

УДК 551.465

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ ЗАМЕРЗАНИИ ДВУХ СЛОЕВ ВОДЫ, РАЗДЕЛЕННЫХ СЛОЕМ МОРСКОГО ЛЬДА

© 2014 г. П. В. Богородский¹, А. В. Марченко^{2,3}

¹Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург
e-mail: bogorodski@aari.ru

²Университетский Центр на Свальбарде, Лонгйирбюэн

³Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Москва
e-mail: aleksey.marchenko@unis.no

Поступила в редакцию 19.10.2012 г.

Представлены и проанализированы результаты лабораторного исследования замораживания системы из слоев пресной и морской воды, разделенных слоем морского льда, дополненные расчетами по термодинамической модели [1], модифицированной для условий эксперимента.

DOI: 10.7868/S0030157414020038

1. ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на важность процесса замораживания снежиц в формировании теплового и массового баланса морского ледяного покрова в зимний период, количество посвященных ему работ невелико. Одной из первых работ на эту тему может считаться статья [4]. Помимо анализа данных наблюдений, выполненных авторами на дрейфующих станциях “СП-5”, “СП-13” и “СП-16” (1960–1970 гг.) и представляющих самостоятельный интерес, в ней была предложена, по-видимому, первая модель осенне-зимней эволюции снежицы – эмпирическая формула, позволявшая рассчитать рост льда на ее поверхности на начальной стадии замораживания в зависимости от суммы градусо-дней мороза. Лишь значительно позднее появились термодинамические модели процесса [1, 14]. Впоследствии модель [1] была доработана для условий реального энергообмена океана и атмосферы и апробирована на экспериментальном материале [2, 3]. Ее отличительной чертой был учет изменения начальной солености замерзающей воды. Благодаря отторжению соли при льдообразовании, слой талой воды не вымерзал полностью, а постепенно осолоняясь, сохранялся в толще льда в виде прослойки рассола. Модель рассчитывала движение всех фазовых границ, изменения температуры и солености слоя талой воды, а также вариации составляющих теплового баланса поверхности в зависимости от изменяющихся метеорологических условий.

Хотя использование этой и других моделей позволило выявить ряд особенностей процесса замораживания и получить его количественные оценки, их подавляющее большинство, в силу существенных трудностей измерения в натуральных усло-

виях, до сих пор не подтверждено экспериментально. Это вызывает обоснованные сомнения в их адекватности, тем более что перечисленные модели, как и абсолютное большинство термодинамических моделей фазовых переходов в природных условиях, сформулированы в рамках системы одномерных уравнений. Такое описание широко распространено в океанологии и, вообще говоря, вполне оправдано выраженной направленностью процесса льдообразования в море. Однако постановка задачи, предполагающая бесконечную протяженность замерзающего слоя воды, может оказаться некорректной для замкнутого водоема, особенно на финальной стадии процесса. Для выяснения этого вопроса авторами был разработан и осуществлен лабораторный эксперимент по замораживанию ограниченного объема пресной воды на слое морского льда. Его основной целью ставилось получение экспериментальных данных о процессе в условиях, по возможности, наиболее приближенным к естественным. Для выявления специфических эффектов, сопровождающих замораживание, данные измерений сравнивались с данными численных расчетов, полученными с помощью термодинамической модели, адаптированной к лабораторным условиям. Обзор и анализ этих результатов составляет содержание настоящей статьи.

2. УСТАНОВКА И МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Исследования проводились 19–26 мая 2009 г. в холодной лаборатории Университетского центра на Свальбарде (пос. Лонгйирбюэн, о. Зап. Шпицберген), оборудованной системой регулировки температуры Siemens (ФРГ), обеспечивающей из-

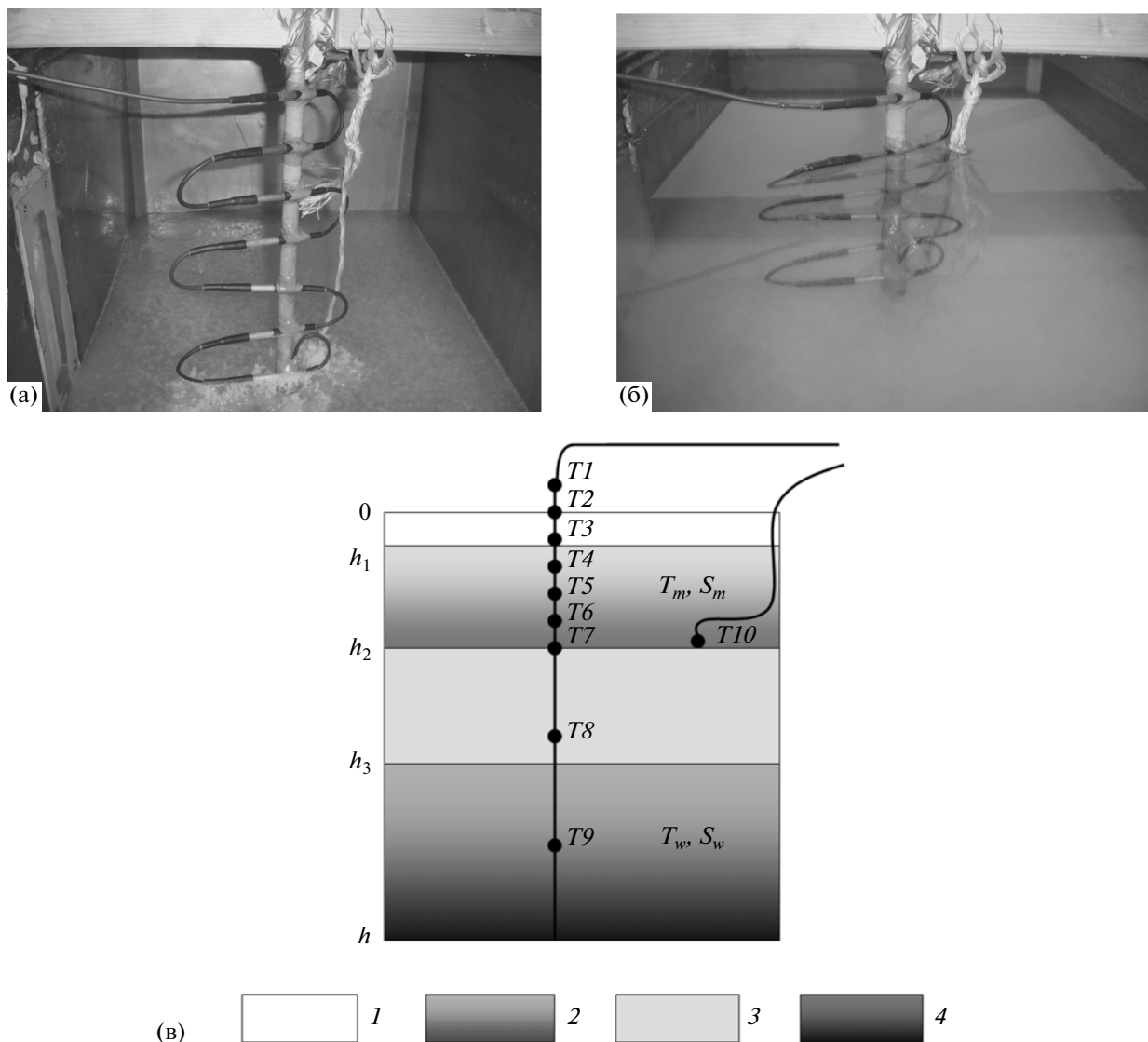


Рис. 1. Внутренний вид ледового бака с намороженным слоем морского льда и установленной термокосой до (а) и после (б) заливки охлажденной пресной воды. Схема размещения датчиков температуры в слоях растущего льда (1), пресной воды (2), морского льда (3) и морской воды (4) (в).

менения температуры воздуха в лаборатории от +5 до -30°C . Для наблюдений использовался бассейн прямоугольной формы размерами $1.5 \times 1 \times 0.7$ м, специально предназначенный для льдоисследовательских работ. Ледовый бассейн может заполняться пресной или морской водой, поступающей из фьорда по трубопроводу. Стенки и дно бассейна оборудованы системой подогрева, поддерживающей их температуру на заданном уровне и исключающей нарастание льда с боковых поверхностей и дна бассейна при понижении температуры воздуха в лаборатории.

Лабораторный эксперимент выполнялся в ходе двух этапов, подготовительного и основного, и состоял в следующем. На первом, подготовительном этапе залитый в бассейн метровый слой мор-

ской воды из Адвент-фьорда соленостью 34‰ замораживался при температуре воздуха -30°C в течение 70 ч (период 0–70 ч эксперимента). Во время эксперимента верхняя граница бассейна оставалась открытой. Холод подводился вертикально сверху за счет понижения температуры воздуха в камере, создавая необходимый для начала льдообразования одномерный тепловой поток. Граничные и начальные условия тщательно контролировались. Перед началом замораживания в центре бассейна была установлена водонепроницаемая термокоса GeoPrecision (ФРГ) из 9 полупроводниковых термисторов (Т1–Т9) с разрешением по температуре 0.065°C , точностью $\pm 0.25^{\circ}\text{C}$ в диапазоне от -10 до $+30^{\circ}\text{C}$, с диаметрами кабеля и термисторов 5 и 8 мм соответственно. Рас-

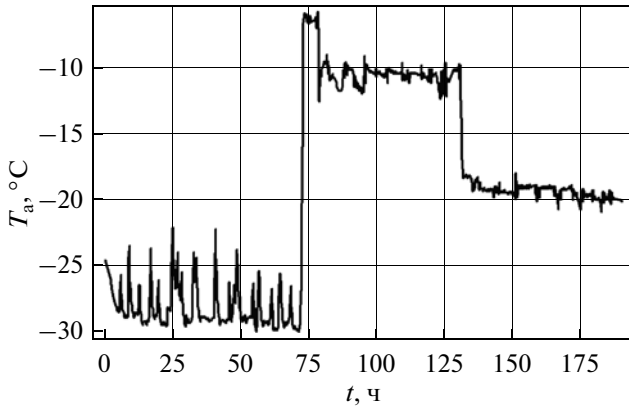


Рис. 2. Временной ход температуры воздуха в морозильной камере в течение эксперимента.

стояние между верхними термисторами Т1–Т7 составляло 5.5 см, между Т7 и Т8–8 см и между Т8 и Т9–10 см, причем Т7 располагался на границе раздела “воздух–морская вода” (рис. 1а). Затем на образовавшийся лед был осторожно налит слой пресной воды толщиной 27.5 см, предварительно охлажденный до температуры замерзания, таким образом, чтобы на границе раздела “воздух–вода” оказался термистор Т2 (рис. 1б). Предполагалось, что температуры, измеренные датчиками Т2 и Т7 будут соответствовать температурам границ раздела фаз. Данные с датчиков Т1–Т9 с минутным интервалом регистрировались мини-логгером M-Log5W-DALLAS. Кроме термисторов, изменения полей температуры и давления в замерзающем слое пресной воды дополнительно отслеживались автономным измерителем SeaBird 39 (Т10) производства Sea-Bird Inc. (США). Конфигурация эксперимента и расположение аппаратуры во всех слоях системы показано на рис. 1в. Подготовительный этап занял период 70–80 ч. В ходе основного этапа продолжительностью 110 ч, в течение 50 ч система замораживалась при температуре -10°C (80–130 ч эксперимента), а затем еще 60 ч – при температуре -20°C (130–190 ч). Изменение температуры воздуха T_a в течение всех 190 ч наблюдений изображено на рис. 2 (пики обусловлены функционированием холодильного агрегата). Толщина верхнего слоя льда измерялась дважды – на 128 и 190 ч эксперимента, нижнего слоя – на 190 ч. К сожалению, из-за растущего давления, пробуривание льда на 128 ч вызвало вытекание части незамерзшей жидкости на его поверхность, что, безусловно, внесло известные искажения в естественный ход процесса. Поэтому бурение льда в течение эксперимента больше не проводилось. На 128 ч наблюдений была измерена соленость слоев льда и воды, для чего использовался измеритель SevenMulti S-70K производства фирмы Mettler Toledo (Швейцария).

3. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА

Задача с тремя неизвестными подвижными границами, разделяющими слои льда (индекс “ i ”) от верхнего (индекс “ m ”) и нижнего (индекс “ w ”) слоев воды достаточно сложна для исследования, поэтому вводится ряд следующих предположений, существенно упрощающих математическую модель. Профили температуры во всех слоях задаются линейными. Температуры слоев воды полагаются постоянными по вертикали вследствие конвективного перемешивания, обусловленного полным отторжением растворенных солей при льдообразовании, и равными температуре замерзания:

$$T_m = \Theta_m \equiv -\gamma S_m, \quad h_2 < z < h_3, \quad (1)$$

$$T_w = \Theta_w \equiv -\gamma S_w, \quad h_3 < z < h, \quad (2)$$

где T – температура, S – соленость, Θ – температура замерзания, γ – константа, h – положение границы раздела, z – направленная вниз вертикальная координата, индексы “1”, “2”, “3” относятся к фазовым границам, начиная сверху. Соленость слоев воды определяется из закона сохранения растворенной соли соотношениями

$$S_m = S_{m,0} (h_{2,0} - h_{1,0}) / (h_2 - h_1), \quad h_2 < z < h_3, \quad (3)$$

$$S_w = S_{w,0} (h - h_{3,0}) / (h - h_3), \quad h_3 < z < h, \quad (4)$$

где индекс “0” обозначает начальный момент времени. На движущихся фазовых границах выполняются условия теплового баланса (Стефана)

$$\rho_i L \frac{dh_j}{dt} = k_i \frac{\partial T^-}{\partial z}, \quad z = h_j \quad (j = 1-3), \quad (5)$$

а также условие непрерывности температуры и локального термодинамического равновесия

$$T^- = T^+ \equiv \Theta = -\gamma S, \quad (6)$$

где ρ – плотность, L – теплота фазового перехода вода–лед, k – коэффициент теплопроводности, знаки “–” и “+” обозначают верхнюю и нижнюю стороны границы раздела. Теплофизические свойства слоев льда, несмотря на их различную соленость полагаются постоянными и равными. В качестве начальных условий задаются положение фронтов кристаллизации и соленость слоев воды:

$$\begin{aligned} h_1 &= \varepsilon h_{2,0}, \quad h_2 = h_{2,0}, \quad h_3 = h_{3,0}, \\ S_m &= S_{m,0}, \quad S_w = S_{w,0}, \quad t = 0, \end{aligned} \quad (7)$$

где $\varepsilon \ll 1$ – малый параметр. Наконец, температура верхней границы системы (температура замерзающей поверхности) считается заданной

$$T = T_b, \quad z = 0. \quad (8)$$

Система уравнений (1)–(4) с граничными и начальными условиями (5)–(8) полностью определяет начально-краевую задачу для нахождения

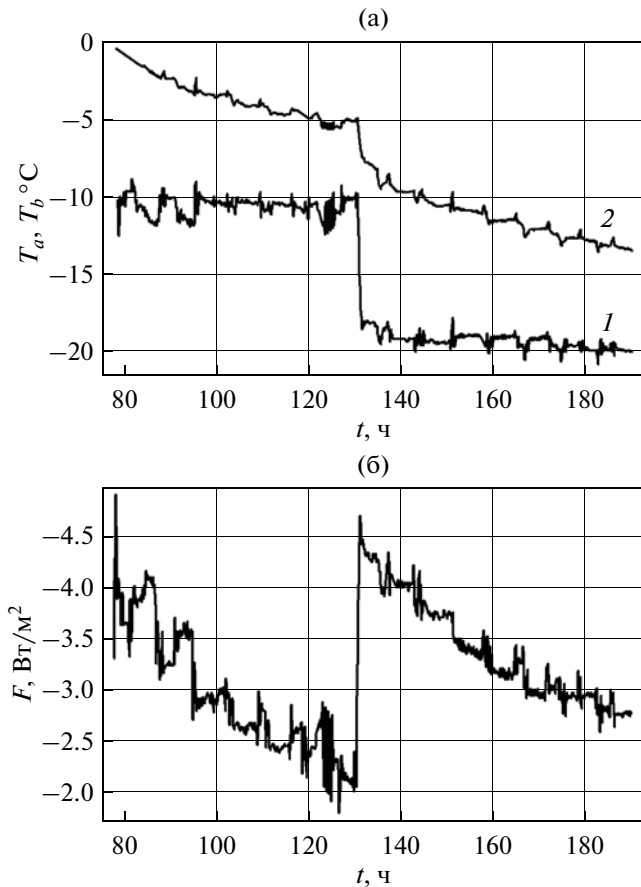


Рис. 3. Временной ход температуры воздуха (1) и замерзающей поверхности (2) (а) и обусловленного их разностью теплового потока (б) в течение эксперимента.

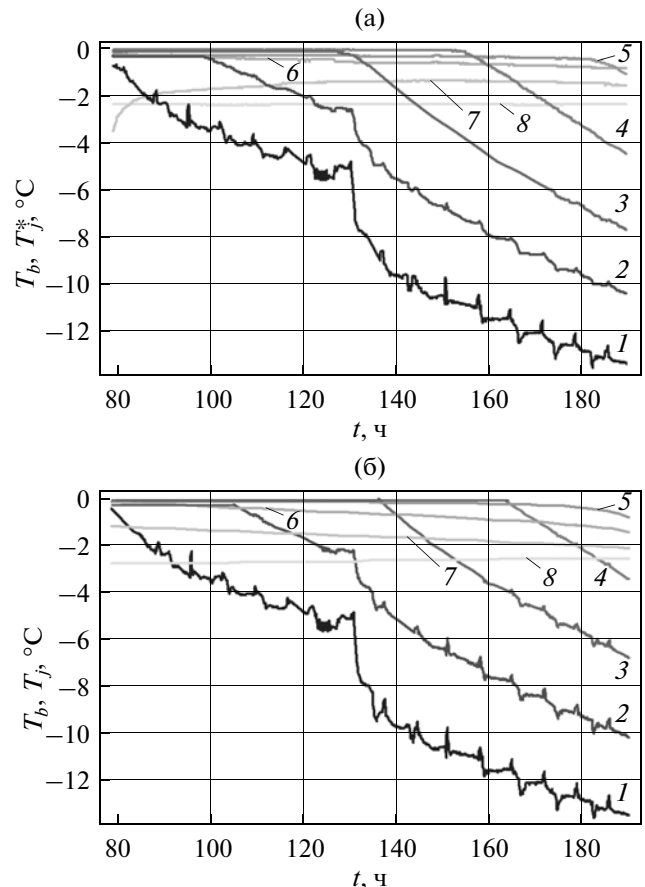


Рис. 4. Измеренный (а) и рассчитанный по модели (б) временной ход температуры замерзающей поверхности (1) и горизонтах 0.055 (2), 0.11 (3), 0.165 (4), 0.22 (5), 0.275 (6), 0.355 (7) и 0.455 м (8).

распределений температуры, концентрации соли и законов движения границ.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

Расчеты проводились для основного периода эксперимента с использованием параметров пресноводного льда $\rho_i = 917 \text{ кг/м}^3$, $k_i = 2.24 \text{ Вт/(м К)}$ и солевого раствора $L = 3.34 \times 10^5 \text{ кДж/м}^3$, $\gamma = 0.054 \text{ }^\circ\text{C}/\text{‰}$ [7]. Краевые условия соответствовали 80 ч эксперимента ($h_{1,0} = 0.001 \text{ м}$, $h_{2,0} = 0.275 \text{ м}$, $h_{3,0} = 0.415 \text{ м}$, $h = 1 \text{ м}$, $S_{m,0} = 0.7\text{‰}$, $S_{w,0} = 50\text{‰}$). В качестве T_b использовалась температура, измеренная термистором T2, значения которой оказались весьма отличными от T_a . Временной ход обеих температур, а также теплового потока, обусловленного их разностью, приведен на рис. 3.

Временной ход измеренных (индекс звездочка сверху) и рассчитанных температур на различных горизонтах изображен на рис. 4. Как видно из ри-

сунка, оба распределения практически одинаковы. Характер изменения солёности в слоях воды существенно различен (рис. 5). Величина S_w монотонно уменьшается к концу эксперимента, тогда как ход

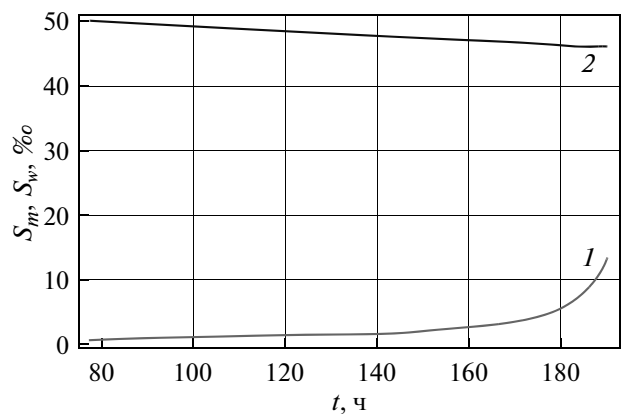


Рис. 5. Временная эволюция солёности верхнего (1) и нижнего (2) слоев воды, рассчитанная по модели.

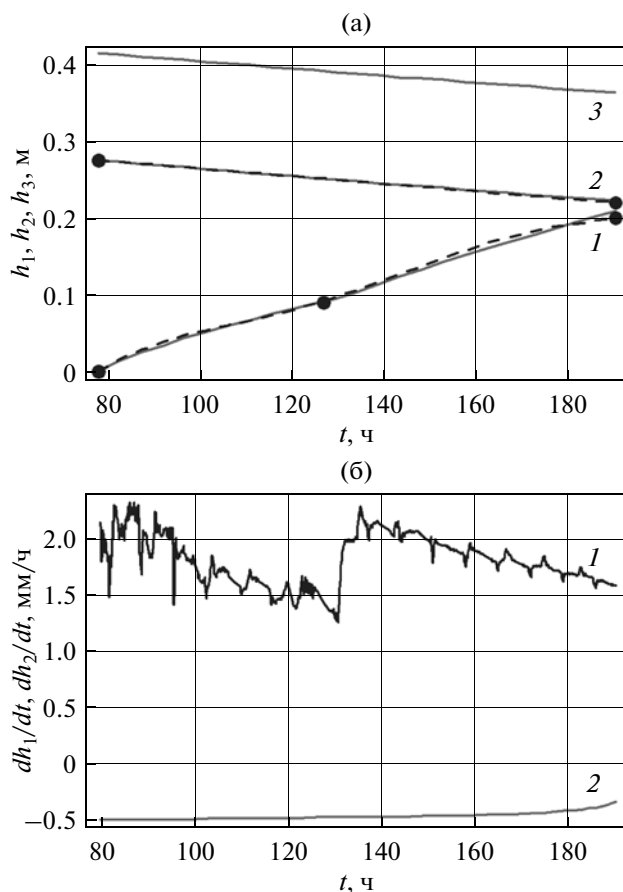


Рис. 6. Временная эволюция фазовых границ h_1 (1), h_2 (2) и h_3 (3) (а) и их скоростей dh_1/dt (1), dh_2/dt и dh_3/dt (2) (б), рассчитанных по модели. Пунктиром изображено изменение границ h_1 и h_2 , построенное по данным измерений (черные кружки).

S_m неравномерен — участок с небольшим ростом солёности, начиная со 170 ч сменяется ее резким повышением до 13‰ (почти в 20 раз превышающей начальную). При этом измерение солёности на 128 ч эксперимента дало величину 1.1‰, близкую к полученной в результате расчетов.

Согласно условиям (3)–(4), вариации солёности определяются движением границ фазовых переходов (рис. 6а). В свою очередь, следуя уравнениям (6), границы морского льда h_2 и h_3 с началом охлаждения двигаются вверх с одинаковыми скоростями, что означает для границы h_2 замерзание, а для h_3 — таяние. При этом, как видно из рис. 6б, скорость границы h_1 существенно выше, чем h_2 и h_3 (отрицательные величины последних обусловлены направлением оси координат). Как было показано в [1], такой характер движения сохраняется до достижения слоем талой воды некоторой критической толщины за счет нарастания h_1 и соответствующего скачкообразного роста солёно-

сти, после чего все три границы начинают синхронно двигаться вниз. В дальнейшем, несмотря на продолжающееся охлаждение, заключенный между ними слой жидкости не вымораживается целиком, а продолжает существовать в виде тонкой (порядка 1 мм) прослойки рассола, толщина которой определяется колебаниями температуры охлаждаемой поверхности.

Взаимное расположение модельных (сплошные линии) и измеренных (пунктир) кривых на рис. 6а практически совпадает, что является естественным следствием характера эволюции измеренного и расчетного поля температуры. В результате верхний слой воды после 190 ч замерзает так и не вымерз полностью, хотя его толщина уменьшилась примерно до 2 см. Визуальный осмотр верхней и нижней ледяных пластин по окончании эксперимента выявил интересную особенность их поверхностей, граничащих с замерзающим слоем пресной воды. Если граница h_2 была достаточно ровной, то граница h_3 , имела многочисленные шероховатости, образованные растущими кристаллами льда в виде шипов, игл и колючек. Эти дендритные структуры на начальной стадии образования, формирующие протяженную область затвердевания, свидетельствуют об осолонении верхнего подледного слоя, несмотря на небольшое количество соли, растворенной в нем в начале льдообразования.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

Таким образом, численные оценки динамики процесса не показали сколько-нибудь значительных расхождений с лабораторными, что оказалось известной неожиданностью, учитывая постановку и решение математической задачи в рамках одномерных уравнений. В реальности 10%-ое увеличение объема льда по сравнению с объемом воды, из которой он образовался, является принципиальным для возникновения избыточного гидростатического давления, влияние которого на температуру фазового перехода аналогично влиянию растворенной соли. Поэтому температура, совпадая на фазовом фронте с температурой замерзания, опускается медленнее, чем в случае неограниченного слоя воды, что приводит к замедлению роста льда.

Количественную сторону процесса можно оценить, учитывая упругие свойства воды и льда. В качестве первого приближения к проблеме можно воспользоваться решением задачи о кристаллизации воды в жестком, достаточно длинном цилиндре радиуса R [8]. Судя по данным, приведенным в работе [11], за счет распространения промерзания от краев водоема к центру, цилиндрическая форма объема воды неплохо соответствует снежницам в период замерзания. В ра-

боте [8] предполагается что лед, под действием гидростатического давления деформируется как упругое тело с модулем упругости E_i , а вода сжимается с коэффициентом изотермического сжа-

тия E_w . Если считать, что увеличение объема при замерзании воды компенсируется сжатием льда и воды, то в случае цилиндрической симметрии давление определяется формулой

$$P = P_0 + \frac{(1 - \rho_i/\rho_w)(1 - r^2/R^2)}{r^2/R^2 E_w - 2r^2(1 - \mu^2)/E_i \{[(1 + \mu)r^2 + (1 - \mu)R^2]\}}, \quad (9)$$

где P – давление, μ – коэффициент Пуассона для льда, r – текущая координата ($0 \leq r \leq R$). Соответствующий эффект понижения температуры может быть с достаточной точностью описан корневой или даже линейной эмпирической зависимостью [5]:

$$\Theta = 0.328731 \left(-129 + 0.0078 \times \sqrt{2.73621 \times 10^8 - P + 3.042 T_{eq}} \right), \quad (10)$$

$$\Theta = T_{eq} - 0.765 \times 10^{-7} P, \quad (11)$$

где T_{eq} – температура замерзания пресной воды при атмосферном давлении. Расчеты по формулам (9)–(11) проводились при следующих значениях параметров процесса [5]: $\rho_i = 917 \text{ кг/м}^3$, $\rho_w = 1000 \text{ кг/м}^3$, $T_{eq} = 273.15 \text{ К}$, $R = 1 \text{ м}$, $P_0 = 10^5 \text{ Па}$, $E_i = 9 \times 10^9 \text{ Па}$, $E_w = 2 \times 10^9 \text{ 1/Па}$, $\mu = 0.35$. Как видно из приведенных на рис. 7 результатов, температура кристаллизации может существенно понижаться даже при сравнительно небольшом нарастании льда. В рамках принятых допущений, нарастание 5 см льда ($r = 0.95 \text{ м}$) приводит к росту давления на величину порядка 20 МПа и понижению температуры до -2°С . Дальнейший рост давления способствует еще большему опусканию величины Θ , что позволяет воде существовать в жидкой фазе, несмотря на значительные понижения температуры воздуха. Графики показывают достаточную близость результатов по обоим зависимостям, особенно для небольших (до 15 см) толщин льда. При этом влияние входных параметров задачи на характер решения незначительно.

Однако в природных условиях основное нарастание льда происходит сверху, поэтому замерзание слоя воды сопровождается вязкопластическими деформациями льда, компенсирующими увеличение объема жидкой фазы. Такие деформации могут сопровождаться растрескиванием льда и фильтрацией рассола через лед [13]. Вода в снежниках зачастую не является пресной вследствие конвективного перемешивания с рассолом из подстилающего слоя льда и морской воды [12]. В эксперименте растрескивание и подвижки верхнего слоя льда в вертикальном направлении косвенно подтверждаются квазипериодическим по-

явлением характерных пиков в распределении давления, зарегистрированных зондом SBE-39 в период 130–150 ч эксперимента, соответствующего резкому понижению температуры воздуха с -10 до -20°С (рис. 8). При пробуривании верхнего слоя льда на 128 часе эксперимента падение давления отчетливо наблюдается по провалу кривой давления на соответствующем участке. Впоследствии давление опять повышается практически до начального уровня. Вместе с тем, ход температуры в этот период (рис. 8б) оставался достаточно гладким (единственный пик на 141 часе наблюде-

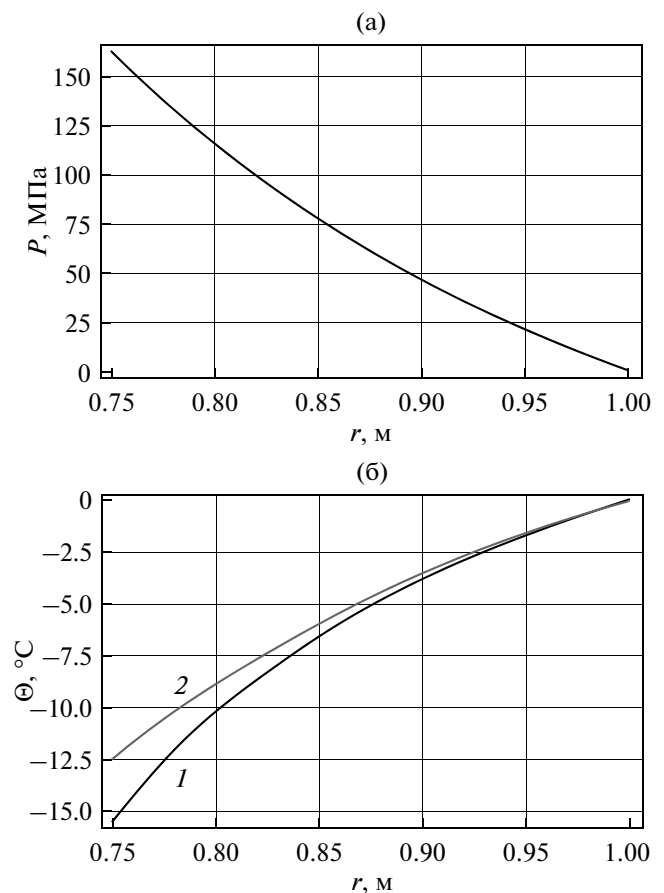


Рис. 7. Зависимость давления (а) и температуры замерзания (б), рассчитанной по формулам (9) (1) и (10) (2) от толщины льда для цилиндрической симметрии задачи.

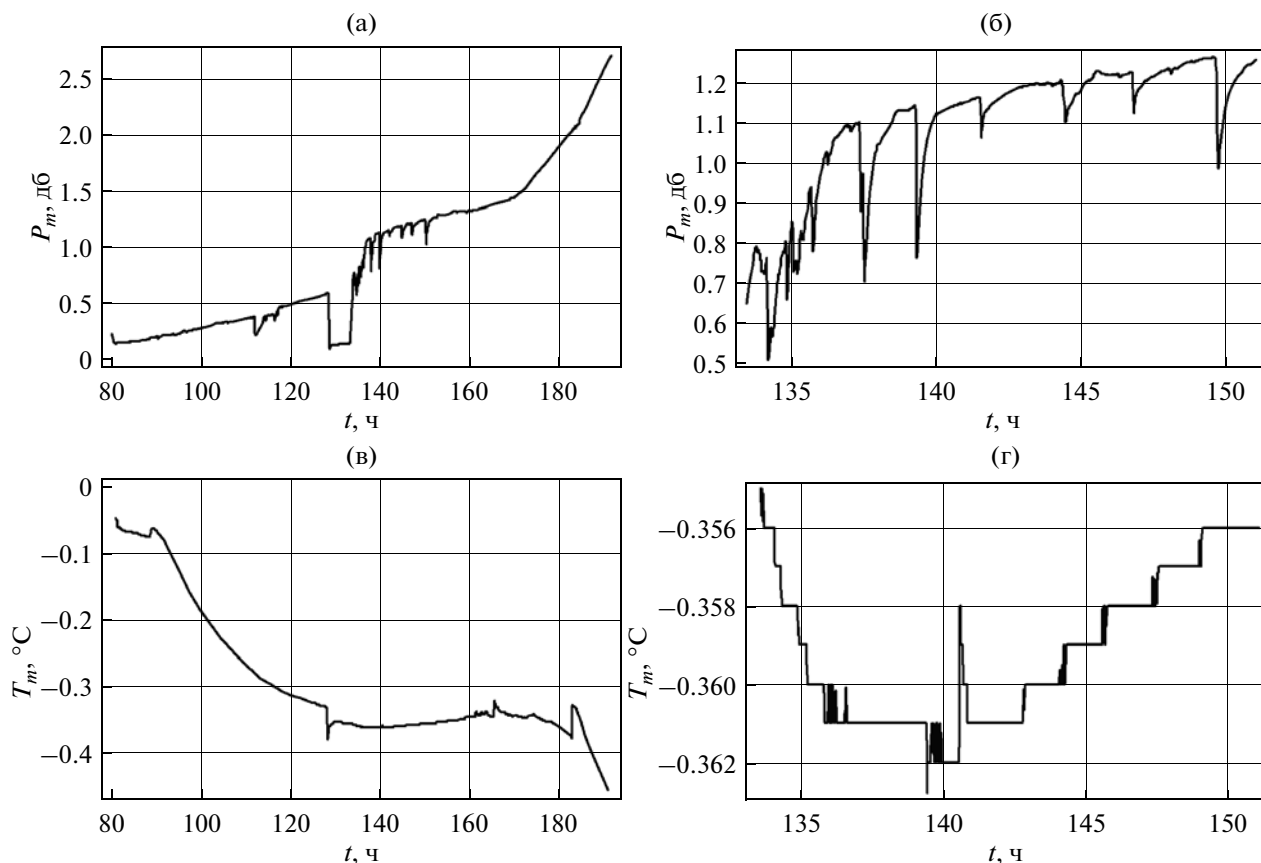


Рис. 8. Временной ход давления (а, в) и температуры (б, г) в течение 80–190 (а, г) и 133–152 ч (б, в) эксперимента, измеренный зондом SBE-39.

ний обусловлен, скорее всего, неустойчивой работой измерителя).

Расчет температуры замерзания по формулам (10) и (11) и измеренному давлению не выявил переохлаждения замерзающего слоя воды. Интересно, что до и после этого периода эксперимента пики практически отсутствуют. Механизмом компенсации роста давления в этом случае может служить деформация тонкого слоя льда до 130 ч и частичное расплавление нижележащих слоев льда за счет понижения температуры замерзания — после 150 ч. Физику последнего явления можно пояснить следующим образом. Градиент давления во льду приводит к формированию градиента температуры в слое талой воды. Благодаря условию термодинамического равновесия, лед плавится в теплой части слоя и замерзает в холодной. В результате слой воды может перемещаться вниз, в сторону более теплого льда — аналогично миграции замкнутых солевых ячеек в толще льда [6]. Не исключено, что в арктических условиях при достижении давлением некоторой критической величины может произойти поршневое оттеснение жидкой фазы под лед в направлении движения фронта, обусловленное как наличием дренажных каналов в ни-

железашем слое морского льда, так и его разрушением за счет уменьшения доли твердой фазы, вызванной ростом солёности расплава [10].

Причиной задержки резкого роста давления может послужить растворенный в воде воздух или любой другой газ (например, двуокись углерода). Известно, что отторжение растворенного газа из образовавшегося льда в незамерзшую область влечет его диффузию и выделение в свободную фазу при превышении равновесного значения. Появление пузырьков газа увеличивает сжимаемость среды, что влияет как на динамику замерзания, так и на темпы роста давления в объеме. Влияние содержания газа и интенсивности газовыделения на замерзание изучалось в экспериментальной работе по замораживанию капель воды [15], зафиксировавшей задержку роста давления, обусловленную выделением растворенного газа. Впоследствии эти результаты получили теоретическое подтверждение [9]. Исключение составляет случай, когда в объеме в начальный момент полностью отсутствует газ в свободном состоянии. В этом случае происходит резкое возрастание давления и дополнительное выделение газа (при заданных начальных концентраци-

ях) не успевает оказать существенного влияния на повышение сжимаемости системы, хотя в реальности мгновенный рост давления маловероятен в силу слабой прочности тонкого слоя льда, а также некоторого количества газа, захватываемого потоком воды при заполнении объема.

6. ВЫВОДЫ

1. Постановка задачи о замерзании снежицы, предполагающая бесконечную протяженность замерзающего слоя воды, оказалась достаточно адекватной для замкнутого водоема, за исключением, вероятно, финальной стадии процесса. Вопрос о существовании жидкой фазы в виде прослойки рассола в реальных условиях остается открытым и может быть прояснен при постановке длительного лабораторного эксперимента.

2. Основной причиной, ограничивающей рост давления замкнутого объема воды на льду, является вязкопластическая деформация верхнего слоя льда. При резких понижениях температуры воздуха возможны нарушения его сплошности, которые временно компенсируют рост объема жидкой фазы.

3. Эффективным механизмом компенсации гидростатического давления могут служить отторжение растворенного газа при льдообразовании, увеличивающего сжимаемость среды, и миграция рассола через морской лед под влиянием вертикального градиента давлений. С увеличением начальной сжимаемости системы влияние растворенного газа на темпы роста давления должно проявляться сильнее, однако вопрос о степени этого влияния может быть решен только при моделировании процесса.

Авторы благодарят А.П. Макштаса за ценные замечания и постоянное внимание к работе, а также А.С. Шестова и А.В. Пнюшкова за помощь в проведении лабораторных экспериментов.

Исследование выполнено при поддержке Норвежского научного фонда (POLRES 196138) и РФФИ (проект № 11-05-00448-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богородский П.В., Марченко А.В., Пнюшков А.В. Термодинамика замерзающих снежиц в осенне-зимний период // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 5. С. 685–695.
2. Богородский П.В., Марченко А.В., Пнюшков А.В. Основные закономерности замерзающих снежиц на многолетнем льду Арктического бассейна (по данным 23-го рейса НЭС “Академик Федоров”) // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007. Т. 75. С. 86–98.
3. Богородский П.В., Пнюшков А.В. Влияние снежиц на формирование многолетнего морского ледяного покрова // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 2. С. 224–231.
4. Бузуев А.Я., Спичкин В.А. Роль снежиц в формировании пространственной неравномерности толщины многолетних льдов в зимний период // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 1977. Вып. 49. С. 53–58.
5. Васильев В.И., Максимов А.М., Петров Е.Е., Цыпкин Г.Г. Тепломассоперенос в промерзающих и протаивающих грунтах. М.: Наука, Физматлит, 1997. 224 с.
6. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд. Главсевморпути, 1945. 360 с.
7. Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеоздат, 2000. 83 с.
8. Пехович А.И. Основы гидроледотермики. Л.: Энергоатомиздат, Ленингр. отд., 1983. 200 с.
9. Сигунов Ю.А., Самылова Ю.А. Динамика роста давления при замерзании замкнутого объема воды с растворенным газом // *ПМТФ*. 2006. Т. 47. № 6. С. 85–92.
10. Цыпкин Г.Г. Течения с фазовыми переходами в пористых средах. М.: Физматлит, 2009. 232 с.
11. Fetterer F., Untersteiner N. Observations of melt ponds on Arctic sea ice // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № C11. P. 24.821–24.835.
12. Marchenko A.V., Bogorodsky P.V., Gorbatsky V.V. et al. Structure and physico-mechanical properties of sea ice in the Central Arctic studied in the expedition Arctic-2007. 2009, POAC-2009, Lulea, Sweden, June 9–12. Paper 09-122.
13. Marchenko A., Shestov A., Sigitov A., Løset S. Water-ice actions on the coal quay at Kapp Amsterdam in Svalbard. Proc. Int. Conf. Port Ocean Eng. Arct. Cond., POAC11-145, Montreal, Canada, 2011. 11 p.
14. Taylor P.D., Feltham D.L. A model of melt pond evolution on sea ice // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 09. C12007, doi:10.1029/2004JC002361.
15. Visagie P.J. Pressures inside freezing water drops // *J. Glaciology*, 1969. V. 8. № 53. P. 301–309.

Thermodynamic Effects Accompanying the Freezing of Two Water Layers Separated by Sea Ice Sheet

P. V. Bogorodskiy, A. V. Marchenko

The results of laboratory investigation of a system of fresh and sea water layers separated by sea ice sheet are presented and analyzed. They are completed with calculations by a thermodynamic model [1] modified for the laboratory conditions.