

ПЛАСТИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ И РАЗРЫВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ГОРНЫХ СКЛОНАХ ОСТРОВА ШПИЦБЕРГЕН

В.П. Епифанов, Н.И. Осокин*

Институт проблем механики РАН, 119526, Москва, просп. Вернадского, 101, корп. 1, Россия, evp@ipmnet.ru

** Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия, osokinn@mail.ru*

Исследованы зависимости динамической твердости снега на склоне от его глубины залегания и температуры до и после просадки. Измерена деформационная анизотропия твердости снега вдоль и поперек склона; рассмотрена вторичная стратификация по твердости; рассчитаны напряжения отрыва при просадке.

Снежный покров, структура, температура, локальная твердость, напряжения отрыва, плотность

PLASTIC FLOW AND TENSILE STRENGTH OF SNOW COVER ON MOUNTAIN SLOPES OF SPITZBERGEN ISLAND

V.P. Epifanov, N.I. Osokin*

Institute of Problems Mechanics RAS, 119526, Moscow, pr. Vernadskogo, 101, build. 1, Russia, evp@ipmnet.ru

** Institute of Geography RAS, 119017, Moscow, Staromonetnyi per., 29, Russia, osokinn@mail.ru*

The dependences of snow dynamic hardness with depth and temperature under balance conditions and after destruction due to tensile stress action are investigated. The deformation anisotropy of hardness of a layer along and across a slope is revealed. Secondary stratification of snow hardness is considered and the rupture strength is calculated.

Snow cover, structure, temperature, density, local hardness, tensile strength

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что несущая способность снежного покрова и его устойчивость на склоне оцениваются твердостью, т. е. способностью снега сопротивляться внедрению в него жесткого тела определенной формы (индентора), рабочая часть которого полностью погружается в снег. Твердость снега σ_S рассчитывают из уравнения

$$\sigma_S = R_S / S, \quad (1)$$

где R_S – приложенная к индентору сила, Н; S – площадь миделева сечения индентора, м² [Залиханов и др., 2000].

На результаты измерений влияют такие факторы, как форма и размеры рабочей части индентора (наконечника), а также способ приложения силы и скорость нагружения [Троицкая, 1950; Самойлов, Ушаков, 1983; Самойлов и др., 1983; Самойлов, 1988; Епифанов, Осокин, 2004]. При интерпретации и сравнении данных по твердости необходимо учитывать особенности поля напряжений, создаваемые наконечником, поскольку они определяют физические процессы в снегу при индентировании.

В общем случае реакция снега на внедрение индентора определяется суммой вкладов от таких процессов, как сжатие, сминание, трещинообразование, трение и расширение кратера [Колесников,

Морозов, 1989; Епифанов, 2007]. Вклад каждого физического процесса можно целенаправленно ограничивать или расширять, изменяя, например, условия нагружения и геометрию наконечника.

Наиболее перспективным является низкоскоростное нагружение, при котором твердость не зависит от времени нагружения. На практике это достигается в случае внедрения индентора в снег с начальной скоростью $0,6 \text{ м/с} < V_0 \leq 2 \text{ м/с}$ [Епифанов, Кузьменко, 1986]. В измерительных приборах – пенетрометрах скорость задается поджатием калиброванной пружины или высотой поднятия груза, например, в методе Хеффели [Haefeli, 1939].

Если наконечник имеет форму шарового сегмента, то в снегу сначала образуется ядро сжатия [Ишлинский, Кондратьева, 1950], затем конус уплотнения [Колесников, Морозов, 1989]. Уплотненная часть снега отделяется от снежного каркаса по механизму, известному как адиабатический сдвиг [Коломьца, 1984]. На измеряемую величину влияют потери энергии, которые зависят от условий внедрения наконечника в снег.

Иной механизм реализуется, если наконечник имеет форму обоюдоострого ножа. В этом случае частицы снежного каркаса отжимаются от индентора и никакой пробки перед индентором не образуется [Зукас и др., 1985]. Соответственно, дис-

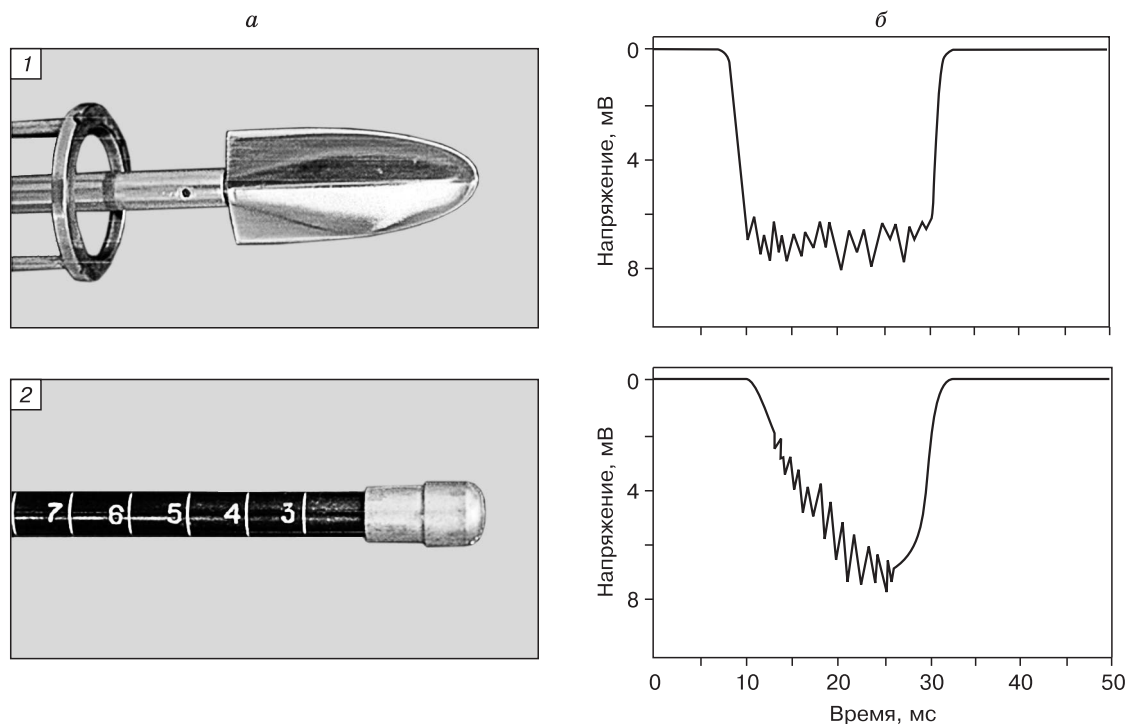


Рис. 1. Формы наконечников индентора (а) и соответствующие нормированные по амплитуде осциллограммы (б), полученные при взаимодействии со снегом.

1 – обоюдоострый нож; 2 – шаровой сегмент.

сипативные потери энергии снижаются и результат измерений характеризует свойства снежного каркаса, а не процесс уплотнения снега.

В этом нетрудно убедиться при сопоставлении осциллограмм взаимодействия снега с инденторами разной формы [Етифанов, Кузьменко, 1986]. Для индентора с затупленной рабочей частью осциллограмма имеет форму треугольника, а для индентора в виде обоюдоострого ножа – равнобедренной трапеции (рис. 1). При одинаковой энергии соударения амплитуда осциллограммы в первом случае оказывается выше, поскольку сопротивление уплотненного снега существенно больше.

В настоящем исследовании определяющую роль играют физико-механические свойства снежного каркаса, поэтому выбран наконечник в виде обоюдоострого ножа.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Проблема наблюдений за снежным покровом на горном склоне с целью оценки его несущей способности и устойчивости по-прежнему остается актуальной. Для ее решения требуется не только обоснованный выбор параметров, которые бы характеризовали термодинамическое состояние снега, но и измерение определяющих его характеристик.

Поскольку снег – сложная среда с большой удельной поверхностью [Mellor, 1975; Perla, 1977; Johnson, Hopkins, 2005], требуются количественные эксперименты для оценки характеристик именно снежного каркаса. Основу этого каркаса образует лед – активный термомеханический материал, который находится в условиях, близких к температуре фазового перехода, и подвержен непрерывному метаморфизму.

В настоящее время не существует параметра, позволяющего охарактеризовать микроструктуру снега. Плотность снега можно рассматривать лишь как очень грубую меру его микроструктуры и как свойство, однозначно характеризующее только его массу в единице объема. Твердость снега – интегральная величина, зависящая не только от микроструктуры снега и структуры кристаллической решетки льда, но и от временного фактора и температуры. Связь между твердостью снега со скоростью деформации $\dot{\epsilon}$, температурой воздуха T_a и микроструктурой снега можно представить уравнением

$$\sigma_s = f(\dot{\epsilon}, T_a, S_i, P_j), \quad (2)$$

где параметр состояния S_i характеризует микроструктуру снега, а параметр P_j – структуру кристаллической решетки льда.

Микроструктура снега характеризуется его плотностью, координационным числом, пористостью, удельной поверхностью, радиусом кризисны зерна, извилистостью и т. д. Зерно снега сохраняет основной признак кристаллического состояния льда – решетчатую атомную структуру и все определяемые ею свойства (период решетки, его упругие модули, энергию связи, коэффициенты диффузии и др.). Решение уравнения (2) без учета микроструктуры получено в осесимметричной постановке для вязкоупругой среды с использованием экспериментальной деформационной кривой [Ишлинский, 1986]. Это позволяет осторожно использовать динамическую твердость в качестве переменной при оценке свойств снежного покрова.

Метод измерения твердости снега в полевых условиях находится пока в стадии разработки [De Quervain, 1950; Takeuchi et al., 1998; Birkeland et al., 2004; Kronholm et al., 2004]. Экспериментальные данные, полученные с помощью уплотняющих снег инденторов, не позволяют количественно охарактеризовать прочностные свойства снежного каркаса. Поэтому нами предложен метод измерения динамической твердости снега в полевых условиях и измерительное устройство, реализующее этот метод [Залиханов и др., 2000].

В настоящем исследовании была поставлена задача: изучить динамическую твердость в слоях снежного покрова на западном склоне горы Улаф (залив Гренфьорд, о. Шпицберген) с учетом его температуры, плотности и структуры и с учетом температуры воздуха, а также определить анизотропию уплотненного слоя вдоль и поперек склона и критическое напряжение отрыва в подстилающем слое при просадке. Принимается, что снежный

покров стратифицирован по плотности, а следовательно, и по твердости [Божинский, Лосев, 1987]. Эта первоначальная стратификация может изменяться под действием процессов тепло- и массопереноса, а также нормальных и сдвиговых напряжений, в результате должна наблюдаться вторичная стратификация по прочности и твердости. Географические факторы (растительность, влажность, структура почв и др.) в работе не рассматриваются.

МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

Измерения выполнены с помощью оригинального измерительного устройства (пенетрометра), предназначенного для определения локальной динамической твердости снега в полевых условиях (рис. 2) [Пенетромтр..., 1990]. Модель пенетрометра состоит из двух блоков (измерительного и механического) и электрической линии связи между ними. Механический блок пенетрометра конструктивно выполнен в форме пистолета, в стволе которого размещен индентор, а также метательный и спусковой механизмы. Индентор представляет собой полый стержень с наконечником, внутри которого размещен пьезоэлемент, жестко соединенный с наконечником. Метательный механизм пружинного типа сообщает индентору заданную начальную скорость. В состоянии поступательного движения индентор может проникать в снег на глубину до 60 мм. Пьезоэлемент электрически соединен с измерительным блоком, который состоит из предусилителя с источником питания, импульсного вольтметра и запоминающего устройства с цифровым индикатором. При торможении индентора про-

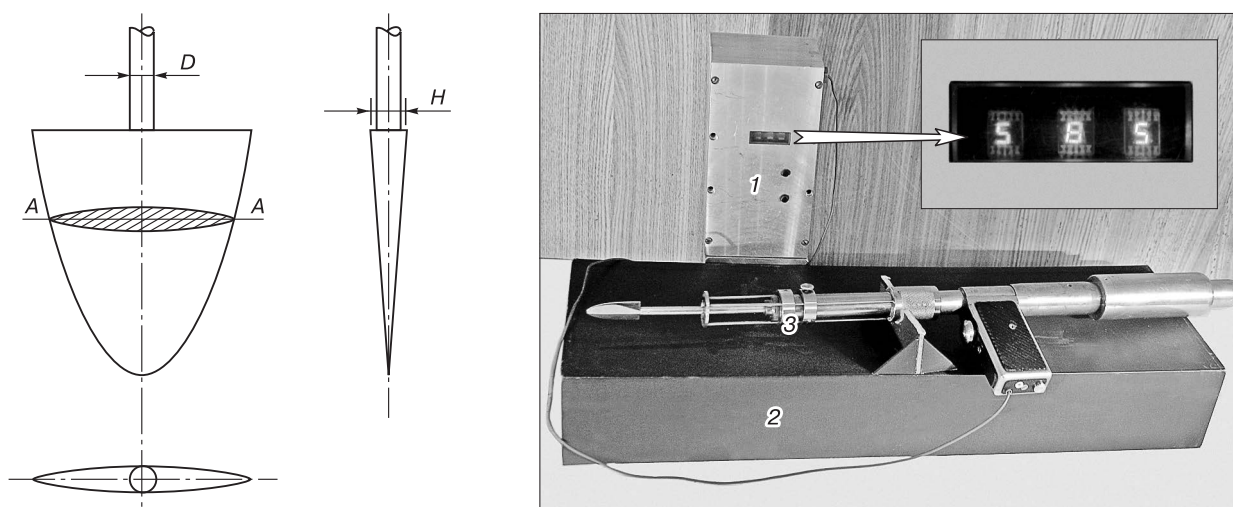


Рис. 2. Пенетромтр для снега:

1 – измерительный блок с цифровым индикатором (стрелка указывает на шкалу индикатора в увеличенном масштабе); 2 – футляр; 3 – механический блок. Слева – проекции наконечника.

исходит преобразование механических деформаций в электрический сигнал, величина которого пропорциональна ускорению, причем амплитуда электрического сигнала, генерируемого пьезоэлектрическим элементом, возрастает пропорционально нагружающему усилию. Таким образом, метод индентирования основан на определении реакции сопротивления снега проникновению в него наконечника. Измерение этого сопротивления осуществляется на основе пьезоэлектрического эффекта преобразования механической энергии в электрическую.

Сила R_S (она же сопротивление снега) пропорциональна ускорению \ddot{X} и массе индентора m :

$$R_S = \ddot{X}m, \quad (3)$$

причем ускорение индентора определяют из уравнения

$$\ddot{X} = U/k = kC \left[U(\tau) + \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} U(\tau') d\tau' \right], \quad (4)$$

где U – амплитуда напряжения, генерируемого пьезоэлементом; k – заранее заданный коэффициент преобразования всей измерительной системы; C – параметр линии связи; τ – время [Епифанов, 1990].

Для нахождения силы R_S в (1) используется измерительное устройство, которое состоит из пьезоэлемента, жестко соединенного с индентором, линии связи, импульсного вольтметра с цифровой индикацией, калиброванной пружины, стопорного и спускового механизмов, а также источника электрического питания [Пенетрометр..., 1990; Способ..., 1990].

Определенные в соответствии с уравнениями (3), (4) значения силы R_S подставляют в уравнение (1) и для известного сечения S индентора рассчитывают локальную динамическую твердость снега σ_S . В измерительном устройстве эти вычисления заложены в программу, а результат высвечивается на цифровом индикаторе.

Технические характеристики. Погрешность измерения параметров электрического импульса 5%. Воспроизводимость результата измерений на однородном материале около 1%. Время измерения 2–3 с. Масса прибора около 2 кг. Минимальная рабочая температура -20°C . Электронный блок питается от батареи из четырех элементов типа DURACELL D Alkaline 1,5 V MN1300 LR20. Размеры индентора: высота 4 см, ширина 2 см, максимальная толщина 0,5 см. Площадь миделева сечения $S = 0,87 \text{ см}^2$. Скорость вхождения индентора в снег задается определенным сжатием калиброванной пружины и фиксированным расстоянием точки вхождения от дульного среза.

Порядок выполнения операций. Пенетрометр располагают в соответствии с задачей измерения,

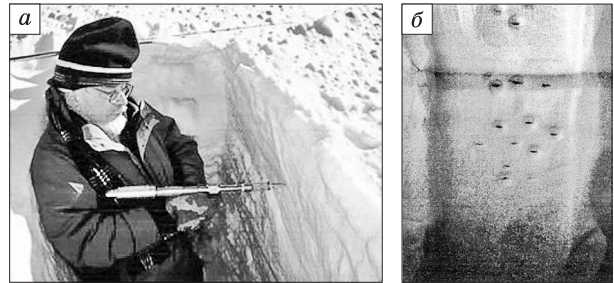


Рис. 3. Рабочий момент измерений в шурфе (а) и отпечатки индентора в слоях снежного покрова (б).

например, горизонтально, при этом опорное кольцо ограничителя должно соприкасаться с поверхностью слоя снега. Затем нажимают кнопку спускового механизма на рукоятке пенетрометра. Индентор частично выдвигается из ствола и его рабочая часть полностью входит в снег, при этом на цифровом табло высвечивается трехзначное число. Это число после умножения на коэффициент k (указанный в паспорте к прибору) дает значение динамической твердости. Результат измерения регистрируется вместе с записью температуры слоя, его толщины, плотности, номера слоя и структуры снега. В слое снега остается отпечаток индентора (рис. 3).

Условия работы. Температуру снега T_S и температуру воздуха T_a измеряли (с погрешностью $\pm 0,1^\circ\text{C}$) с помощью электрического термометра типа GTN 175/Pt Pt1000 Digitalthermometer. Дополнительно учитывали данные метеостанции о суточном ходе температуры воздуха (рис. 4).

Воспроизводимость результатов измерений. Для контрольных измерений выбран слабо уплотненный мелкозернистый снег, который сформировался при метелевом переносе в старом шурфе. Такая климатическая особенность о. Шпицберген, как повышенная влажность, усиливает

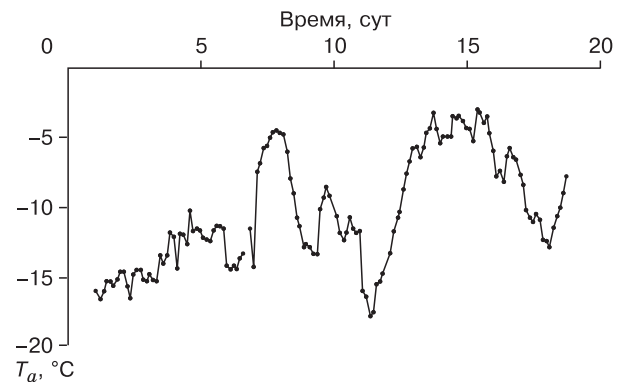


Рис. 4. Температура воздуха (T_a) по данным метеостанции в пос. Баренцбург, апрель 2008 г.



Рис. 5. Плита из уплотненного мелкозернистого снега, из которого готовили блоки для контрольных измерений.

способность к слипанию и формированию однородной плиты из частиц дисперсного размера (подтверждено конусом Тиндаля) (рис. 5).

Первая серия измерений. Из снежной плиты вырезали блоки размерами $20 \times 20 \times 20$ см, устанавливали их на массивной опоре и измеряли твердость при температуре воздуха $T_a = -2,4$ °С. Плотность (ρ_S) и температуру (T_S) снега определяли по обычной методике. Результаты измерений приведены в табл. 1, I. Получено среднее значение твердости $\sigma_S = (3,93 \pm 0,08)$ кПа при погрешности около 2 %.

Вторая серия измерений. При измерениях в шурфе получено среднее значение твердости $\sigma_S = (4,7 \pm 0,2)$ кПа при погрешности около 4 % (см. табл. 1, II). Большая погрешность, чем в первой серии измерений, указывает на слабую пространственную неоднородность снега в исследуемом слое снежного покрова.

Третья серия измерений. Эти измерения имели целью проверить принципиальную возмож-

Таблица 1. Твердость σ_S (кПа) мелкозернистого слабо уплотненного снега по результатам измерений (серии I–III)

| № п/п | I серия ($\rho_S = 300$ кг/м ³ , $T_S = -7,8$ °С) | II серия ($\rho_S = 353$ кг/м ³ , $T_S = -4,6$ °С) | III серия ($\rho_S = 353$ кг/м ³ , $T_S = -4,6$ °С) |
|-------|---|--|---|
| | 1 | 4,0 | 4,7 |
| 2 | 3,8 | 4,7 | 4,9 |
| 3 | 4,0 | 5,0 | 4,5 |
| 4 | 3,9 | 5,0 | 4,7 |
| 5 | 3,9 | 4,3 | 4,2 |
| 6 | 4,2 | – | 4,9 |
| 7 | 3,9 | – | 4,9 |
| 8 | – | – | 4,8 |
| 9 | – | – | 4,8 |
| 10 | – | – | 5,0 |
| 11 | – | – | 4,9 |

ность экспресс-метода определения динамической твердости снега в условиях залегания. В упрощенном варианте керн получали с помощью трубчатого отборника, затем отборник с керном устанавливали на массивной опоре и измеряли твердость снега (см. табл. 1, III). Значения твердости ($4,7 \pm 0,2$) кПа и погрешности (4 %) совпадают с результатом измерений в шурфе (серия II). По-видимому, такие процедуры пригодны в качестве основы при разработке бесшурфового метода.

Таким образом, погрешность контрольных измерений на образцах мелкозернистого снега (серия I) и в одновозрастном слое снежного покрова (серия II) соответствует технической характеристике точности измерений пенетрометра (<5 %). Из полученных данных можно заключить, что метод пригоден для определения твердости снега в условиях о. Шпицберген.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полигон расположен в районе пос. Баренцбург у подножия горы Улаф (залив Гренфьорд) вблизи метеостанции. Площадка базового профиля с координатами $78^{\circ}03,440'$ с.ш. и $14^{\circ}13,226'$ в.д. нахо-

Таблица 2. Характеристики снега в базовом шурфе

| Номер слоя | h , см | h/h_{\max} | ρ_S , кг/м ³ | Структура |
|------------|----------|--------------|------------------------------|--|
| 1 | 155–136 | 0,88–1,00 | 300 | Слабо уплотненный, мелкозернистый |
| 2 | 136–126 | 0,80–0,88 | 300 | Мелкозернистый, слабо уплотненный, метелевый |
| 3 | 126–123 | 0,79–0,80 | 284 | Мелкозернистый, слегка разрыхленный, без прослоек |
| 4 | 123–93 | 0,60–0,79 | 353 | Среднезернистый, уплотненный |
| 5 | 93–60 | 0,38–0,60 | 360 | Среднезернистый (1–2 мм), метаморфизированный, с семью ледяными прослойками (2–5 мм), смерзшийся |
| 6 | 60–0 | 0–0,38 | 375 | Среднезернистый, загрязненный, с ледяными прослойками (1–3 мм) суммарной толщины 4 мм |

Примечание. h/h_{\max} – относительная глубина залегания снега; h_{\max} – высота снежного покрова.

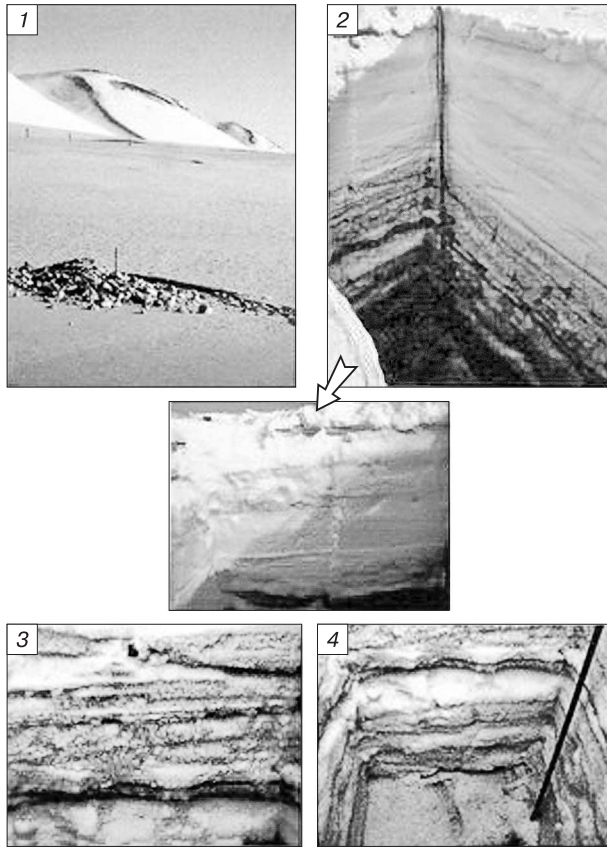


Рис. 6. Общий вид базового профиля (1) и одновозрастные слои верхнего (2), среднего (3) и нижнего (4) горизонтов снежного покрова.

дится на высоте 60 м над уровнем моря, имеет западную экспозицию (270°) и уклон $\sim 10^\circ$. При выборе места учитывалось, что здесь ведутся

многолетние наблюдения за снежным покровом и имеется опыт практических работ со снегом, достаточный для решения поставленной задачи.

В снежном покрове были выделены шесть слоев, которые отличаются по структуре и плотности (табл. 2), что не противоречит традиционному выделению трех зон (верхней, средней и нижней), различающихся термодинамическим состоянием снега (рис. 6). Резко выраженная слоистость свидетельствует о том, что снежный покров сформировался в результате многочисленных снегопадов при разных метеорологических условиях и имеет явно выраженную первичную стратификацию по плотности.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Состояние снежного покрова на склоне, строго говоря, не является равновесным. Снег не только оседает, но и медленно сползает по склону. Градиент температуры по толщине создает условия для тепло- и массообмена. Прохождение температурной волны не только вызывает локальные термические напряжения, усиливает или ослабляет деформационные процессы, но и изменяет его свойства. В совокупности все эти факторы создают условия для метаморфизма снега [Колосов, 1984] и могут привести к разрыву слоя. Однако, пока сплошность снежного покрова не нарушена, будем рассматривать его состояние как квазиравновесное и оценивать происходящие в нем изменения по значениям твердости в периоды резкой смены температуры воздуха.

Период похолодания. Результаты измерений твердости на стенке шурфа, ориентированной поперек склона, при значительном градиенте температуры $0,13^\circ\text{C}/\text{см}$ для 12 апреля представлены на рис. 7. Следует отметить высокую по сравнению

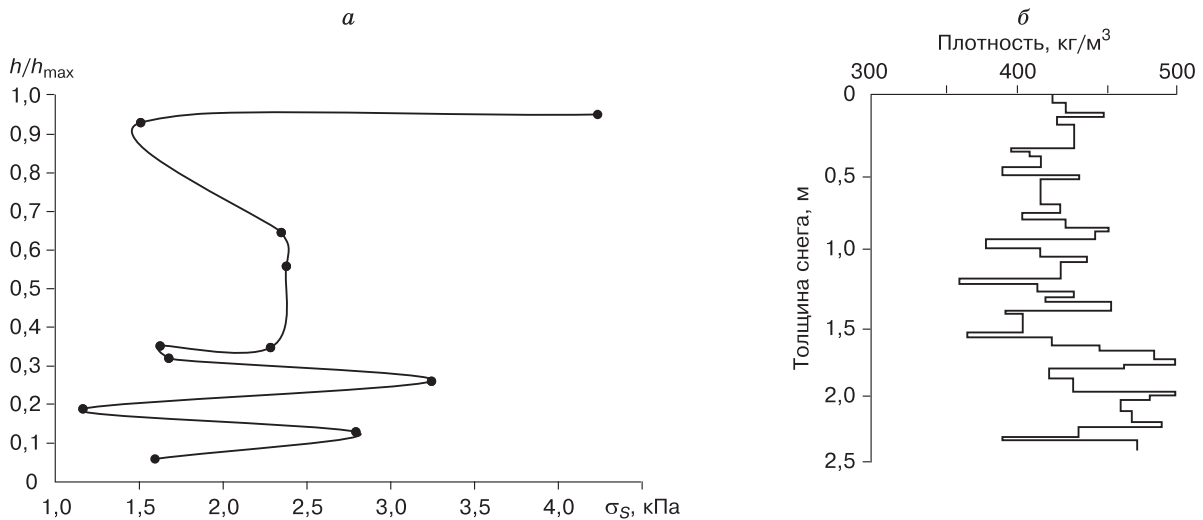


Рис. 7. Зависимость динамической твердости σ_S от относительной глубины залегания снега h/h_{max} (а) и зависимость плотности снега от толщины снежного покрова [Adams, Brown, 1982] (б).

нию с другими слоями твердость в верхней зоне (>4 кПа), существенно меньшую твердость подстилающего слоя (1,5 кПа) и немонотонные изменения твердости в нижней зоне.

Такие известные факты, как образование снежного наста и разрыхление подстилающего слоя при резком похолодании, подтверждены в данном случае значениями твердости [Божинский, Лосев, 1987].

Эффект немонотонных изменений твердости по толщине снега, особенно на глубине более 0,5 м, по-видимому, менее известен. Близкие результаты, а именно дискретные изменения плотности по толщине снежного покрова, получили Е. Адамс и Р. Бровн [Bradley et al., 1977; Adams, Brown, 1982, 1989]. Поскольку Р. Бровн выполнял измерения с помощью микротвердомера, полученная им зависимость (см. рис. 7, б) фактически характеризует эффективную микротвердость снега и может в первом приближении рассматриваться как независимое подтверждение немонотонных изменений твердости по толщине снежного покрова. Р. Бровн связывает чередование структур разной плотности с расстоянием между тонкими корками льда и объясняет наблюдаемую им дискретность особенностями теплопереноса вблизи этих корок. Однако наблюдаемые нами изменения имеют характерный период ($\sim 0,1h/h_{\max}$), что только в отдельных случаях совпадает с расстоянием между прослойками льда. Это указывает на иной масштаб структур и, возможно, на принципиально иной механизм их формирования.

Несомненно, все наблюдаемые изменения твердости снега прямо или косвенно связаны с процессом теплопереноса. Однако в гравитационном поле уплотнение и разуплотнение снега, особенно на склоне, могут реализоваться и по деформационным механизмам, например, при ползучести снега или просадке. В целом формирование структур снега разной плотности в снежном покрове на склоне – термомеханический процесс.

Период потепления. Результаты измерений твердости, температуры и плотности на стенке шурфа, ориентированной также поперек склона, при малом градиенте температуры $0,02$ °С/см для 14 апреля представлены на рис. 8. Эффект немонотонных изменений твердости сохранился и в новом шурфе, но существенно изменилась форма кривой $\sigma_s(h/h_{\max})$.

Резкое уменьшение твердости снега в верхней зоне обусловлено разрушением снежной корки, а увеличение твердости в средней и нижней зонах – результат распространения температурной волны от предыдущего похолодания и перераспределения напряжений.

Необходимо отметить, что экстремальные точки кривой $\sigma_s(h/h_{\max})$ “привязаны” к физическим поверхностям, например, к границам между слоями или тонкими прослойками льда. Так, немонотонные изменения твердости в верхней зоне снежного покрова связаны с образованием корки при похолодании, ее сжатием, передачей сжимающего усилия на подстилающий слой и его разрыхлением. Фактически изменения твердости по глубине обусловлены вторичной стратификацией снега по твердости.

В средней и нижней зонах влияние температурной волны как фактора термических напряжений уменьшается, при этом возрастает роль сдвиговых напряжений. Их увеличение с толщи-

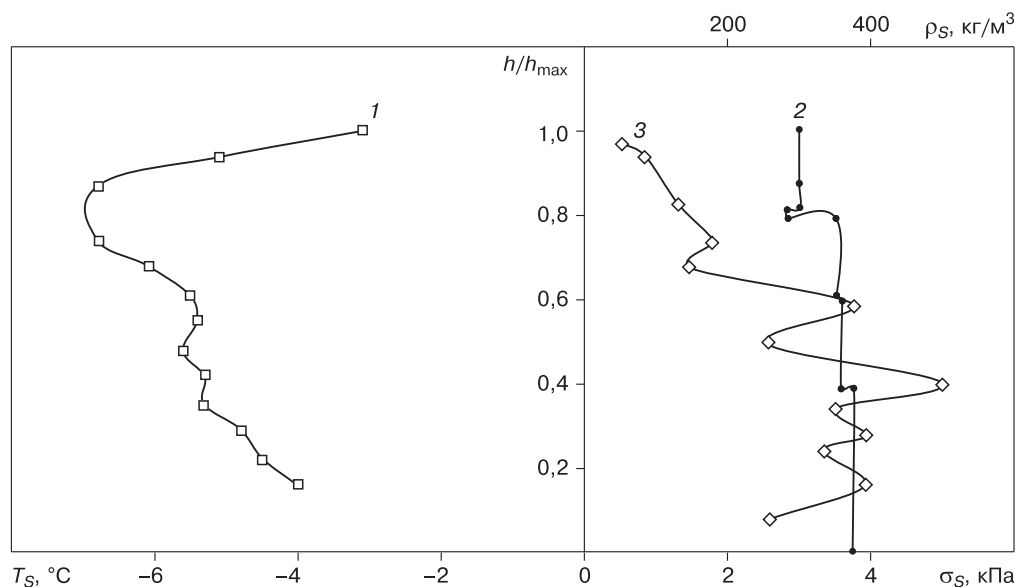


Рис. 8. Зависимость температуры (1), плотности (2) и динамической твердости (3) от относительной глубины залегания снега h/h_{\max} (стенка шурфа ориентирована поперек склона).

ной снега усиливается присутствием неоднородностей в снежном покрове. Эти неоднородности структуры являются концентраторами напряжений, вблизи которых реализуются максимальные пластические деформации, т. е. происходит разуплотнение структуры.

Период вторичной стратификации по твердости снега составляет от $0,1h/h_{\max}$ до $0,2h/h_{\max}$ при максимальной амплитуде $1,0-1,3$ кПа. Увеличение периода свидетельствует о гомогенизации полей напряжения, например, в связи с прекращением действия сжимающих напряжений со стороны верхнего слоя.

Подтверждение о другом, деформационном, механизме вторичной стратификации по твердости было получено в экспериментах по ползучести снега.

Анизотропия твердости. Эта серия измерений отличается от предыдущих (см. рис. 7, 8) тем, что, во-первых, выполнена на стенке шурфа, ориентированной вдоль склона. Во-вторых, температура по толщине снега изменяется почти линейно при малом градиенте температуры ($0,02$ °C/см), что свидетельствует о малых термических и остаточных напряжениях. Единственный экстремум на полученной зависимости динамической твердости снега от приведенной толщины снежного покрова наблюдается в точке ($h/h_{\max} \sim 0,4$, $\sigma_S \sim 5$ кПа), для которой ранее было получено максимальное значение твердости, а теперь наблюдается минимальная твердость $\sim 2,5$ кПа (рис. 9). Общая тенденция увеличения твердости с глубиной залегания сохранилась, но кривая сместилась влево по оси абсцисс.

Следует отметить два факта: почти двукратная анизотропия твердости одного и того же слоя вдоль и поперек склона, а также меньшая твер-

дость вдоль склона по всей толщине снежного покрова. Эти факты могут быть объяснены известным в механике эффектом деформационного упрочнения льда в направлении максимального усилия и разупрочнения в поперечном направлении, например, при растяжении/сжатии ледяного образца. Таким образом, результаты измерений подтверждают факт сползания снега со склона, причем минимальные значения твердости на границе между 5-м и 6-м слоями (см. табл. 2) свидетельствуют об интенсивном разрыхлении, вероятно, происходящем под действием максимальных деформаций.

Сопоставление данных по динамической твердости вдоль и поперек склона отчасти проясняют природу немонотонных изменений твердости в нижней зоне снежного покрова (см. рис. 7, 8). Поскольку этот эффект наблюдается только на стенках шурфа, плоскость которых ориентирована поперек склона, существенной оказывается ортогональная к плоскости стенки ориентация сдвиговых напряжений и их значение. Максимальных значений эти напряжения достигают именно в нижней зоне снежного покрова, где их действие усиливается концентраторами в виде ледяных прослоек и более высокой температурой.

Медленное сползание снега со склона происходит под действием напряжений сдвига, которые зависят от угла уклона β , глубины залегания слоя h и направлены параллельно подстилающей поверхности. В первом приближении напряжения сдвига могут быть оценены из уравнения

$$\sigma_{\parallel} = \rho gh \sin \beta, \quad (5)$$

где g – ускорение свободного падения. В протяженной траншее на площадках с разным уклоном в разновозрастном слое снега ($h \sim 0,3$ м) была

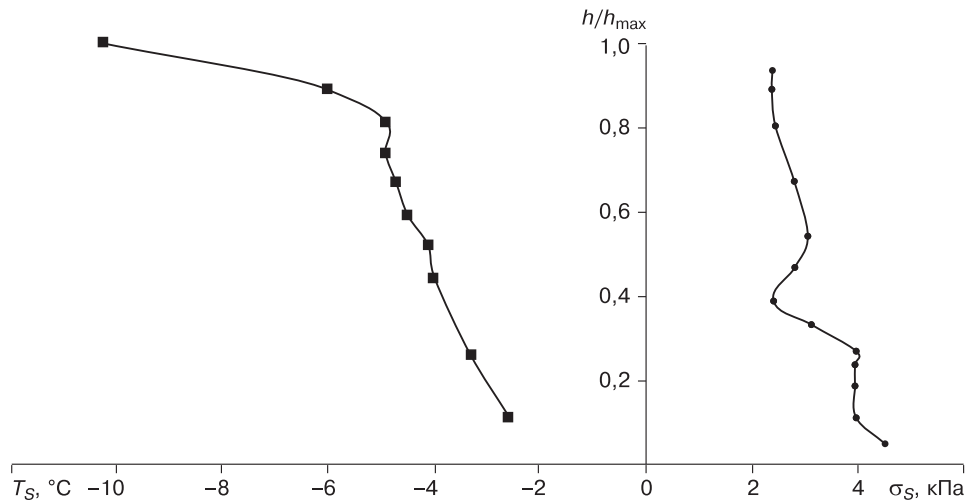


Рис. 9. Зависимость температуры T_S и твердости σ_S снега от его относительной глубины залегания h/h_{\max} (стенка шурфа ориентирована вдоль склона).

Таблица 3. Зависимость динамической твердости снега и сдвиговых напряжений от уклона подстилающей поверхности и его характеристики*

| β , град | T_S , °C | ρ_S , кг/м ³ | σ_S , кПа | σ_p , кПа |
|----------------|------------|------------------------------|------------------|------------------|
| -2 | -4 | 220 | 3,5 | 0,02 |
| 10 | -3,5 | 190 | 2,5 | 0,1 |
| 24 | -3,3 | 290 | 2,5 | 0,35 |
| 19 | -4,2 | 215 | 1,4 | 0,2 |
| 17 | -4,2 | 230 | 1,7 | 0,2 |
| 15 | -4,0 | 210 | 3,4 | 0,16 |

* Измерения сделаны на стенке траншеи, ориентированной вдоль склона, в одновозрастном слое.

выполнена серия измерений и рассчитаны по уравнению (5) значения сдвиговых напряжений. Результаты приведены в табл. 3.

Увеличение угла уклона и его последующее уменьшение аналогично нагружению и разгрузке при испытании на растяжение. Максимальные изменения твердости составляют 60 % от первоначального значения, а плотности – только 34 %, что подтверждает большую чувствительность твердости к изменениям, происходящим в снежном покрове на склоне. “Восстановление” при разгрузке значений твердости почти до первоначальных значений свидетельствует о преимущественно упругом механизме деформирования снежного каркаса в верхних слоях. Качественно близкий характер изменения величин твердости и плотности в одновозрастном слое снежного покрова при “циклическом” изменении уклона подстилающей поверхности (рис. 10) подтверждают зависимость твердости от плотности (см. уравнение (2) и рис. 7). Однако близким значениям плотности снега соответствуют сильно различающиеся значения его твердости (см. табл. 3). Для установления истинных причин такого расхождения (как и корреляции) и количественной связи между ними требуются дополнительные исследования.

Таким образом, можно отметить несколько причин изменения динамической твердости по толщине снежного покрова. Фундаментальной

причиной увеличения твердости снега является его уплотнение под давлением вышележащих слоев (первичная стратификация). Кроме того, возможно резкое увеличение твердости верхнего слоя (образование корки толщиной около 10 см) при резком похолодании по механизму тепломассопереноса, последующее разрушение которой при потеплении может рассматриваться как вторичная стратификация по твердости. В рамках этой общей тенденции возможно ограниченное тонким слоем разуплотнение в результате метаморфизма, чаще всего вблизи подстилающей поверхности (глубинная изморозь).

При значительном градиенте температуры, особенно в период резкой смены температуры воздуха, в толще снежного покрова наблюдается эффект вторичной стратификации по твердости, который обусловлен особенностями прохождения температурной волны и ее взаимодействием с его слоистой структурой.

В снежном покрове на склоне изменения динамической твердости по глубине залегания являются результатом формирования анизотропных структур большей твердости в направлении уклона и меньшей твердости поперек склона (при ползучести). Анизотропные структуры формируются при совместном действии сдвиговых напряжений вблизи естественных концентраторов напряжений и метаморфизма при значительном градиенте температуры и отражают неоднородность внутреннего поля напряжений. Метод индентирования позволяет контролировать изменение термодинамического состояния снега на склоне, при этом динамическая твердость проявляет свойства интегрального параметра (см. уравнение (2)).

Разрыв одновозрастного слоя. Как уже отмечалось, при малых толщинах и небольших углах уклона снег деформируется упруго. Однако уже при $h \geq 1,0$ м и $\beta \geq 10^\circ$ наблюдается ползучесть снега. Этот процесс характеризуется временем релаксации τ_0 или скоростью релаксации $\dot{\epsilon}_0$, которые связаны с модулем сдвига G и вязкостью η снега соотношением

$$\tau_0 = \eta / G = 1 / \dot{\epsilon}_0. \quad (6)$$

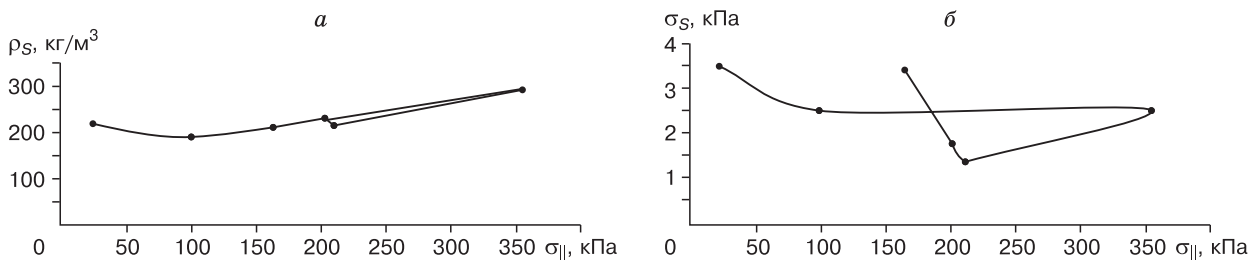


Рис. 10. Влияние сдвиговых напряжений $\sigma_{||}$, возникающих при изменении уклона в одновозрастном слое, на плотность ρ_S формирующейся структуры снега (а) и его твердость σ_S (б) (см. табл. 3).

Например, для значений $\eta = 10^9$ Па·с и $G = 10^7$ Па, согласно уравнению (6), получим $\tau_0 \sim 100$ с и $\dot{\epsilon}_0 \sim 0,01$ с⁻¹ [Снег, 1986]. Если скорость ползучести превышает скорость релаксации

$$\dot{\epsilon} \geq \dot{\epsilon}_0 \text{ или } \tau_0 \geq \tau, \quad (7)$$

то в снегу накапливаются микродефекты, которые уменьшают твердость снега и в конечном счете должны привести к его хрупкому разрушению.

В результате целенаправленных поисков найден профиль с трещиной на глубине 0,5 м, которая образовалась при просадке (рис. 11). Разрыв произошел в результате комбинации двух факторов: увеличения сдвиговых напряжений, вызванных добавочной нагрузкой вследствие метелевого переноса, и просадки рыхлого подстилающего слоя. Увлажнение свежотложенного снега и резкий перепад температур послужили спусковым механизмом разрыва базового слоя [McClung, 2005]. После его разрыва произошло перераспределение напряжений в примыкающей области, о чем свидетельствует система вторичных трещин.

На первый взгляд, объект невелик для того, чтобы стать предметом рассмотрения склоновых процессов на Шпицбергене. Однако, согласно Гриффитсу, анализ крупномасштабных объектов при помощи малых моделей допустим, поскольку

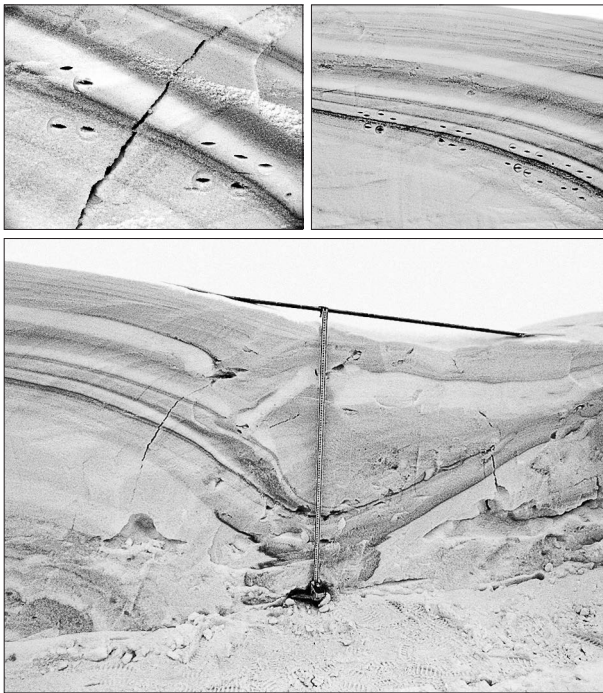


Рис. 11. Профиль снежного покрова с трещиной.

Вверху – увеличенные фрагменты со следами накопника.

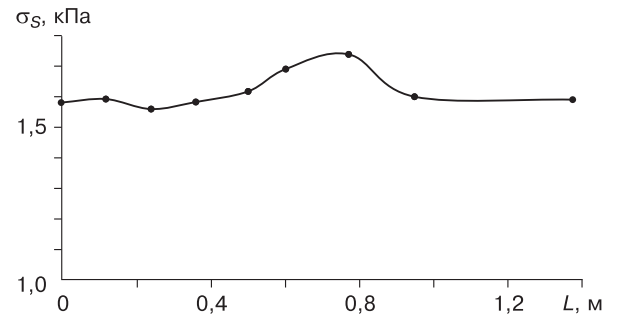


Рис. 12. Изменение динамической твердости в базовом слое.

произведение критического напряжения трещинообразования $\sigma_{кр}$ на характеристическую длину трещины \sqrt{L} есть величина постоянная [Прикладные..., 1988]:

$$\sigma_{кр} \sqrt{L} = \text{const}. \quad (8)$$

Результаты измерений динамической твердости снега в базовом слое приведены на рис. 12. За начало отсчета выбрана точка на левом горизонтальном участке базового слоя, которому соответствовали постоянные значения твердости. Из рис. 12 следует, что по мере увеличения угла наклона слоя твердость слабо уменьшается вплоть до разрыва и существенно возрастает после него. Уменьшение твердости вызвано накоплением микроразрушений в слое при растяжении, а увеличение является следствием уплотнения под действием свежевыпавшего снега.

Для известных геометрии профиля и характеристик снега ($\rho_s = 284$ кг/м³, $E = \rho V_p = 5 \cdot 10^7$ Па, где E – динамический модуль; V_p – скорость продольной волны) с помощью метода конечных элементов построены изополя напряжений N_1 и определено критическое напряжение в базовом слое в точке отрыва $\sigma_{кр} \approx 3$ кПа (рис. 13). Затем с уче-

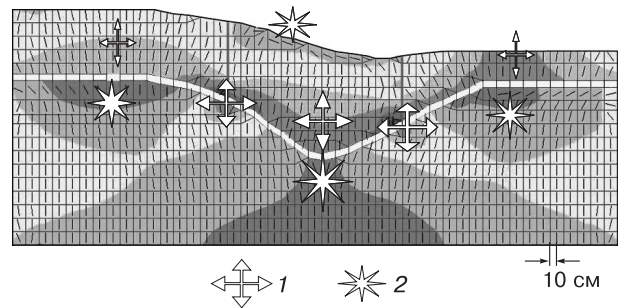


Рис. 13. Изополя главных напряжений N_1 в профиле снежного покрова с трещиной.

1 – растяжение, 2 – сжатие.

том экспериментально определенной длины трещины $L = 0,35$ м и критического напряжения $\sigma_{кр} \approx 3$ кПа рассчитано значение поверхностной энергии

$$\gamma = \frac{\sigma_{кр}^2 \pi L}{2E} = \frac{(3 \text{ кПа})^2 \cdot 3,14 \cdot 0,35 \text{ м}}{2 \cdot 5 \cdot 10^7} \approx 0,1 \text{ Дж/м}^2. \quad (9)$$

Полученное значение не противоречит опубликованным значениям удельной поверхностной энергии для льда [Голубев, 1976; Гудмен, 1983].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованы зависимости динамической твердости от глубины залегания и температуры снега в условиях равновесия на склоне, а также в слое с трещиной, полученные с помощью метода индентирования. Измерения выполнены с помощью оригинального прибора (пенетromетра), который предназначен для определения локальной твердости снежного каркаса. В условиях квазиравновесия снежного покрова на склоне получены следующие результаты:

- выявлена $\approx 200\%$ -я анизотропия динамической твердости уплотненного слоя;

- рассмотрен эффект вторичной стратификации по твердости, который определяется механизмами термического и деформационного упрочнения или разупрочнения под действием сдвиговых напряжений вблизи естественных концентраторов напряжений;

- подтверждено существенное (500%-е) различие значений твердости между слоями снега.

С помощью метода конечных элементов рассчитано критическое напряжение отрыва в базовом слое $\sigma_{кр} \approx 3$ кПа при просадке.

Выполненные исследования показали перспективность метода индентирования для определения механических характеристик и изучения закономерностей склоновых процессов в снежном покрове. Полученные результаты могут быть использованы для решения целого ряда прикладных задач по прогнозированию лавинной опасности и оценке несущей способности снега при движении транспорта на горном склоне.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 07-05-01063).

Литература

Божинский А.Н., Лосев К.С. Основы лавиноведения. Л., Гидрометеиздат, 1987, 280 с.

Голубев В.Н. Условия образования льда в природе и равновесная форма совершенных кристаллов льда // Вопросы криологии Земли. М., Наука, 1976, с. 68–81.

Гудмен Д. Измерение критического коэффициента интенсивности напряжений K_{IC} поликристаллического льда при больших скоростях нагружения // Физика и механика льда: Пер. с англ. / Под ред. П. Трюде. М., Мир, 1983, с. 127–139.

Епифанов В.П. Пенетромтр – новый прибор для определения физико-механических свойств снега // Материалы гляциол. исслед., 1990, вып. 68, с. 188–192.

Епифанов В.П. Физические механизмы контактного разрушения льда // Докл. РАН. Техн. физика, 2007, т. 412, № 1, с. 39–43.

Епифанов В.П., Кузьменко В.П. Механика разрушения снега // Изв. АН СССР. Механика твердого тела, 1986, № 4, с. 86–89.

Епифанов В.П., Осокин Н.И. Пространственная изменчивость прочностных свойств речного льда // Материалы гляциол. исслед., 2004, вып. 97, с. 170–179.

Залиханов М.Ч., Лосев К.С., Епифанов В.П., Залиханов А.М. Руководство по снеголавинным работам. СПб., Гидрометеиздат, 2000, 134 с.

Зукас Дж.А., Николас Т., Свифт Х.Ф. и др. Динамика удара. М., Мир, 1985, 296 с.

Ишлинский А.Ю. Прикладные задачи механики. Кн. 1. Механика вязкопластических и не вполне упругих тел. М., Наука, 1986, 360 с.

Ишлинский А.Ю., Кондратьева А.С. К теории динамического испытания грунта ударником ДОРНИИ // Труды Совещ. по проходимости колесных и гусеничных машин по целине и грунтовым дорогам (Москва, 25–29 мая 1948 г.). М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 56–61.

Колесников Ю.В., Морозов Е.М. Механика контактного разрушения. М., Наука, 1989, 224 с.

Коломыц Э.Г. Кристалломорфологический атлас снега. Л., Гидрометеиздат, 1984, 214 с.

Пенетромтр. Авт. свид-во 1539583 СССР: кл. G 01 N 3/48 / Епифанов В.П.; опубл. 30.01.1990, Бюл. № 4.

Прикладные вопросы вязкости разрушения. М., Мир, 1988, 364 с.

Самойлов Р.С. О физико-механических свойствах снежного покрова на Шпицбергене // Материалы гляциол. исслед., 1988, вып. 63, с. 122–126.

Самойлов Р.С., Ушаков А.И. Полевые пенетрационные испытания снега // Материалы гляциол. исслед., 1983, вып. 46, с. 209–217.

Самойлов Р.С., Ушаков А.И., Ходаков В.Г. Полевые определения механических характеристик снега и фирна (обзор) // Там же, с. 201–208.

Снег: Справ. / Под ред. Д.М. Грея, Д.Х. Мэйла. Л., Гидрометеиздат, 1986, 752 с.

Способ калибровки пьезоэлектрических акселерометров: Авт. свид-во 1569730 СССР: кл. G 01 P 21/00 / Епифанов В.П.; опубл. 07.06.1990, Бюл. № 21.

Троицкая М.Н. Зависимость между нагрузкой и деформацией при вдавливании в грунт штампов различного очертания // Труды Совещ. по проходимости колесных и гусеничных машин по целине и грунтовым дорогам (Москва, 25–29 мая 1948 г.). М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 46–56.

- Adams E.E., Brown R.L.** A model for crystal development in dry snow // *Geophys. Res. Lett.*, 1982, vol. 9, p. 1287–1289.
- Adams E.E., Brown R.L.** A constitutive theory for snow as a multiphase mixture // *Intern. J. Multiphase Flow*, 1989, vol. 15, No. 4, p. 553–572.
- Birkeland K.W., Kronholm K., Schneebeli M., Pielmeier C.** Changes in the shear strength and micro-penetration hardness of a buried surface-hoar layer // *Ann. Glaciol. Soc.*, 2004, vol. 38, p. 222–228.
- Bradley C.C., Brown R.L., Williams T.** On depth hoar and the strength of snow // *J. Glaciol.*, 1977, vol. 18, No. 78, p. 145–147.
- De Quervain M.R.** Die Festigkeitseigenschaften der Schneedecke und ihre Messung // *Geofisica pura e applicata*, 1950, No. 18, S. 3–15.
- Haefeli R.** Schneemechanik mit Hinweisen auf die Erdbau-mechanik // *Beitr. Geol. der Schweiz. Geotech. Ser. Hydrologie*, 1939, Lfg. 3, S. 11.
- Johnson J.B., Hopkins M.A.** Identifying microstructural deformation mechanisms in snow using discrete-element modeling // *J. Glaciol.*, 2005, vol. 51, No. 174, p. 432–442.
- Kronholm K., Schneebeli M., Schweizer J.** Spatial variability of micropenetration resistance in snow layers on a small slope // *Ann. Glaciol. Soc.*, 2004, vol. 38, p. 202–208.
- McClung D.M.** Approximate estimates of fracture speeds for dry slab avalanches // *Geophys. Res. Lett.*, 2005, vol. 32, L08406, doi:10.1029/2005GLO22391, 2005.
- Mellor M.** A review of basic snow mechanics // *Intern. Ass. of Hydrological Sci. Publ. 114 (Symp. at Grindelwald 1974 – Snow Mechanics)*, 1975, p. 251–291.
- Perla R.** Slab avalanche measurements // *Can. Geotech. J.*, 1977, vol. 14, No. 2, p. 206–213.
- Takeuchi Y., Nohguchi Y., Kawashima K., Izumi K.** Measurement of snowhardness distribution // *Ann. Glaciol.*, 1998, vol. 26, p. 27–30.

*Поступила в редакцию
8 июля 2008 г.*