

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ РЕКРИСТАЛЛИЗАЦИИ В ПРИДОННЫХ СЛОЯХ ЛЕДНИКОВ

В.П. Епифанов

*Институт проблем механики имени А.Ю. Ишлинского РАН,
119526, Москва, просп. Вернадского, 101, корп. 1, Россия; evp@ipmnet.ru*

Приведены результаты теоретического и экспериментального изучения свойств промежуточного слоя, который образуется при фрикционном контакте ледникового льда с сухим ложем. Количественно деформационные изменения структуры промежуточного слоя льда оценены с помощью комплексного акустомеханического метода. Характеристики структуры определены по акустическим параметрам для процесса обтекания льдом препятствия и истечения льда через отверстие. Для установления связи между собственной резонансной частотой источника и его микро- и макросвойствами было использовано точное аналитическое решение дифференциального уравнения для осциллятора, состоящего из двух и более частиц льда, соединенных упругими связями. Значения упругости связей рассчитаны для экспериментально определенных плотности льда, радиуса зерен и резонансной частоты осциллятора. Рассмотрена возможность дистанционного контроля процессов в придонных слоях ледникового льда по спектрам акустической эмиссии.

Амплитудно-частотные спектры, ледники, моделирование, прочность соединения льда с подложкой, структура промежуточного слоя, фрикционный контакт

MODELING OF RECRYSTALLIZATION PROCESSES IN THE BASAL LAYERS OF GLACIERS

V.P. Epifanov

*Ishlinskiy Institute for Problems in Mechanics, RAS,
119526, Moscow, Vernadsky pr., 101, build. 1, Russia; evp@ipmnet.ru*

Mechanisms of ice motion on a dry bed on frictional contact were simulated. Deformation changes of structure of an intermediate ice layer were estimated quantitatively using a complex acoustical-mechanical approach just in the process of the ice streaming around the obstacle and the ice discharging through the aperture. To establish the connection between resonant frequency of a source and its micro and macro properties, exact analytical solution of the differential equation was used for an oscillator consisting of two and more particles of ice connected by elastic elements. Values of elasticity were calculated for the ice of known density, grain size and natural resonant frequency of mobile particles, which were defined experimentally. The possibility of the remote control of processes in the bottom layers of glacial ice, using acoustic spectra, was considered.

Amplitude-frequency spectra, glaciers, modeling, ice-substrate bond strength, structure of intermediate layer, frictional contact

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа продолжает исследования акустических свойств льда в придонных слоях ледников с целью прогноза режимов движения льда в ледниках. Современный уровень знаний о процессах в придонных слоях ледников определяется представлениями о контактном разрушении твердых тел [Makkonen, Tikanmaki, 2014], данными о структуре льда в скважинах глубокого бурения и результатами радиозондирования ледников.

Редкие прямые наблюдения (ледник Суэсс в Антарктиде [Sirota, 1999], ледник Энгаберен в Северной Норвегии [Cohen et al., 2006; Iverson et al., 2007] и ледник № 1 в Китае [Echelmeyer, Zhongxiang, 1987]) показали, что в придонном льде имеется промежуточный слой, деформации которого почти полностью определяют движение ледника. Этот слой содержит валуны, гальку, песок и глину,

которые цементированы льдом. Его свойства во многом напоминают свойства промежуточного слоя в конструкционных материалах. Как продукт деградации наименее прочного из контактирующих материалов, этот слой имеет существенно отличные свойства и структуру, чем у деградирующего тела. И именно его свойства определяют предельные режимы движения ледника (течение и глыбовое (блоковое) скольжение [Iverson, 2012]) и течение конструкционных материалов (пластическое или течение с задиром).

Из-за ограниченного доступа к ложу движение ледников изучается на теоретических моделях [Makkonen, Tikanmaki, 2014]. Модельный подход показал, что образование промежуточного слоя уменьшает коэффициенты трения по подложке [Blackford et al., 2012; Pritchard et al., 2012; Sukhoru-

kov, Loset, 2014]. Результаты модельных экспериментов подтверждены исследованиями структуры кернов. Установлено, что по мере приближения к ложу эффективная вязкость льда уменьшается в 1.4–2.2 раза, а прочность возрастает в 1.2 раза [Castelnau et al., 1996]. Считалось, что это уменьшение вязкости обусловлено изменением структуры льда [Alley, 1992; Eastgate, Sammonds, 2007]. Однако результаты других исследований объясняли уменьшение вязкости влиянием неровностей ложа [Wang et al., 2003].

В настоящее время для детализации пространственного распределения слоев ледникового льда и оценки его плотности применяют методы радиозондирования [Booth et al., 2013]. Предприняты также попытки исследования структуры ледникового льда сейсмическими методами. Однако техника радиозондирования находится пока в стадии развития, а сейсмические методы применяются в основном к большим объектам.

Существенный прорыв в понимании экспериментальных фактов связан с обнаружением возможности скольжения в разных плоскостях кристаллической решетки льда при увеличении гидростатического давления [Piazolo et al., 2013]. Однако реологические исследования долгое время все еще были нацелены на поиск лучшего согласия с законом Глена [Durham et al., 2010] и отыскание физического смысла входящих в него коэффициентов [Gödert, Hutter, 2000; Gillet-Chaulet et al., 2006]. Количественный контроль деформационных изменений микроструктуры зерен льда был осуществлен методом нейтронной дифракции [Piazolo et al., 2013]. Задача непрерывного количественного мониторинга деформационных изменений для различных уровней иерархической структуры льда была решена с помощью акустических методов [Епифанов, 1982; Епифанов, Глазовский, 2010].

Таким образом, появилась возможность количественного исследования вопроса о формировании структуры промежуточного слоя в придонных слоях ледников, ключевого в прогнозировании режимов движения льда в ледниках. В сочетании с методом приведенных переменных, расширяющим эффективный интервал времен в экспериментальных измерениях [Amundson et al., 2006], это позволяет воспроизводить в лабораторных условиях деформационные механизмы, которые реализуются в условиях залегания в течение продолжительного времени.

Актуальность исследований движения ледников по ложу заключается в необходимости прогноза их устойчивости. Трудности прогноза подвижки ледников вызваны недостаточной изученностью структуры промежуточного слоя. Необходимые количественные данные могут быть получены в модельных экспериментах. Базовая концепция ав-

тора состоит в том, что кинетика накопления деформационных дефектов в промежуточном слое отражается в акустических параметрах, которые могут быть использованы для разработки методов дистанционного контроля. Поэтому необходимо изучать структуру промежуточного слоя на фрикционном контакте.

Цель настоящего исследования – моделирование процессов образования промежуточного слоя в придонных слоях ледников с непрерывной количественной оценкой деформационных изменений структуры льда с помощью акустических методов непосредственно в процессе обтекания препятствия и истечения льда через отверстие. Верификация модели осуществлена в натурных наблюдениях режимов движения льда по сухому ложу ледников и их локальной устойчивости.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые исследования выполнены на леднике Альдегонда (Западный Шпицберген), при этом учитывались результаты измерений, полученные на леднике Безенги (Северный Кавказ, рис. 1) и на ледниках Центральный Туюксу и Молодежный (Северный Тянь-Шань). Физическое моделирование режимов движения льда в ледниках выполнено в ИПМех РАН. Для моделирования использовали природный лед пресных водоемов и лед, полученный замораживанием дистиллированной воды.

Комплексный акустомеханический подход к изучению деформационных изменений структуры льда

Использован комплексный акустомеханический подход, основанный на сочетании механических испытаний льда и акустических методов (импульсно-фазового и деформационной акустической эмиссии). Акустическими методами выполняли количественную оценку деформацион-



Рис. 1. Блоковый режим движения ледника Безенги (Северный Кавказ).

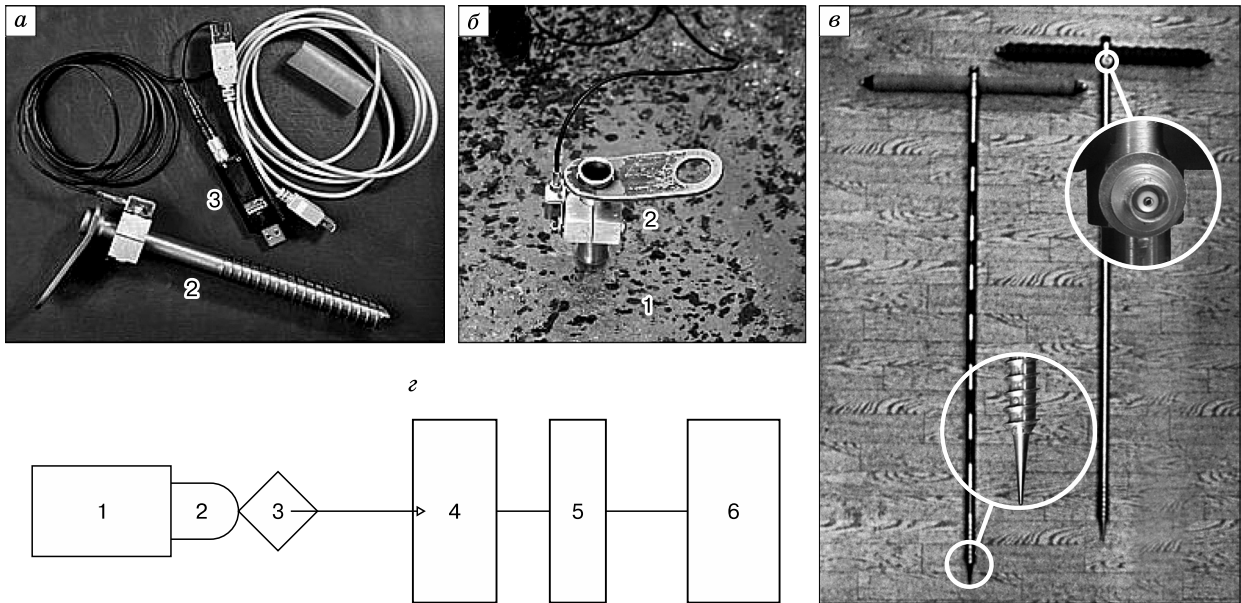


Рис. 2. Измерительная аппаратура для полевых измерений акустических свойств ледникового льда.

a, б – измерительная линия (компьютер не показан): 1, 2 – акустический волновод с жестко закрепленным пьезоэлектрическим датчиком, 3 – предусилитель с электрическим кабелем; *в* – акустические волноводы (выделены места крепления пьезоакселерометра и высокочастотного разъема); *г* – блок-схема измерительной линии (1 – волновод, 2 – пьезодатчик, 3 – предусилитель, 4 – акустическая плата, 5 – монитор, 6 – блок памяти).

ных изменений структуры льда непосредственно в процессе механического нагружения (метод пенетрации и истечения льда через фильеру). Прямой контроль этих изменений осуществляли по микрошлифам исследуемого льда. Описание оригинальной части устройств, применяемой аппаратуры, методики измерений и обработки результатов дано в работах [Епифанов, 1982, 2014; Епифанов, Осокин, 2009, 2010]. Для полевых исследований создана портативная измерительная акустическая линия с рабочим диапазоном частот $f = 15\text{--}20\ 000$ Гц. Глубина погружения в лед акустического волновода с жестко закрепленным на нем пьезодатчиком (рис. 2) не менее 750 мм.

Исследование деформационных изменений акустических характеристик льда и их интерпретация

Дистанционное изучение режимов движения льда в придонных слоях ледников предполагает постановку экспериментов, связанных, во-первых, с возможностью количественно оценивать деформационные изменения структуры льда в процессе нагружения с помощью акустических методов, во-вторых, с воспроизведением условий на ложе ледника и, в-третьих, с установлением связи параметров акустической эмиссии (АЭ) с характеристиками пресноводного льда [Скучик, 1976].

1. Влияние деформационных дефектов на акустические свойства льда. На рис. 3, А, Б по-

казаны результаты испытаний пресноводного льда соответственно на сжатие и растяжение как наиболее изученные виды напряженного состояния в экспериментальной механике льда. На рис. 3, А видно, что изменения деформационных зависимостей (кривые 2, 4) сопровождаются изменением акустических характеристик (кривые 1, 3) и сигналами акустической эмиссии (см. рис. 3, А, а). В испытаниях на сжатие коэффициент ослабления упругих волн α возрастает более чем на три порядка величины, а скорость V_p^{\parallel} уменьшается на 30 м/с. Погрешность измерения коэффициента поглощения $\pm 2.5\%$, скорости упругих волн $\pm 0.01\%$.

Эти изменения акустических параметров и деформационных характеристик связаны с изменениями структуры льда, накоплением деформационных дефектов. Так, из экспериментов на растяжение льда (см. рис. 3, Б) определен коэффициент избыточного поглощения (кривая 2):

$$\Delta\alpha = \alpha - \alpha_0,$$

где α_0 – значение коэффициента поглощения в ненагруженном состоянии льда; α – значение коэффициента поглощения льда в процессе деформирования.

Аналогичным образом из зависимости скорости продольных волн V_p^{\parallel} (кривая 3) от деформации ϵ_{\parallel} определен дефицит скорости ΔV_p^{\parallel} (дислокационная составляющая скорости ультразвуковой

волны). Для определения длины дефектов (L) и их концентрации (Λ) использованы следующие уравнения [Труэлл, 1972]:

$$L = 1/f \left[\frac{10^6 C \Delta\alpha}{8.68 B \Delta V/V_0} \right]^{0.5},$$

$$\Lambda = 8.68 \cdot 10^{-6} \left(\frac{\pi^4 B}{G b^2} \right) f^2 \left[\frac{(\Delta V/V_0)^2}{\Delta\alpha} \right], \quad (1)$$

где B – сила торможения; C – эффективное натяжение дислокации; G – модуль сдвига; b – вектор Бюргера. По полученным значениям дислокационной составляющей скорости ультразвуковой волны $\Delta V/V_0$ и дислокационного поглощения $\Delta\alpha$ [дБ/мкс] рассчитаны параметры дислокационной сетки: плотность 10^6 м^{-2} и длина дислокаций $5 \cdot 10^{-6} \text{ м}$.

Установлено, что резкое возрастание поглощения ультразвука в линейной области нагруже-

ния обусловлено переходом от микропластичности к макропластичности (σ_w, ε_u – предельные значения упругих напряжений и деформаций) и сопровождается резким ростом концентрации дислокаций более чем в 2000 раз и увеличением в 2 раза их длины (σ_p, ε_p – напряжения и деформации, соответствующие пределу пластичности). Пороговые значения напряжений, при которых образуется первая видимая трещина, обозначены через R_T^V на рис. 3, А. Количественная оценка деформационных повреждений типа микротрещин основана на зависимостях коэффициента ослабления ультразвуковой волны ($\delta = 0.5\text{--}80 \text{ МГц}$) от нормированного сечения рассеяния искусственно вводимых в лед микротрещин [Енифанов, 1982]. Теоретически обоснованная связь собственной резонансной частоты структурного элемента с акустической сжимаемостью позволяет количественно оценивать деформационные изменения структуры также по спектральным характеристикам АЭ (до 20 кГц) [Енифанов, 2014].

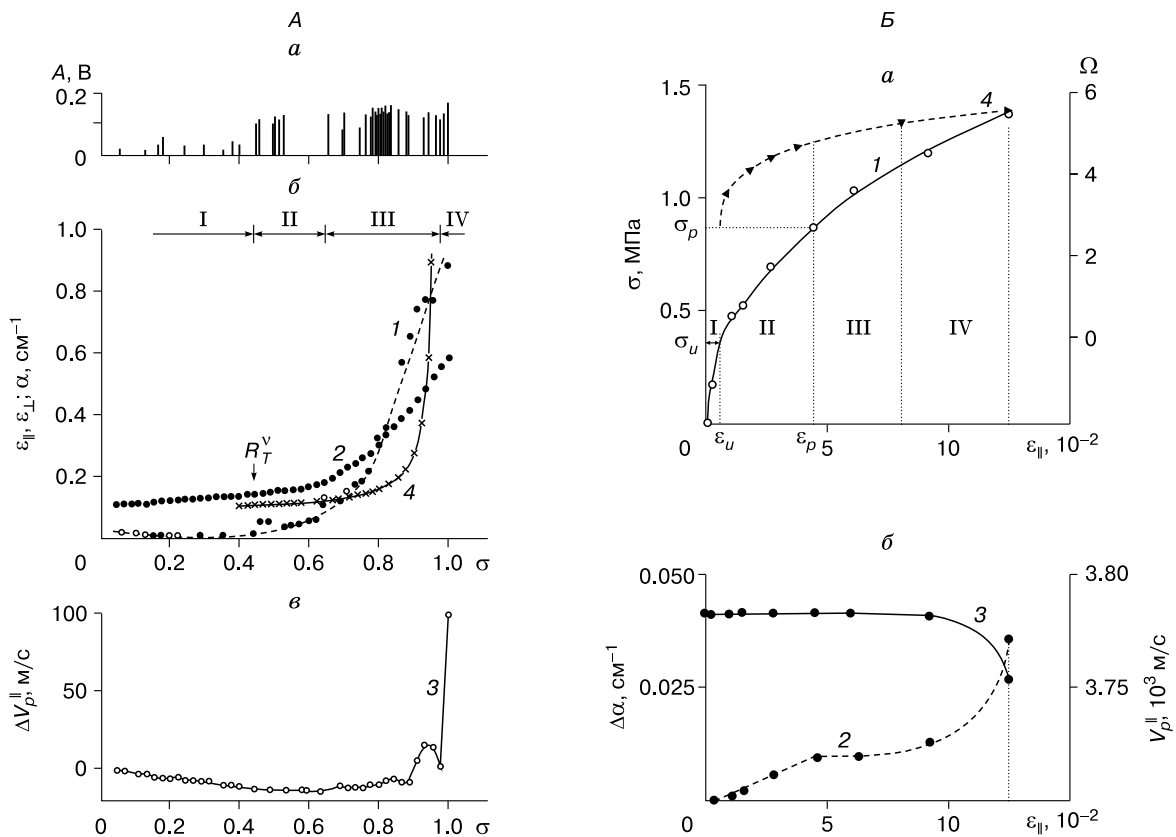


Рис. 3. Результаты испытаний пресноводного льда на сжатие (А) и растяжение (Б).

А – зависимости от нормированного напряжения σ при сжатии (температура льда -40°C) следующих величин: а – амплитуды сигналов акустической эмиссии А; б – коэффициента ослабления продольной волны α (кривая 1), относительной продольной деформации $\varepsilon_{||}$ (кривая 2) и поперечной деформации ε_{\perp} (кривая 4); в – дефицита скорости продольной волны $\Delta V_p^{||}$ (кривая 3); Б – зависимости от деформации $\varepsilon_{||}$ при растяжении (температура льда -10°C) следующих величин: а – напряжения σ (кривая 1), параметра дефектности $\Omega = \Lambda L^2$ (Λ – концентрация дефектов, L – их длина) (кривая 4); б – избыточного поглощения $\Delta\alpha$ (кривая 2), скорости продольных волн $V_p^{||}$ (кривая 3). Области деформирования: I – упругого, II–IV – пластического.

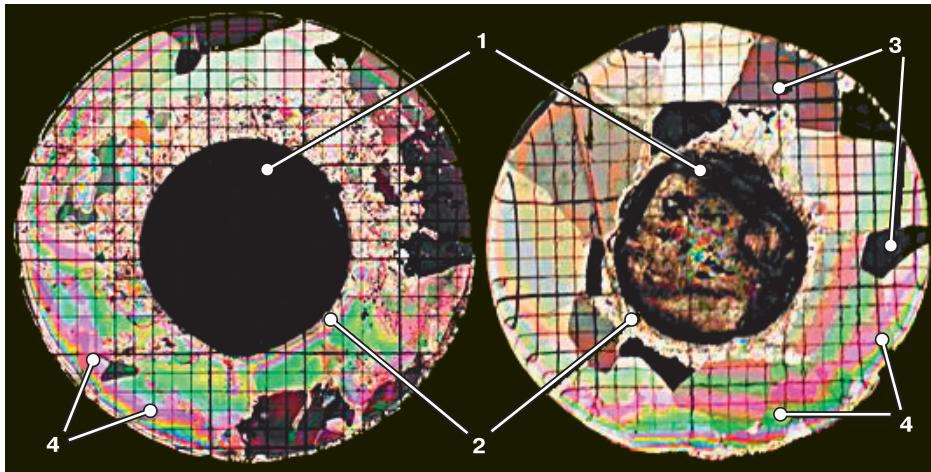


Рис. 4. Структура промежуточного слоя для разных значений осадки:

1 – штамп; 2 – промежуточный слой; 3 – частично деформированный лед; 4 – обрамляющие трещины.

По результатам испытаний на растяжение, как и на сжатие, видно, что каждой точке деформационной кривой соответствует собственное значение акустических характеристик, причем экспериментальная зависимость поглощения ультразвуковых волн $\Delta\alpha$ (см. рис. 3, Б, б) как бы отслеживает традиционно выделяемые области упругого σ_w, ϵ_u и “вязкого” σ_p, ϵ_p деформирования (см. рис. 3, Б, а). Области упругого (I) и пластического (II–IV) деформирования на плавных де-

формационных кривых выделяются по резкому изменению акустических характеристик. Количество деформационные изменения структуры определяются параметром дефектности Ω [Епифанов, 2004].

Таким образом, с помощью акустических методов можно количественно определять деформационные изменения структуры льда непосредственно в процессе механических испытаний.

2. Структура промежуточного слоя. Максимальный эффект от деформационных изменений структуры льда следует ожидать при контакте льда с препятствиями, которые являются концентраторами напряжений и обычно присутствуют на ложе ледника. Формирование промежуточного слоя наблюдалось при вдавливании круглого в плане штампа в ледяную пластину. На рис. 4 представлены шлифы, полученные из исследованных образцов пресноводного льда на срезах, ортогональных к продольной оси штампа. Промежуточный слой 2 формируется непосредственно на поверхности штампа 1 в процессе интенсивной рекристаллизации. Он образован кристаллами округлой формы диаметром $\bar{D} \sim 0.2-0.3$ мм, что на два порядка меньше, чем исходной структуры 3 ($\bar{D} \sim 15-20$ мм). Грани кристаллов исходной структуры льда остаются все еще “острыми”. Промежуточный слой имеет вид трубки с толщиной свода 1.5 мм. Кажущиеся локальные увеличения толщины промежуточного слоя обусловлены обрамляющими трещинами 4, создающими цветные полосы на рис. 4, и формированием зон предразрушения в ледяной матрице перед фронтом обрамляющих трещин (рис. 5) [Епифанов, Юрьев, 2006].

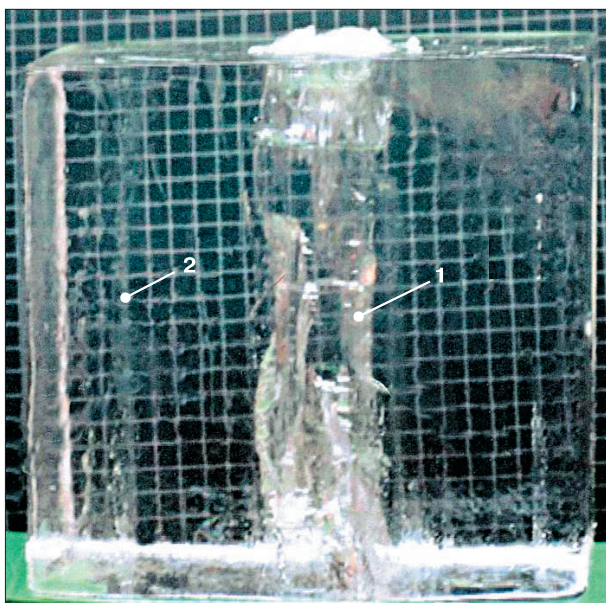


Рис. 5. Столбчатое разрушение льда при квазистатическом индентировании:

1 – обрамляющие трещины; 2 – ледяной образец (140 × 140 × 140 мм).

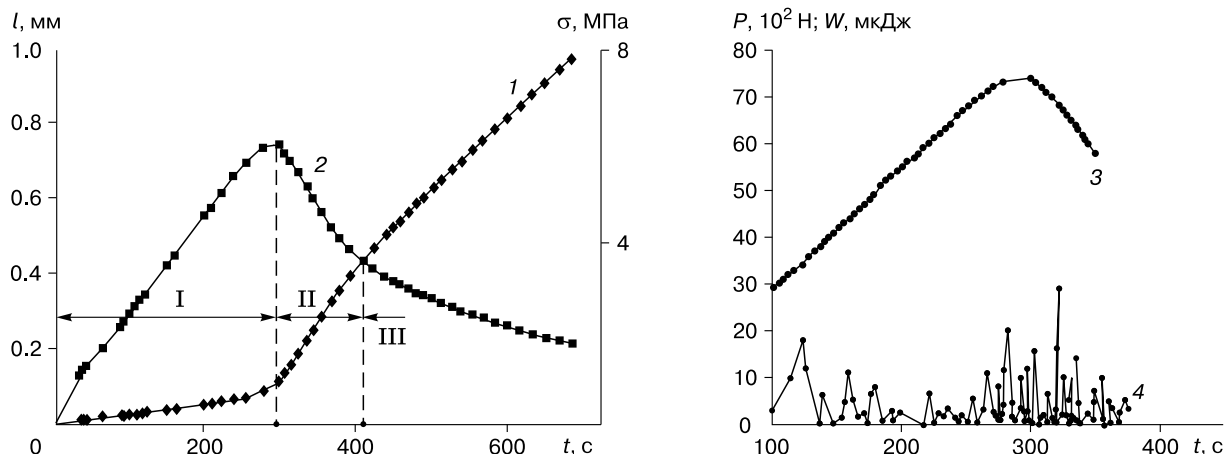


Рис. 6. Зависимости от времени (t) следующих величин:

1 – смещения индентора l ; 2 – напряжения сдвига σ (I–III – стадии сдвига); 3 – осевой силы P ; 4 – энергии импульсов акустической эмиссии W .

Наблюдается хорошая корреляция акустических параметров сигналов АЭ со стадиями пластической деформации, а следовательно, с механизмами деформирования и разрушения пресноводного льда (рис. 6).

Осадка штампа сопровождается сигналами АЭ. При переходе от трения покоя к трению скольжения наблюдается всплеск интенсивности сигналов АЭ (см. рис. 6). Этот всплеск (как “реперный сигнал” перехода от вязкопластического сдвига к блоковому движению) происходит на фоне непрерывной АЭ сигналов малой амплитуды и низкой частоты. Это объясняется тем, что блоковый механизм движения включает крип, который реализуется в промежуточном слое, на малых по сравнению с блоками масштабах.

Решающими факторами смены деформационных механизмов являются условия нагружения и диаметр штампа/индентора. Так, при скорости деформирования порядка 0.001 с^{-1} и температуре около $-11 \text{ }^\circ\text{C}$ происходит выдавливание оплавленных продуктов разрушения (диаметр индентора менее 6 мм), а при диаметре более 6 мм – образование блока в виде столбчатой структуры разрушения с опережающими ее трещинами.

Структура льда в промежуточном слое обладает повышенной текучестью. Так, эффективные упругие модули на II и III стадиях сдвига на два и даже на три порядка меньше упругого модуля сдвига льда исходной структуры ($G = 3.5 \text{ ГПа}$) и составляют 72 и 1 МПа соответственно. На самом деле эффективные модули льда в промежуточном слое еще меньше, чем оцененные из деформационных зависимостей значения, поскольку не учтены диссипативные потери на трение о поверхность контакта.

Эксперименты с инденторами разных диаметров D и пластинами льда различной толщины h позволили получить обобщенную зависимость максимальных напряжений от параметра D/h . Выявленные при моделировании закономерности допустимо применять к реальным масштабам, размер которых составляет несколько метров.

Необходимо отметить, что толщина промежуточного слоя во льду на много порядков превышает толщину этих слоев, например, для металлов. Это принципиальное различие обусловлено, по видимому, особыми свойствами льда, его высокой гомологической температурой и строением кристаллической решетки. Для исследования физико-механических свойств слоя была разработана методика и проведены соответствующие измерения.

3. Эксперименты по истечению льда. Истечение льда через отверстие в первом приближении рассматривается как физическое моделирование взаимодействия ледника с бортами и ложем. Воспроизводятся граничные условия на фрикционном контакте льда с ложем. В условиях стеснения (всестороннее сжатие) механизм скольжения вдоль базисных плоскостей кристаллической решетки перестает быть определяющим. Начинают реализовываться механизмы скольжения по другим плоскостям кристаллической решетки. Это приводит к существенному изменению реологических свойств льда. Поликристаллический лед становится настолько пластичным, что уже при сдвиговых напряжениях $\sigma_\tau \approx 47 \text{ кПа}$ становится возможным его течение по подстилающей горной породе [Goldsby, Kohlstedt, 2001; Gow, Veesse, 2007; Hammann et al., 2007].

Как показано в предыдущем эксперименте, процесс формирования структуры льда с повы-

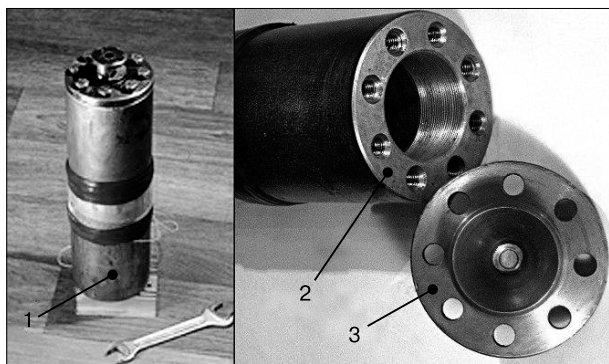


Рис. 7. Камера высокого давления:

1 – сборка, 2 – обечайка, 3 – крышка.

шенной текучестью обусловлен совместным действием нормальных σ_n и сдвиговых σ_τ напряжений. Процесс милонитизации происходит в модельном эксперименте на контакте с подложкой, а в условиях залегания – на контакте с горной породой. Для изучения этого процесса были выполнены эксперименты по экструзии льда.

На рис. 7 представлена камера высокого давления, состоящая из цилиндрической обечайки с плоским дном и крышки, которая крепится к корпусу обечайки. В дне есть отверстие с резьбой для крепления штуцера высокого давления и заполнения камеры водой. Внутренний диаметр обечайки 50 мм. В крышке имеется конический переход с клапаном и каналом диаметром 10 мм и длиной 25 мм. Роль клапана выполняет мембрана из отожженной меди. Толщина мембраны около 2 мм. Высокое давление в камере создается либо при замерзании дистиллированной воды, либо насосом высокого давления, которое передается через штуцер в камеру и контролируется по манометру. После того, как внутреннее пространство

камеры заполнено дистиллированной водой, ее герметизируют и помещают в криостат с температурой $-34\text{ }^\circ\text{C}$. Процесс замерзания воды контролируют импульсно-фазовым методом, истечение льда – по сигналам АЭ и визуально.

Напряжение, необходимое для выдавливания льда через отверстие, равно 12.6 МПа [Белл, 1984]. Однако это значение не является константой материала, а зависит от многих факторов (например, диаметра отверстия, температуры). При прохождении льда через канал изменяется структура льда и его акустические свойства. Так, при скорости истечения 0.64 мм/мин (~ 300 м/год, скорость распространения продольной волны V_p^{\parallel} во льду возрастает от 3862 м/с (средняя плотность 883 кг/м³ при $-17\text{ }^\circ\text{C}$) до (3889 ± 6) м/с (рис. 8, в). Возрастные скорости в ледяной струе на ~ 27 м/с отражает существенные увеличения динамического модуля, а значит, и прочности льда. Это согласуется с результатами, опубликованными в работе [Gillet-Chaulet et al., 2006]. Однако необходимо отметить, что уже в течение первого часа после прохождения канала лед частично теряет прозрачность. Аналогичное растрескивание и частичную потерю прозрачности льда в кернах из скважин глубокого бурения отмечали многие исследователи. Гофрированная струя (см. рис. 8, б) формируется как результат пульсирующего движения (stick-slip) льда по поверхности контакта. Механизм этого явления обусловлен, вероятно, процессом перехода от “сухого” к жидкостному трению в промежуточном слое, что изменяет соотношение внешнего и внутреннего трения льда на контакте.

Эволюция изменений исходной структуры пресноводного льда на фрикционном контакте при увеличении гидростатического давления показана на рис. 9.

Деформационные изменения структуры иллюстрируют переход от механизма блокового

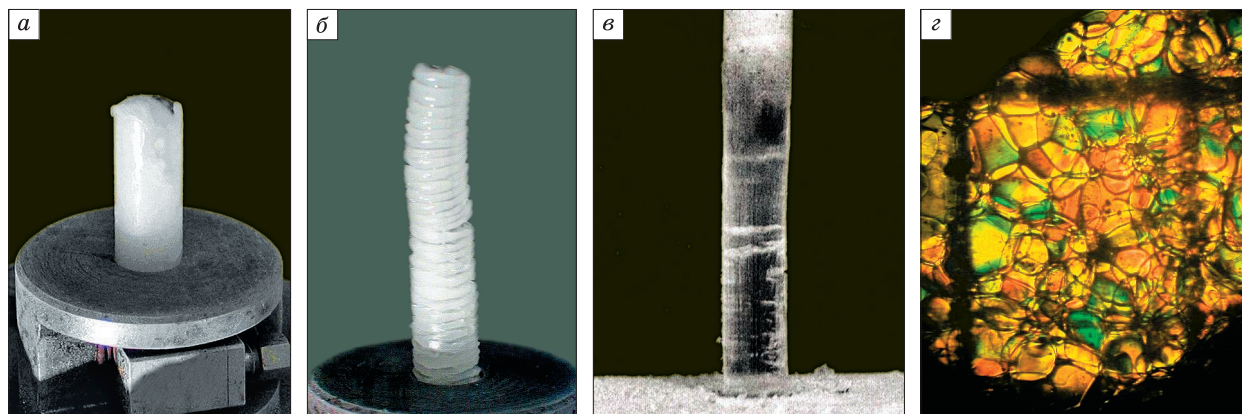


Рис. 8. Истечение льда из сосуда высокого давления через отверстия разного диаметра.

а, б – диаметр 10 мм; в – диаметр 8 мм; г – структура льда в струе (масштаб сетки 0.2 мм).

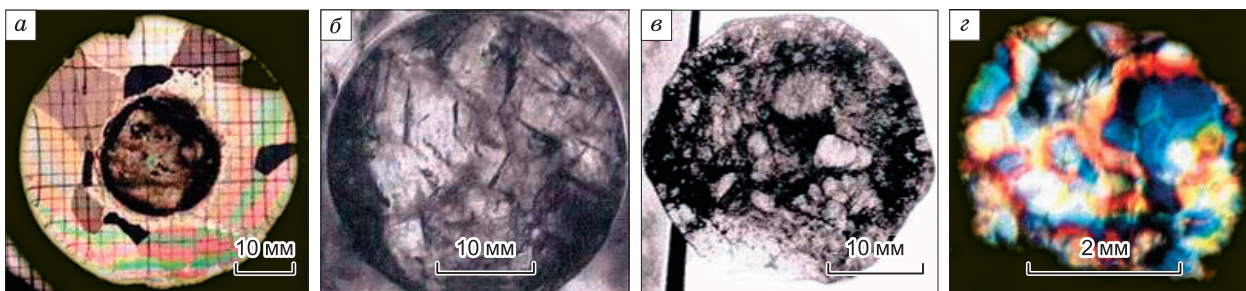


Рис. 9. Деформационные изменения структуры пресноводного льда:

a – исходная структура; *б, в* – фазы рекристаллизации; *г* – структура льда в струе.

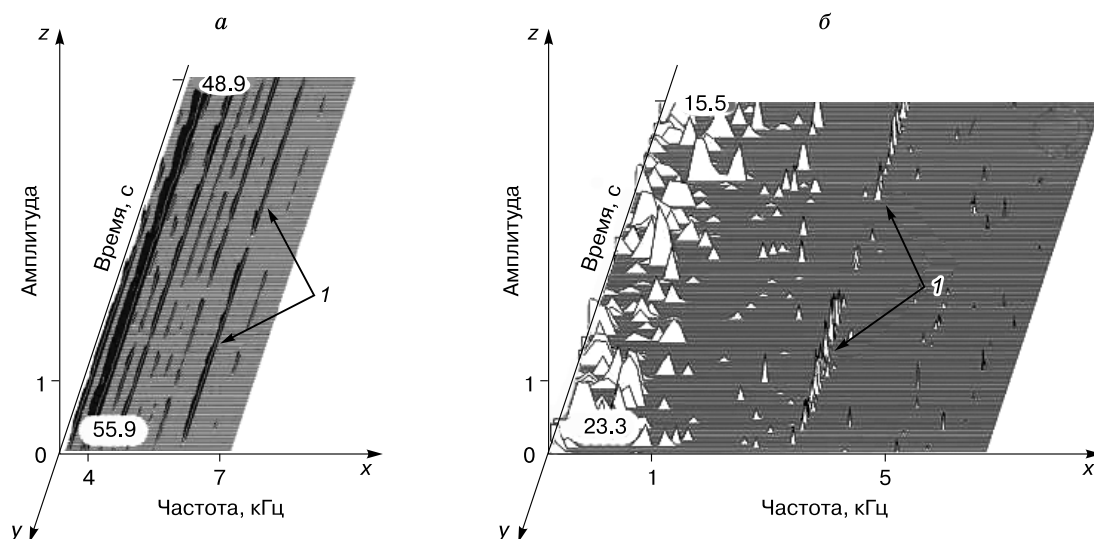


Рис. 10. Спектрограммы сигналов акустической эмиссии:

a – истечение льда через фильеру; *б* – на леднике Альдегонда; *1* – “дорожка” от источников адгезионного разрушения.

скольжения (см. рис. 9, *б, в*) к течению льда по ложу ледников (см. рис. 9, *г*). Визуальные различия структур льда подтверждены количественной оценкой их акустических и реологических свойств. Например, для эффективного модуля сдвига разница составляет около двух порядков величины, а для скорости продольных волн – около 27 м/с. Это превышает ошибку измерений и позволяет исследовать деформационные изменения структуры льда в промежуточном слое как в лабораторных, так и в полевых условиях.

Неравномерное (stick-slip) движение льда по каналу сопровождается излучением прерывистых упругих колебаний, амплитудно-частотные спектры которых обусловлены природой сил адгезионного сцепления и масштабом разрушений. На спектрограммах эти колебания представлены прерывистыми “дорожками” (рис. 10, *a*). Аналогичные амплитудно-частотные спектры были зарегистрированы в диапазоне частот 1–5 кГц на лед-

никах Альдегонда (Шпицберген) и Центральный Туокусу (см. рис. 10, *б*).

По сравнению с “дорожками”, которые получены в модельных экспериментах, акустические “дорожки” для ледников оказываются несколько смещенными по шкале в сторону низких частот. Причины этого: разные размеры источников излучения, значительная длина акустического пути в ледниках и, соответственно, большее поглощение акустических волн на более высоких частотах. В целом наблюдаемые закономерности, включая качественное согласие спектров сигналов АЭ в тестовых испытаниях на фрикционном контакте и от удаленных источников излучения на ледниках, подтверждают возможность дистанционного анализа спектров собственных акустических колебаний при изучении механизмов деформаций льда. Поскольку в рабочем диапазоне частот длина акустических волн превышает размер зерна, эффект рассеяния мал, лед предполагается гомоген-

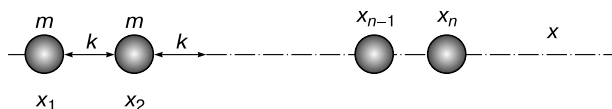


Рис. 11. Модель осцилляторов.

ным и изотропным, а термоупругий эффект – незначительным. Эти допущения позволяют анализировать спектры в линейном приближении.

4. **Связь между структурой льда и его макросвойствами.** Для того чтобы установить связь между упругими и инерционными свойствами льда, используем модель гармонического осциллятора (рис. 11) в виде дифференциального уравнения

$$\ddot{x} + \omega^2 x = 0, \tag{2}$$

где x – смещение; \ddot{x} – вторая производная по времени (ускорение); ω – круговая частота. Для собственной частоты $\omega_0 = 2\pi f_0$ используем точное решение дифференциального уравнения для осцилляторов, состоящих из n (двух и более) идентичных материальных точек, обладающих одинаковой массой m и соединенных упругими связями, имеющими одинаковую жесткость k (см. таблицу).

Масса материальной точки $m = 4\pi R^3 \rho$, где R – радиус осцилляторов, m (подвижных частиц льда); ρ – плотность льда, кг/м^3 . Тогда для жесткости k_2 в осцилляторе, содержащем две материальные точки (см. таблицу), получаем уравнение

$$k_2 = 16\pi^3 f^2 R^3 \rho. \tag{3}$$

Аналогичные уравнения записаны для осцилляторов, содержащих n материальных точек. Пока мы не знаем достоверно, какое количество частиц участвует в формировании акустического импульса. Поэтому вначале по известным характеристикам структуры льда для различных n рассчитываем значения упругости, которые соответствуют экспериментально наблюдаемым частотам спектров (см. рис. 10, а). Так, при радиусе частиц $1 \cdot 10^{-4}$ м и

Точные формулы для собственных частот (ω_n) осцилляторов

n	ω_1	ω_2	ω_3	ω_4	ω_5
2	0	$\sqrt{\frac{2k}{m}}$			
3	0	$\sqrt{\frac{k}{m}}$	$\sqrt{\frac{2k}{m}}$		
4	0	$\sqrt{(2-\sqrt{2})\frac{k}{m}}$	$\sqrt{\frac{2k}{m}}$	$\sqrt{(2+\sqrt{2})\frac{k}{m}}$	
5	0	$\sqrt{(3-\sqrt{5})\frac{k}{2m}}$	$\sqrt{\frac{k}{m}}$	$\sqrt{(3+\sqrt{5})\frac{k}{2m}}$	$2\sqrt{\frac{k}{m}}$

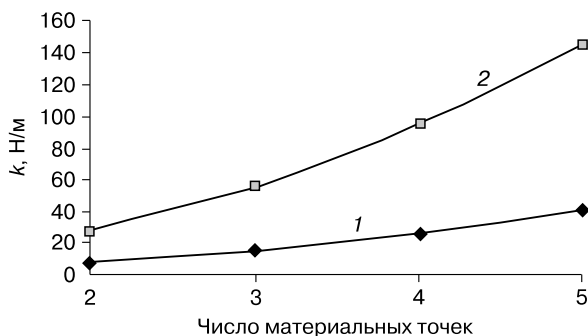


Рис. 12. Зависимость расчетной упругости в теоретической модели, содержащей две и более материальных точек для частот 5.94 кГц (1) и 11.3 кГц (2).

плотности льда 883 кг/м^3 для частоты 5.94 и 11.3 кГц получаем значения жесткости k как функции от числа подвижных частиц в осцилляторе (рис. 12). Отметим, что для $n = 3$ при резонансных частотах 5.94 и 11.3 кГц значения $k = 15.4$ и 55.9 Н/м соответственно.

Определенные с помощью акустического метода величины соответствуют силовым константам, характеризующим растяжение и изгиб связи О–Н–О и Н–О–Н при 273 К, которые получены методом ядерного магнитного резонанса и равны 15.5 и 56.0 Н/м [Zimmerman, Pimental, 1962].

ОБСУЖДЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Главный признак ледника как массы льда преимущественно атмосферного происхождения – его движение. Ранее исследования движения в ледниках были сфокусированы на оценке предела текучести пресноводного льда и определении его вязкости в опытах на осевое сжатие. Однако термодинамическое состояние льда, которое достигается в таких экспериментах, существенно отличается от состояния в придонных слоях ледников. Чтобы смоделировать природный процесс движения ледника по ложу, было изучено фрикционное взаимодействие пресноводного льда с подложкой в условиях стеснения.

В случае “сухого трения” происходящие в придонной части ледника процессы представлены уравнением

$$\frac{d\sigma}{dt} = G \frac{d\varepsilon}{dt} - G \frac{\sigma}{\eta} = G \left(\frac{d\varepsilon}{dt} - \frac{\sigma}{\eta} \right), \tag{4}$$

где $d\varepsilon/dt$ – скорость деформации; η – вязкость; σ/η – скорость ползучести льда; G – модуль сдвига. Из уравнения (4) следует, что механизм деформации определяется соотношением скоростей деформации и ползучести льда.

Если $d\varepsilon/dt < \sigma/\eta$, то во льду реализуется механизм ползучести. Простые математические модели ледников ограничены пренебрежимо малыми кривизнами ложа и дневной поверхности ледников. Реологические свойства льда в придонных слоях ледников зависят от многих (термодинамических) факторов, включая соотношение нормальных и сдвиговых напряжений. Экструзия была использована как метод физического моделирования краевых условий на ложе ледников.

Если $d\varepsilon/dt > \sigma/\eta$, то напряжения накапливаются. Это приводит к нарушению сплошности льда. В результате формируются кинематические связи, приводящие к блоковому движению (см. рис. 9, б, в). Режим блокового скольжения на деформационных зависимостях представлен ниспадающей ветвью кривых (область “закритических” деформаций, см. рис. 6). Момент потери локальной устойчивости и кинетика накопления трещин оцениваются акустическими методами [Епифанов, Глазовский, 2010].

Низкая частота и малые амплитуды сигналов АЭ в спектрах ледников свидетельствуют об их принадлежности к удаленным источникам (см. рис. 9, б). Подтверждением этому является то, что, во-первых, расчетная длина акустического пути до источника сопоставима с толщиной ледника; во-вторых, наблюдается сходство акустических спектров ледников и их физических моделей. Так, в акустическом спектре ледников обнаружены периодические пульсации и смещения частоты сигналов АЭ в виде “дорожек” с частотой 1.2 и 2.6 кГц. Повторяющиеся спектрограммы в диапазоне 4–10 кГц отмечены в модельных экспериментах, причем точно известен их источник – трещины на фрикционном контакте (см. рис. 9, б). Соответственно, акустический спектр ледника, по-видимому, отражает процессы образования трещин на одних и тех же неровностях коренного ложа (stick-slip).

Переход от трения покоя к скольжению рассматривается как локальная потеря устойчивости (см. рис. 6). Установлена корреляция наступления момента потери устойчивости с изменением параметров АЭ (частоты, амплитуды, длительности импульсов АЭ) и эффективным упругим модулем льда. Определено время инкубационного периода для адгезионного (~0.06 с) и когезионного (0.8–1.0 с) разрушения и соответствующие этому разрушению параметры АЭ.

На фрикционном контакте льда с подложкой нормальные напряжения вызывают полигонизацию и дробление перенапряженных кристаллов. В рассматриваемом случае размеры кристаллов уменьшаются на порядок, при этом их предпочтительная ориентировка исчезает. Выделение теплоты при трении может вызвать плавление и способ-

ствует протеканию режеляционной перекристаллизации. Так, если давление на контактах кристаллов достаточно велико (>10 МПа), то их обломки обтаивают и округляются (см. рис. 9). Совместное влияние этих факторов приводит к образованию новой текстуры, которая состоит из тонкоперетертого льда и ледяного цемента (милонита). Все эти процессы на фрикционном контакте льда с гладкой подложкой создают условия для формирования промежуточного слоя (толщиной 1.5 мм).

Катаклиз льда и его преобразование при течи, особенно при выдавливании через фильеру, формируют в струе прозрачный лед с толщиной свода 5 мм при температуре выше -10°C и давлении ~15 МПа (см. рис. 8, в, з). Структура такого льда мелкозернистая и имеет высокую пластичность. Это позволяет ледяной струе некоторое время сохранять прозрачность и форму, несмотря на большие остаточные напряжения. Изменение условий замерзания воды в сосуде высокого давления сопровождается изменением его структуры (захватываются мелкие пузырьки воздуха). В результате чего лед перестает быть прозрачным (см. рис. 8, а). Формирование при экструзии “гофрированного” льда обусловлено превышением внешнего трения над внутренним (см. рис. 9, б). Наблюдаемое на рис. 9 разнообразие текстур льда в струе и изменение ее поверхности (формирование вторично-рекристаллизационного льда при паратектонической перекристаллизации, катаклазе и выдавливании) хорошо согласуется с обычно наблюдаемыми картинами на ледниках (голубые ленты, брекчии трения и др.).

Физическое моделирование основных процессов динамометаморфизма льда в лабораторных условиях дает основание предполагать, что лед аналогичной текстуры слагает основную часть глубинных слоев ледников. Именно мелкокристаллический лед обнаружен в кернах из глубоких скважин Антарктиды.

Выполненные эксперименты показали, что в лабораторных условиях можно воспроизводить природные процессы, которые в условиях криосферы Земли реализуются за весьма продолжительное время. Так, чтобы реализовать процессы глубокой рекристаллизации и механизмы деформаций в ледниковом льде (сдвиг по плоскостям скольжения, сдвиг по межзерненным границам) в условиях бокового стеснения, достаточно нескольких часов. Из этого следует, что фактор времени не может рассматриваться как непреодолимая преграда для физического моделирования движения льда в ледниках [Паттерсон, 1984].

На основе полученных результатов намечены подходы к разработке методик прогнозирования и созданию системы мониторинга состояния ледников методом акустической диагностики.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработан метод количественного определения деформационных дефектов поликристаллического пресноводного льда непосредственно в процессе механических испытаний. Метод основан на измерениях его акустических характеристик в рабочем диапазоне частот от 500 кГц до 100 МГц (импульсно-фазовый метод) и от 100 Гц до 20 кГц (метод акустической эмиссии). Комплексный метод количественного мониторинга включает синхронную регистрацию сигналов акустической эмиссии, сканирование образцов ультразвуковыми импульсами малой амплитуды ($\leq 5 \cdot 10^4$ Па) и сопоставление измеренных акустических характеристик (частота, амплитуда и форма импульса, коэффициент поглощения и скорость распространения упругих волн) с деформационными характеристиками (деформациями и напряжениями).

Проведены акустические исследования механизмов деформирования и разрушения льда во всем интервале напряжений, включая разрушающие нагрузки. По их результатам уточнены границы областей упругого и пластического деформирования, оценены параметры деформационных дефектов для этих областей, количественно охарактеризован процесс трещинообразования и выявлены его закономерности. Установлена количественная связь механических, прочностных и структурных характеристик льда с деформационным накоплением микро- и макроповреждений.

Установлено, что на фрикционном контакте в процессе интенсивной рекристаллизации формируется промежуточный слой льда аномально большой толщины (~1.5 мм) по сравнению с конструкционными материалами (~0.0001 мм). Мелкокристаллическая структура этого слоя с зернами округлой формы (диаметр ~0.2 мм) обладает повышенной текучестью (0.64 мм/мин). Эволюция структуры пресноводного льда и смена режимов его движения отслеживаются по параметрам акустической эмиссии.

В рамках линейной модели проанализированы колебания, генерируемые на фрикционном контакте льда с подложкой. Для верификации теоретической модели использованы известные значения силовых констант молекул воды. Полученное согласие для двух материальных точек модели в первом приближении позволяет применять ее в практике физического моделирования и для объяснения акустических спектров ледников, поскольку материальная точка модели и жесткость ее связи с другими точками лежит в основе цепных моделей механики сплошной среды.

При исследованиях больших массивов льда установлено, что некоторые закономерности микромеханики деформирования и разрушения льда,

выявленные при механических испытаниях образцов, соблюдаются и при существенно больших масштабах. Так, аналогичные смещения по шкале частот акустических спектров разрушения льда в низкочастотный диапазон при увеличении масштаба разрушения отмечены на образцах с размерами до первых метров. Для таких же масштабов подтверждена связь между сечением рассеяния деформационной трещины и акустическими параметрами сканирующего импульса и сигнала акустической эмиссии.

Подтверждена возможность реализации процессов глубокой рекристаллизации при кратковременной ползучести льда при сдвиге в условиях бокового стеснения. То есть в лабораторных условиях можно воспроизвести природные процессы, которые в естественных условиях криосферы Земли протекают весьма медленно.

Анализ экспериментальных данных показывает, что намеченное направление исследований, безусловно, является актуальным и перспективным как в теоретическом плане, так и в практических приложениях. Разработанные оригинальные методики и аппаратура соответствуют задачам исследования. Полученные результаты могут быть использованы для дистанционного контроля процессов в придонных слоях ледникового льда и при контактном разрушении льда на препятствии (например, опоре).

Автор признателен за интерес к работе, конструктивное обсуждение и ценные замечания академику В.Ф. Журавлеву.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-07767_а).

Литература

- Белл Дж.Ф.** Экспериментальные основы механики деформируемых твердых тел / Дж.Ф. Белл. В 2 ч. Ч. II. Конечные деформации: Пер. с англ. М., Наука, 1984, 432 с.
- Епифанов В.П.** Разрушение поликристаллического льда // Докл. РАН, 1982, т. 267, № 6, с. 1364–1367.
- Епифанов В.П.** Упругость поликристаллического льда // Материалы гляциол. исслед., 2004, вып. 96, с. 101–111.
- Епифанов В.П.** Применение акустических методов в исследованиях снежного покрова // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 3, с. 101–113.
- Епифанов В.П., Глазовский А.Ф.** Акустические характеристики как индикатор особенностей движения льда в ледниках // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 4, с. 42–55.
- Епифанов В.П., Осокин Н.И.** Пластическое течение и разрыв снежного покрова на горных склонах острова Шпицберген // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 2, с. 82–93.
- Епифанов В.П., Осокин Н.И.** Исследование прочностных свойств снега на горном склоне архипелага Шпицберген // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 1, с. 81–91.
- Епифанов В.П., Юрьев Р.В.** Вязкость разрушения льда // Докл. РАН, 2006, т. 406, № 2, с. 187–191.
- Паттерсон У.С.Б.** Физика ледников / У.С.Б. Паттерсон. М., Мир, 1984, 472 с.

- Скучик Е.** Основы акустики / Е. Скучик. М., Мир, 1976, т. 1, 520 с.
- Труэлл Р.** Ультразвуковые методы в физике твердого тела / Р. Труэлл, Ч. Эльбаум, Б. Чик. М., Мир, 1972, 208 с.
- Alley R.B.** Flow-law hypotheses for ice-sheet modeling // *J. Glaciol.*, 1992, vol. 38, No. 129, p. 245–256.
- Amundson J.M., Truffer M., Luthi M.P.** Time-dependent basal stress conditions beneath Black Rapids Glacier, Alaska, USA, inferred from measurements of ice deformation and surface motion // *J. Glaciol.*, 2006, vol. 52, No. 178, p. 347–357.
- Blackford J.R., Skouvaklis G., Purser M., Koutsos V.** Friction on ice: stick and slip // *Faraday Discussion*, 2012, p. 243–254, doi:10.1039/C2FD00128D. 09/11/2014.
- Booth A.D., Mercer A., Clark R. et al.** A comparison of seismic and radar methods to establish the thickness and density of glacier snow cover // *Ann. Glaciol.*, 2013, vol. 54 (64), p. 73–82, doi:10.3189/2013AoG64A044.
- Castelnau O., Duval P., Lebensohn R.A., Canova G.** Viscoplastic modeling of texture development in polycrystalline ice with a self-consistent approach: Comparison with bound estimates // *J. Geophys. Res.*, 1996, vol. 101, p. 13851–13868.
- Cohen D., Hooyer T.S., Iverson N.R., Thomason J.F., Jackson M.** Role of transient water pressure in quarrying: A subglacial experiment using acoustic emissions // *J. Geophys. Res.*, 2006, vol. 111, F03006, p. 2003–2012, doi:10.1029/2005JF000439.
- Durham W.B., Prieto-Ballestros O., Goldsby D.L., Kargel J.S.** Rheological and thermal properties of ice materials // *Space Sci. Rev.*, 2010, vol. 153, No. 1, p. 273–298, doi:10.1007/s11214-009-9619-1.
- Eastgate T., Sammonds P.** Fabric and textural evolution within the EPICA ice cores: EDC and EDML // *Geophys. Res. Abstr.*, 2007, vol. 9, p. 02761.
- Echelmeyer K., Zhongxiang W.** Direct observations of basal sliding and deformation of basal drift at sub-freezing temperatures // *J. Glaciol.*, 1987, vol. 33, No. 113, p. 83–98.
- Gillet-Chaulet F., Gagliardini O., Meyssonier J., Zwinger T., Ruokolainen J.** Flow-induced anisotropy in polar ice and related ice-sheet flow modeling // *J. Non-Newtonian Fluid Mech.*, 2006, vol. 134, p. 33–43.
- Gödert G., Hutter K.** Material update procedure for planar transient flow of ice with evolving anisotropy // *Ann. Glaciol.*, 2000, vol. 30, p. 107–114.
- Goldsby D.L., Kohlstedt D.L.** Superplastic deformation of ice: Experimental observation // *J. Geophys. Res.*, 2001, vol. 106 (B6), p. 11017–11030.
- Gow A.J., Veesse D.** Physical properties, crystalline textures and c-axis fabrics of the Siple Dome (Antarctica) ice core // *J. Glaciol.*, 2007, vol. 53, No. 183, p. 573–584.
- Hammann L., Weikusat C., Azuma N., Kipfstuhl S.** Evolution of ice crystal microstructure during creep experiments // *J. Glaciol.*, 2007, vol. 53, No. 182, p. 479–589.
- Iverson N.R., Hooyer T.S., Fischer U.H. et al.** Soft-bed experiments beneath Engabreen, Norway: regelation infiltration, basal slip and bed deformation // *J. Glaciol.*, 2007, vol. 53, No. 182, p. 323–340.
- Iverson N.R.** A theory of glacial quarrying for landscape evolution models // *Geology*, 2012, vol. 40, No. 8, p. 679–682.
- Makkonen L., Tikanmaki M.** Modelling the friction of ice // *Cold Reg. Sci. Technol.*, 2014, p. 84–93, doi:10.1016/j.coldregions.2014.03.002.
- Piazolo S., Wilson C.J.L., Luzin V., Brouzet C., Peternell M.** Dynamics of ice mass deformation: Linking processes to rheology, texture, and microstructure // *Geochem. Geophys. Geosystems*, 2013, vol. 14, No. 10, p. 4185–4194.
- Pritchard R.S., Knoke G.S., Echert D.C.** Sliding friction of sea ice blocks // *Cold Regions Sci. Technol.*, 2012, vol. 76–77, p. 8–16.
- Sirota P.** Direct observations of basal sliding and deformation of basal drift at sub-freezing temperatures: Ph. d. Univ. of Otago, New Zealand, 1999, 92 p.
- Sukhorukov S., Loset S.** Friction of sea ice on sea ice // *Cold Regions Sci. Technol.*, 2014, vol. 102, p. 84–93.
- Zimmerman R., Pimental G.C.** The infrared spectrum of ice; temperature dependence of the hydrogen bond potential function // *Advances in molecular spectroscopy* / Ed. MacMillan, N.Y., Pergamon, Oxford, 1962, vol. 2, p. 726–737.
- Wang Y., Kipfstuhl S., Azuma N., Thorsteinsson T., Miller H.** Ice-fabrics study in the upper 1500 m of the Dome C (East Antarctica) deep ice core // *Ann. Glaciol.*, 2003, vol. 37, No. 1, p. 97–104.

Поступила в редакцию
30 октября 2014 г.