять давление этой массы.

Искусственное удержание снежного покрова на склонах гор

Для удержания снежного покрова на склоне необходимо создать препятствия, которые могли бы полностью воспринять избыток сдвигающих сил над силами сопротивления скольжению по поверхности склона или по ослабленным контактам между слоями снега.

В качестве искусственных препятствий, удерживающих снежный покров на склоне, устраивают канавы, террасы, подпорные стенки, свайные заграждения, заборы, сетки из тросов, проволоки или нейлоновых лент и различные снегоудерживающие щиты (рис. 63).

Канавы, террасы, подпорные стенки и сваи могут надежно удерживать снежный покров лишь при относительно небольшой его мощности, когда исключается возможность переползания снега через эти сооружения. При увеличении мощности снежного покрова, особенно в случаях, когда ветровой перенос заполняет снегом пространство перед сооружениями с нагорной стороны, появляется опасность соскальзывания новых слоев снега сверху.

Заборы применяются в основном для изменения снегонакопления при метелевом переносе, для удержания снежного покрова от сползания они малопригодны из-за малой сопротивляемости нагрузкам.

Наиболее надежными являются снегоудерживающие щиты и сетки, специально сконструированные и рассчитанные на восприятие нагрузок от снега. Сетки укрепляются на тросовых растяжках и вертикальных стойках и допускают применение стандартных строительных деталей, что облегчает производство строительных работ на склонах.

Сетки надежно удерживают снежные доски и хорошо сопротивляются динамическим нагрузкам при образовании трещин. Они также затормаживают или полностью предотвращают сползание рыхлого сухого и плотного мокрого снега.

Снегоудерживающие щиты обычно представляют собой опорные решетки из балок, укрепленные на системах стоек и подпорок. Опорные решетки располагаются перпендикулярно к склону или с небольшим отклонением от перпендикуляра вниз. Стойки и подпорки устанавливаются на специальных фундаментах или заделываются в горные породы на склоне.

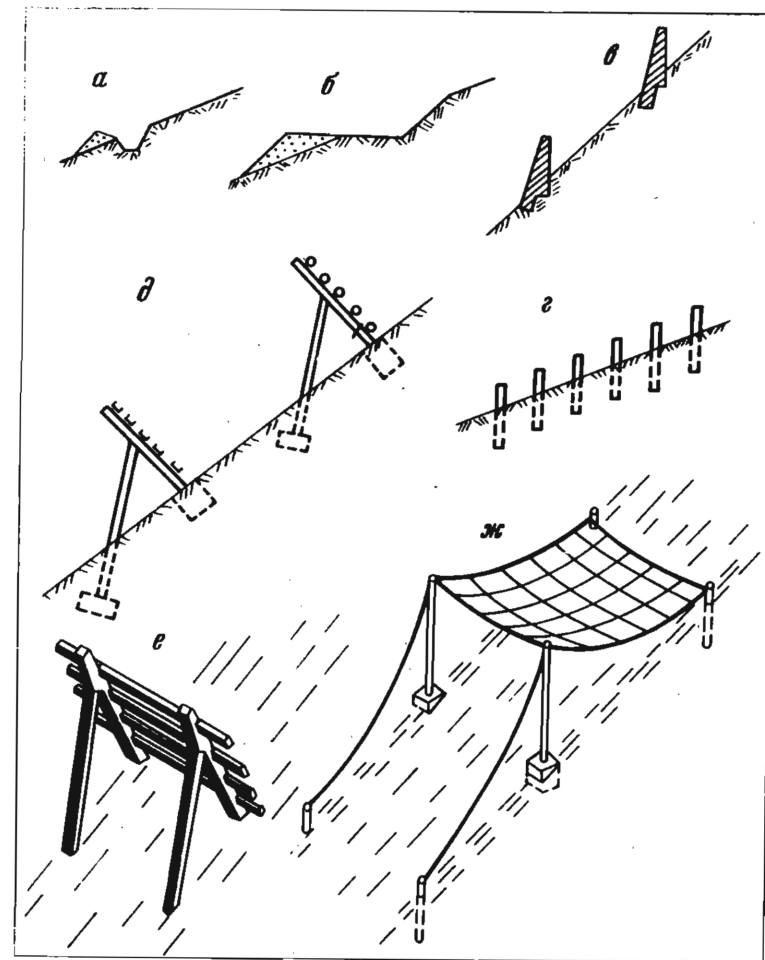


Рис. 63. Основные типы снегоудерживающих сооружений
а — канавы; б — террасы; в — подпорные стенки; г — свайные заграждения; д — металлические щиты; е — сборные железобетонные щиты; ж — сетки

В практике применяются сборные металлические, железобетонные, деревянные и комбинированные щиты. Щиты могут располагаться в шахматном порядке, в виде горизонтальных сплошных рядов или рядов с разрывами. Размещение их на склоне должно осуществляться с учетом местных условий — рельефа, уклона и характера поверхности склона, наблюдающейся линии отрыва лавин и вероятного распределения снега после застройки склона.

Предельные расстояния между снегоудерживающими щитами по линии падения склона определяются из условия недопущения воз-

возможности перетекания снежного покрова через верхний край щитов. Расстояния между щитами в горизонтальных рядах определяются из условий обеспечения устойчивости снежного покрова на этих участках.

Снегоудерживающие щиты, сетки и их фундаменты рассчитываются на максимальное давление, которое может возникнуть при самом неблагоприятном сочетании сдвигающих и удерживающих сил. Методика определения расстояния между снегоудерживающими сооружениями и расчетных нагрузок регламентируется специальными "Указаниями по расчету снеговалайных нагрузок при проектировании сооружений" (ВСН 02-73, М., Гидрометеониздат, 1973).

На склонах гор, покрытых густым лесом, снежный покров удерживается от сползания стволами деревьев. Вырубки леса или нарушение его естественного возобновления из-за выпаса скота и вырубки подлеска могут послужить причиной для образования снежных лавин в тех местах, где их не было. Эти лавины в свою очередь будут разрушать лесной массив и способствовать появлению новых лавиноопасных участков. Поэтому одной из весьма важных мер по предупреждению лавин является бережное сохранение лесов и лесопосадки на тех участках склонов, где лес был вырублен или нарушен лавинами. Посадки защитных лесов на склонах обычно сочетаются со строительством снегоудерживающих сооружений, так как саженцы и молодые деревья не только не препятствуют соскальзыванию снежного покрова, но и сами нуждаются в защите.

Совершенствование способов искусственного удержания снежного покрова на склонах гор тесно связано с дальнейшим изучением механических свойств снега и особенно с исследованиями изменения этих свойств в процессах течения, уплотнения и метаморфизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Снежный покров является весьма изменчивой средой. Его плотность, структура и механические свойства непрерывно изменяются, начиная с момента образования вплоть до исчезновения при таянии. Параметры, характеризующие уплотняемость, деформирование и разрушение снега, могут при этом изменяться в тысячи и более раз. Все это затрудняет точное определение характеристик механических свойств снега и приводит к их большому разбросу.

Основные закономерности деформирования и разрушения снега уже установлены, тем не менее есть еще ряд недостаточно изученных вопросов.

Для более глубокого изучения закономерностей деформирования и разрушения снега и более эффективного использования данных о механических свойствах снега в практических целях желательно дальнейшие исследования сконцентрировать на решении следующих основных вопросов:

- 1) разработке портативной аппаратуры для определения механических свойств снежного покрова в полевых условиях и унификации методики испытаний снега;
- 2) более широком использовании методов статистики и теории вероятности при характеристике снега ввиду большого естественного разброса получаемых данных о его свойствах;
- 3) усовершенствовании методики определения количественных характеристик структуры снега и уточнении зависимости механических свойств от структуры;
- 4) более глубоких исследованиях изменений структуры и механических свойств снега в процессе динамометаморфизма;
- 5) более детальном исследовании закономерностей разрушения снега;
- 6) разработке способов прогнозирования вероятных изменений механических свойств снега в зависимости от внешних термодинамических условий, которые приобретают большую практическую значимость.

ЛИТЕРАТУРА

- Абель Г. Методы измерений прочностных характеристик естественного и обработанного снега. — В сб.: Физические методы исследования льда и снега. Л., Гидрометеиздат, 1975.
- Аверьянов В.Г., Клоков В.Д. Инженерно-гляциологические предпосылки и технология строительства снежной ВПП в Антарктиде. — "Труды Сов. антаркт. экспед.", (Л.), 1975, 65.
- Аккуратов В.Н. Методика исследования и некоторые закономерности изменения сил сцепления в контакте метелевого снега с подстилающей поверхностью. — "Труды Эльбрусской экспед.", (Нальчик), 1959, 1(4).
- Аккуратов В.Н. Устранение лавинной опасности путем обстрела лавиноопасных склонов. — В сб.: Снег и лавины Хибин. Изд-во МГУ, 1967.
- Андерсон Д., Бенсон К. Уплотнение и диагенез снега. — В сб.: Лед и снег. Пер. с англ. Г.Г. Шинкара. М., "Мир", 1966.
- Анфилофьев Б.А., Эльмесов А.М. Методика и некоторые результаты исследования реологических свойств снежного покрова при сдвиговых испытаниях. — "Труды Новосиб. ин-та инж. ж.-д. транспорта", 1970, вып. 115.
- Анфилофьев Б.А., Лохин В.К. Исследование реологических свойств снежного покрова. — "Труды Новосиб. ин-та инж. ж.-д. транспорта", 1972, вып. 141.
- Бадер Г. Теория уплотнения сухого снега на высокогорных полярных ледниках. — В сб.: Лед и снег. Пер. с англ. Г.Г. Шинкара. М., "Мир", 1966.
- Богородский В.В., Гаврило В.П., Никитин В.А. Особенности распространения звука в снеге. — "Акуст.ж.", 1974, 20, вып. 2.
- Вейнберг Б.П. Лед. М., Гостехиздат, 1940.
- Войтковский К.Ф. Механические свойства льда. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Войтковский К.Ф. Реология льда и снега. — "Труды Всесоюз. симпозиума по реологии грунтов". Изд-во Ереван. гос. ун-та, 1973.
- Войтковский К.Ф. Ползучесть и уплотнение снега. — В сб.: Снежные лавины. Изд-во МГУ, 1974.
- Войтковский К.Ф., Жигульский А.А. Экспериментальное определение давления медленно сползающего снега на противолавинные сооружения. — В сб.: Снежные лавины. Изд-во МГУ, 1974.
- Войтковский К.Ф., Божинский А.Н., Голубев В.Н. и др. Изменение структуры и плотности снега в процессе ползучести. — "Мат-лы гляциол. исслед.", (М.), 1976, вып. 25.
- Вуори А.Ф. Механические свойства снега как строительного материала. — В сб.: Физические методы исследования льда и снега. Л., Гидрометеиздат, 1975.
- Гофф А.Г., Оттен Г.Ф. Физико-механические свойства снегового покрова. — В сб.: Снег и снежные обвалы в Хибинах, вып. 1. Л.-М., Гидрометеиздат, 1938.
- Де Кервен М.Р. О метаморфизме снега. — В сб.: Лед и снег. Пер. с англ. Г.Г. Шинкара. М., "Мир", 1966.
- Долов М.А., Халкечев В.А. Физика снега и динамика снежных лавин. Л., Гидрометеиздат, 1972.
- Иоселевич В.А., Берман А.Е., Казинец О.Р. Исследование процессов медленного деформирования снега на склонах. — В сб.: Склоновые процессы. Изд-во МГУ, 1974.
- Иосида З. Физические свойства снега. — В сб.: Лед и снег. Пер. с англ. Г.Г. Шинкара. М., "Мир", 1966.
- Исаенко Э.П., Марин Ю.А., Ядрошников В.И. Исследование физико-механических свойств снежного покрова в районах Южного Сахалина. — "Труды Новосиб. ин-та инж. ж.-д. транспорта", 1970, вып. 101.
- Исаенко Э.П., Ядрошников В.И. О напряженно-деформированном состоянии снега под нагрузкой. — "Труды Новосиб. ин-та инж. ж.-д. транспорта", 1970, вып. 115.
- Исаенко Э.П., Ядрошников В.И. Исследование объемно-напряженного состояния снега при ударных нагрузках. — "Труды Новосиб. ин-та инж. ж.-д. транспорта", 1972, вып. 141.
- Карташов С.Н. Физико-механические свойства и процессы формирования снежно-фирнового покрова Восточной Антарктиды. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Кондратьева А.С., Крагельский И.В., Шахов А.А. Увеличение плотности снега под влиянием сжимающей нагрузки. — В сб.: Физико-механические свойства снега. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1945.
- Крагельский И.В. О методике определения твердости и плотности снеговых покрытий. — В сб.: Физико-механические свойства снега. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1945.
- Крагельский И.В., Шахов А.А. Изменение механических свойств снегового покрова во времени (затверждение). — В сб.: Физико-механические свойства снега. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1945.
- Куваева Г.М., Сулаквелидзе Г.К., Читадзе В.С. и др. Физические свойства снежного покрова Большого Кавказа. М., "Наука", 1967.
- Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. Л., Гидрометеиздат, 1957.
- Марин Ю.А. О масштабном эффекте при измерении силы сцепления в снежном покрове. — "Труды Новосиб. ин-та инж. ж.-д. транспорта", 1971, вып. 130.
- Матвиенко В.С., Гербер А.Р. Экспериментальные исследования взрыва в снеге. — "Труды Новосиб. ин-та инж. ж.-д. транспорта", 1972, вып. 141.
- Международная классификация снега. — "Мат-лы гляциол. исследований", (М.), 1964, вып. 10.
- Павлов А.В. Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Якутское кн. изд-во, 1975.
- Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1945.
- Руководство по снеголавинным работам (временное). Л., Гидрометеиздат, 1965.
- Саатчан Г.Г. Снег и снежные обвалы. Тбилиси, 1936 (Тбилисский НИИ сооружений).
- Савельев Б.А., Дурынин Ю.Ф., Слесаренко Ю.Е., Фролов А.Д. Применение ультразвукового метода для изучения строения, состава и физико-механических свойств снежного покрова и оценки лавинной опасности. — В сб.: Снег и лавины Хибин. Изд-во МГУ, 1967.

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

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

Указания по расчету снеговых нагрузок при проектировании сооружений. ВСН 02-73. М., Гидрометеиздат, 1973.

Фляйг В. Внимание, лавины. Пер. с нем. А.А.Асеева. И.Э.Веденской. М., ИЛ, 1960.

Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов. М., "Высшая школа", 1973.

Чернигов В.А. Упругие свойства льда и снега. — В сб.: Вторая континентальная экспедиция, т. 10. Л., "Морской транспорт", 1960.

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

Эльмесов А.М. К вопросу о вязкости снежного покрова. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1962, № 4.

Эльмесов А.М. К вопросу о механических свойствах снежного покрова. — "Труды Закавказ. научно-исслед. гидрометеор. ин-та", 1963, вып. 13.

Эльмесов А.М. К вопросу о зависимости вязкости снега от его плотности и температуры. — В сб.: Физика снежного покрова и снежные лавины. Л., Гидрометеиздат, 1967.

Эльмесов А.М., Анфилофьев Б.А. О полевых и лабораторных исследованиях физико-механических свойств снежного покрова. — В сб.: Инженерная гляциология. Апатиты, 1973 (Труды I Всесоюзного координационного совещания по инженерной гляциологии, 1970, Кировск).

Bader H. Snow as a Material. USA CRREL. Monographs II—B. Hanover, 1962.

Bowden F.P. Friction on Snow and Ice and the Development of some Fast-running Skies. — "Nature", 1955, v.176, N 4490.

Bradley C.C., Lawrence W.F. Kaiset Effect in Snow. — Snow Mechanics. (Proc. of the Grindelwald Sympos., 1974). IAHS-AISH Publ., 1975, N 114.

Brown R.L., Lang T.E. On the Fracture Properties of Snow. — Snow Mechanics. (Proc. of the Grindelwald Sympos., 1974). IAHS-AISH Publ., 1975, N 114.

Bucher E., Roch A. Reibungs- und Packungswiderstande bei raschen Schneebewegungen. — In: Mitteilungen des Eidgenoss. Davos-Weissfluhioch, 1946. (Instituts fur Schnee und Lawinenforschung).

Bucher E. Beiträge zu den theoretischen Grundlagen des Lawinenverbahns. — "Beitr. Geologie der Schweiz. Geotechn. Ser. hydrologie", 1948, Lfg 6.

Chae Y.S. Frequency Dependence of Dynamic Modulus and Damping in Snow. — In: Phys. Snow and Ice, v.1, pt 2. Hokkaido Univ, 1967.

Dobrowolski A.B. Historia lodu naturalna. Warszawa, 1923.

Ericksson R. Medens friktion mot snö och is. Foren. Skogsarbet., Kgl. Domänstyrelsens Arbetsstud., 1949, Med. 34-35.

Feldt E.D., Ballard G.E.H. A Theory of the Consolidation of Snow. — "J. Glaciol.", 1966, v.6, N 43.

Glen J.W. Experiments of the Deformation of Ice. — "J. Glaciol.", 1952, v.2, N 12.

Gold L.W. The Strength of Snow in Compression. — "J. Glaciol.", 1956, v.2, N 20.

Gow A.J. Time-temperature Dependence of Sintering in Perennial Isothermal Snowpacks. — Snow Mechanics. (Proc. of the Grindelwald Sympos., 1974). IAHS-AISH Publ., 1975, N 114.

Gubler H.U. On the Rammsonde Hardness Equation. — Snow Mechanics. (Proc. of the Grindelwald Sympos., 1974). IAHS-AISH Publ., 1975, N 114.

Haefeli R. Schneemechanik mit Hinweisen auf die Erdbaumechanik. — "Beit. Geologie der Schweiz. Geotechn. Ser., Hydrologie", 1939, Lfg. 3.

Haefeli R. Stress Transformation, Tensile Strengths, and Rupture Processes of the Snow Cover. — In: Ice and Snow. Cambridge, MIT Press, 1963.

Higashi A. Mechanisms of Plastic Deformation in Ice Single Crystals. — In: Phys. Snow and Ice, v.1, pt 1. Hokkaido Univ., 1967.

Jellinck H., Brill R. Viscoelastic Properties of Ice. — "J. Glaciol.", 1956, v.26, N 10.

Kingery W.D. Regulation, surface diffusion and ice sintering. — "J. Appl. Phys.", 1960, v.31, N 5.

Kinosita S. Compression of Snow at Constant Speed. — In: Phys. Snow and Ice, v.1, pt 2. Hokkaido Univ., 1967.

Kojima K. Densification of Seasonal Snow Cover. — In: Phys. Snow and Ice, v.1, pt. 2, Hokkaido Univ., 1967.

Kojima K. A Field Experiment on the Rate of Densification of Natural Snow Layers under Low Stresses. — Snow Mechanics (Proc. of the Grindelwald Sympos., 1974). IAHS-AISH Publ., 1975, N 114.

Kuroiva D. Mechanisms and Structure of Snow as a Dispersed System. — Snow Mechanics. (Proc. of the Grindelwald Sympos., 1974). IAHS-AISH Publ., 1975, N 114.

Kuroiva D., Wakahama G., Fujino K., Tanabashi R. The Coefficient of Sliding Friction between Skis and Chemically Treated or Mechanically Compressed Snow Surfaces. — "Low Temperature Sci.", 1969, Ser. A, N 27 (Japan).

Lang T.E., Brown R.L. Stress Concentration in Sloping Snow Pack from geometric Imperfections. — Snow Mechanics. (Proc. of the Grindelwald Sympos., 1974). IAHS-AISH Publ., 1975, N 114.

Lawrence W.F., Bradley C. Ultrasonic Emissions in Snow. — In: USDA Forest Service Techn. Rept., RM-3, 1973.

Lawrence W.F., Bradley C. The Deformation of Snow in Terms of a Structural Mechanism. — Snow Mechanics. (Proc. of the Grindelwald Sympos., 1974). IAHS-AISH Publ., 1975, N 114.

Martinelli M. Physical Properties of Alpine Snow and Related to Weather and Avalanche Conditions. — In: USDA Forest Service Res. Paper, RM-64, 1971.

McConnel J.C. On the Plasticity of an Ice Crystal. — "Proc. Roy. Soc.", London, 1891, v.49, N 299.

Mellor M. Polar Snow — A Summary of Engineering Properties. — In: Ice and Snow. Cambridge, MIT Press, 1963.

Mellor M. Properties of Snow. USA CRREL. Monograph III—Al. Hanover, 1964.

Mellor M. A Review of Basic Snow Mechanics. (International Symposium in Snow Mechanics), Grindelwald, Switzerland, 1974.

Mellor M., Hendrickson G. Confined Creep Tests on Polar Snow. USA CRREL. Res. Rept., 138, Hanover, 1965.

Mellor M., Smith J.H. Creep of Snow and Ice. — In: Phys. Snow and Ice, v.1, pt 2, Hokkaido Univ., 1967.

McClung D.M. Creep and the Snow-Earth Interface Condition in a Seasonal Alpine Snow-Pack. — Snow Mechanics. (Proc. of the Grindelwald Sympos., 1974). IAHS-AISH Publ., 1975, N 114.

Nakaya U. Snow Crystals: Natural and Artificial. Harvard University Press, Cambridge, 1954.

Nakaya U. Viscoelastic Properties of Processed Snow. USA SIPRE. Res. Rept., N 58, 1959.

Nakaya U., Kuroiva D. Physical Properties and Internal Structure of Greenland Snow. — In: Phys. Snow and Ice, v.1, pt 2. Hokkaido Univ., 1967.

Niven C.D. A Proposed Mechanism for Ice Friction. — "Canad. J. Phys.", 1959, v.37, N 3.

Owston P.G., Lonsdale K.J. The Crystalline Structure of Ice. — "J. Glaciol.", 1948, v.1, N 3.

Perla R.I. Strength Tests on Newly Fallen Snow. — In: USDA Forest Service Res. Note, RM-150, 1969.

Perla R.I. Stress and Progressive Fracture of Snow Slabs. — Snow Mechanics. (Proc. of the Grindelwald Sympos., 1974). IAHS-AISH Publ., 1975, N 114.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Perla R.L., Lachapelle E.R. A Theory of Snow Slab Failure. — "J. Geophys. Res.", 1970, v.75, N 36.	
Ramseier R.O. Some Physical and Mechanical Properties of Polar Snow. — "J. Glaciol.", 1963, v.4, N 36.	
Ramseier R.O., Pavlak T.L. Unconfined Creep of Polar Snow. — "J. Glaciol.", 1964, v.5, N 39.	
Salm B. An Attempt to Clarify Triaxial Creep Mechanics of Snow. In: Phys. Snow and Ice, v.1, pt 2. Hokkaido Univ., 1967.	
Salm B. On the Rheological Behaviour of Snow under High Stresses. — "Contribs. Inst. Low Temperat. Sci." Ser. A (Sapporo), 1971, N 23.	
Shimbo M. The Mechanism of Sliding on Snow, Internat. Assoc. Scient. Hydrol. Publ., N 54, 1961. (Snow and Ice Commission, General Assembly of Helsinki, IUGG).	
Shimizu H., Huzioka T. Internal Strains and Stresses of Snow Cover on Slope. — Snow Mechanics. (Proc. of the Grindelwald Sympos., 1974). IAHS-AISH Publ., 1975, N 114.	
Shinojima K. Study on the Visco-Elastic Deformation of Deposited Snow. — In: Phys. Snow and Ice, v.1, pt 2. Hokkaido Univ., 1967.	
Smith F.W. Elastic Stresses in Layered Snow Packs. — "J. Glaciol.", 1972, v.11, N 63.	
Smith F.W., Curtis J.O. Snow Analysis and Failure Prediction in Avalanche Snowpacks. — Snow Mechanics (Proc. of the Grindelwald Sympos., 1974). IAHS-AISH Publ., 1975, N 114.	
Sommerfeld R.A. The Role of Stress Concentration in Slab Avalanche Release. — "J. Glaciol.", 1969, v.8, N 54.	
Sommerfeld R.A. The Relationship between Density and Tensile Strength in Snow. — "J. Glaciol.", 1970, v.60, N 10.	
Sommerfeld R.A. Continuous Measurement of Deformations on an Avalanche Slope. — Snow Mechanics. (Proc. of the Grindelwald Sympos., 1974). IAHS-AISH Publ., 1975, N 114.	
Steinemann S. Results of Preliminary Experiment on the Plasticity of the Crystals. — "J. Glaciol.", 1954, v.2, N 16.	
Tusima K. The Temperature Dependence of Hardness of Snow. — Snow Mechanics. (Proc. of the Grindelwald Sympos., 1974). IAHS-AISH Publ., 1975, N 114.	
Yamada T., Hasemi T., Izumi K., Sato A. On the Dependancies of the Velocities of P- and S-waves and Thermal Conductivity of Snow upon the Texture of Snow. — "Low Temperature Sci.", 1974, Ser. A, N 32 (Japan).	
Yosida Z., Oura H., Kuroiwa D. a. o. Physical Studies on Deposited Snow. — "Contribs. Low Temperat. Sci." (Sapporo), 1956, N 9; 1957, N 11; 1958, N 13.	
Wakahama G. On the Plastic Deformation of Single Crystal of Ice. In: Phys. Snow and Ice, v.1, pt 1. Hokkaido Univ., 1967.	
Wakahama G. The Role of Melt-water in Densification Processes of Snow and Firm. — Snow Mechanics. (Proc. of the Grindelwald Sympos., 1974). IAHS-AISH Publ., 1975, N 114.	

Предисловие	3
Глава 1. <u>Некоторые физические свойства снега</u>	5
Образование кристаллов льда в атмосфере	—
Формирование снежного покрова	9
Плотность и пористость	12
Воздухопроницаемость	13
Водоудерживающая способность и водопроницаемость	15
Теплоемкость	17
Скрытая теплота плавления и возгонки льда.	18
Диффузия водяного пара	—
Теплопроводность	20
Метаморфизм	22
Глава 2. <u>Закономерности деформирования и разрушения снега</u>	26
Деформирование кристаллов льда	—
Взаимодействие зерен снега	30
Основные закономерности деформирования и разрушения снега	37
Глава 3. <u>Упругие свойства снега</u>	42
Распространение упругих волн в снеге	—
Упругие деформации при статических и динамических нагрузках	45
Глава 4. <u>Уплотнение снега</u>	49
Компрессионное уплотнение	—
Уплотнение снега в процессе ползучести	57
Уплотнение снега под действием кратковременных и вибрационных нагрузок	60
Приемы искусственного уплотнения снега	62
Глава 5. <u>Ползучесть снега</u>	64
Ползучесть при сдвиге	—
Ползучесть при одноосном сжатии	69
Ползучесть при растяжении	71
Ползучесть в условиях сложного напряженного состояния	73
Релаксация напряжений	74
Ползучесть при переменных нагрузках	75
Глава 6. <u>Прочностные характеристики снега</u>	77
Разрушение снега	—
Прочность при сдвиге	78
Прочность при растяжении	84
Прочность при одноосном сжатии	86
Твердость снега	87
Несущая способность снежного покрова	90

Глава 7. Поверхностное трение и адгезия снега	95
Трение скольжения	-
Статическое трение и адгезия	102
Глава 8. Устойчивость снежного покрова на склонах гор	105
Уплотнение и течение снежного покрова	-
Предельное равновесие снежного покрова на ровном склоне	107
Взаимодействие снежного покрова на склоне с препят- ствиями	109
Предельное равновесие снежного покрова на склоне со сложной орографией	111
Нарушение устойчивости снежного покрова и возникно- вание лавин	112
Искусственное удержание снежного покрова на склонах гор	116
<u>Заключение</u>	119
<u>Литература</u>	120

Кирилл Фабиевич Войтковский

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА СНЕГА

Утверждено к печати

Научным советом по криологии Земли

Редактор А.Г.Зацарная

Обложка художника М.В. Буткевич

Художественный редактор С.А. Литвак

Технический редактор Е.К. Полукарова

Подписано к печати 11/ I 1977 г.

Т - 03709

Усл.-печ.л.8,0. Уч.-изд.л. 8,4

Формат 60 x 90 ¹/16. Бумага офсет. №1

Тираж 1000 экз. Тип. зак. 1641

Цена 84 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12