

Научная статья

УДК 551.467 (262.54)

EDN: YFJPVV

Изменение характеристик двухфазной структуры морского льда под воздействием термических факторов в период его роста

Д. Д. Завьялов , Т. А. Соломаха

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

 zavyalov.dd@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 30.01.2025; одобрена после рецензирования 29.04.2025;
принята к публикации 11.07.2025.

Аннотация

Цель. Оценить влияние учета в термодинамической модели двухфазной структуры льда на его механические и теплофизические свойства – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Исследование вертикальной структуры теплофизических и физико-механических характеристик морского льда проведено с помощью модели, в которой пресный лед и рассол (твердая и жидкая фаза) находятся в состоянии термодинамического равновесия. Математическое описание процесса теплопереноса выражается нелинейным одномерным уравнением диффузии тепла, без учета проникающей радиации и миграции рассола в толще льда. Распределение солёности моделировалось как эмпирической зависимостью интегральной солёности льда от его толщины, так и полиномом, воспроизводящим С-образную форму вертикального профиля солёности, характерную для тонкого растущего льда. Проведены численные эксперименты по воспроизведению кристаллизации солёноватой морской воды для различных вариантов изменения приповерхностной температуры воздуха как с учетом, так и без учета наличия жидкой фазы в ледяном покрове. Выявлены особенности вертикального распределения теплофизических и физико-механических свойств морского льда в период его роста.

Выводы. Показано, что коэффициенты теплопроводности верхней части льда, полученные без учета двухфазной структуры, оказались существенно меньшими, особенно в начале льдообразования. Дана оценка пропускной способности ледяного покрова, образованного из морской воды с различной первоначальной солёностью и температурой воздуха. Определены периоды времени, когда верхний слой льда заданной толщины становится полностью непроницаемым для миграции рассола.

Ключевые слова: морской лед, рост морского льда, солёность, двухфазная среда

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2021-0004 «Океанологические процессы».

Для цитирования: Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А. Изменение характеристик двухфазной структуры морского льда под воздействием термических факторов в период его роста // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 5. С. 646–657. EDN YFJPVV.

Changes in the Characteristics of Two-Phase Structure of Sea Ice under the Impact of Thermal Factors during the Period of its Growth

D. D. Zavyalov , T. A. Solomakha

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

 zavyalov.dd@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the study is to assess the effect of incorporating a two-phase ice structure into a thermodynamic model upon its mechanical and thermophysical features.

Methods and Results. The vertical structure of thermophysical and physical-mechanical characteristics of sea ice is studied using the model in which freshwater ice and brine (solid and liquid phases) are in thermodynamic equilibrium. Mathematical description of the heat transfer process is presented by a nonlinear one-dimensional equation of heat diffusion, with no regard to penetrating radiation and brine migration within the ice thickness. Salinity distribution was modeled both by the empirical dependence of ice integral salinity on its thickness and by the polynomial reproducing the C-shaped vertical salinity profile characteristic of thin growing ice. The numerical experiments were performed to reproduce the crystallization of brackish seawater under various changes in surface air temperature, both with and without regard to the presence of a liquid phase in the ice cover. The features of vertical distribution of thermophysical and physical-mechanical properties of sea ice during the period of its growth were revealed.

Conclusions. It is shown that the thermal conductivity coefficients of the ice upper layer obtained with no regard to the two-phase structure are significantly lower, especially at the beginning of ice formation. The permeability of ice cover formed of seawater with different initial salinity and air temperature is assessed. The time periods when the upper ice layer of a given thickness becomes completely impermeable to brine migration are defined.

Keywords: sea ice, sea ice growth, salinity, two-phase zone

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2021-0004 “Oceanological processes”.

For citation: Zavyalov, D.D. and Solomakha, T.A., 2025. Changes in the Characteristics of Two-Phase Structure of Sea Ice under the Impact of Thermal Factors during the Period of its Growth. *Physical Oceanography*, 32(5), pp. 657-667.

Введение

Морской ледяной покров представляет собой совокупность отдельных кристаллов пресного льда и заключенных в порах между ними рассола и пузырьков газа. Поскольку соль, растворенная в морской воде, не входит в состав образующихся кристаллов льда, она вытесняется в соляной раствор между ними. Морской лед представляет собой двухкомпонентную пористую среду, а его теплофизические свойства определяются комбинацией свойств жидкой и твердой фазы. Внутренняя структура и миграция рассола в толще льда изменяют его теплофизические, прочностные, оптические свойства, влияют на массо- и теплообмен между океаном и атмосферой. Перемещение жидкой фазы является основным механизмом биогеохимических процессов как в ледяном покрове, так и на границе между льдом и подстилающим его слоем морской воды. Пространственно-временная изменчивость температуры

и солёности морского льда и вид зависимости от них его свойств позволяют определить распределения в ледяном покрове основных механических и теплофизических характеристик, необходимых для решения различных научных и прикладных задач.

Для определения внутренней структуры двухфазного льда необходимо иметь адекватную информацию о вертикальном распределении солёности. Вертикальный профиль солёности морского льда меняется со временем. В период активного роста вертикальное распределение солёности описывается С-образной формой. В дальнейшем солёность уменьшается во всей толще льда с минимальным значением на верхней границе в период таяния¹.

В климатических моделях широко используются термодинамические ледовые пакеты *Community Ice CodE (CICE)* и *Louvain-la-Neuve Sea Ice Model (LIM)*. В модели *CICE* солёность является прогностической переменной [1], а параметризация гравитационного дренажа в период роста представлена в работах [2, 3]. В модели *LIM* [4, 5] прогнозируется только средняя солёность, в то время как ее вертикальный профиль представлен функцией усредненной солёности, вид которой различен для разных периодов существования морского льда. Обзор истории развития моделей, учитывающих пространственно-временную эволюцию солёности и пористую структуру морского льда, можно найти в работе [6].

В работах [7, 8] представлена одномерная региональная термодинамическая модель морского снежно-ледяного покрова с учетом изменения во времени средней по толщине солёности льда, а температура определяется решением нестационарного уравнения теплопроводности. Гетерогенность среды учитывается в определении теплоемкости и теплопроводности через функции температуры и солёности морского льда [9]. Для задачи воспроизведения сезонной динамики толщины ледяного покрова такой выбор в некоторой степени является оправданным. Механические и теплофизические свойства морского льда, определяющие его температурный профиль, рост и таяние, зависят от солёности и температуры, особенно вблизи точки плавления, где больше всего меняется объем жидкой фазы. Сложность в параметризации физических процессов (миграция, диффузия, гравитационный дренаж рассола и другие), формирующих профиль солёности морского льда, заключается в их разномасштабности и нелинейном характере зависимости солёности от структуры льда, толщины и скорости ее изменения.

В работе использовалась параметризация пространственно-временного изменения солёности, основанная на эмпирических данных об особенностях вертикального профиля солёности растущего однолетнего морского льда¹. В предложенной модели не проводится детализация мелкомасштабных физических процессов (миграция, гравитационный дренаж и др.), их влияние на динамику солёности учитывается опосредованно через определение характерного вертикального профиля солёности морского льда в период его роста. Такой подход позволяет оценить изменчивость теплофизических и физико-механических свойств морского льда без значительного уменьшения временного шага, существенно усложняющего реализацию численной схемы.

¹ Цуриков В. Л. Жидкая фаза в морских льдах. Москва : Наука, 1976. 210 с.

Результаты работы модели по определению динамической солёности сравнивались с данными лабораторного эксперимента, воспроизводящего рост льда из соляного раствора ². Определены вертикальные профили солёности, теплопроводности и пропускной способности (величина жидкой фазы более 5 %) растущего морского льда для различных значений первоначальной солёности воды и приповерхностной температуры воздуха.

Цель настоящей работы – изучение влияния учета двухфазной структуры льда в термодинамической модели на его механические и теплофизические характеристики.

Термодинамическая модель

Термодинамика морского льда с учетом наличия гетерогенной зоны смеси твердой и жидкой фаз описывается нелинейным одномерным уравнением диффузии тепла (без учета проникающей радиации и миграции рассола в толще льда) согласно работе [6]:

$$(\rho c)_m \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_m \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_i L \frac{\partial \Phi}{\partial t}. \quad (1)$$

Граничные условия на верхней ($z = 0$) и нижней ($z = h(t)$) поверхности ледяного покрова представляют собой уравнения баланса потоков тепла и массы:

$$-k_m \frac{\partial T}{\partial z} = F_t(T_s, T_a), \quad -\rho_i(1-\Phi)L_i \frac{\partial h}{\partial t} = F_t(T_0) + k_m \frac{\partial T}{\partial z}, \quad z = 0, \quad (2)$$

$$-k_m \frac{\partial T}{\partial z} = F_b(T_f, T_w), \quad -\rho_i(1-\Phi)L_i \frac{\partial h}{\partial t} = F_b(T_f, T_w) + k_m \frac{\partial T}{\partial z}, \quad z = h(t), \quad (3)$$

где t – время; z – вертикальная координата, ось направлена вниз от верхней поверхности ледяного покрова ($z = 0$); h – толщина льда; ρ – плотность; T – температура; c – теплоемкость; k – коэффициент теплопроводности; S – солёность; L_i – теплота плавления пресного льда; Φ – объемная доля твердой фазы; $L = \Phi(\rho_i c_i T - \rho_i L_i) - (1-\Phi)\rho_{br} c_{br} T$ – скрытая теплота плавления двухфазной зоны; T_s , $F_t(T_s, T_a)$, T_f , $F_b(T_f, T_w)$ – температура и потоки тепла на верхней и нижней границах льда; T_0 – температура плавления морского льда. Если лед отсутствует, то изменение температуры морской воды определяется балансом тепловых потоков на морской поверхности. Здесь индекс m отвечает характеристикам двухфазной среды, рассчитываемым по формуле $X_m = \Phi X_i + (1-\Phi)X_{br}$. Индексы i , br , a , w относятся к пресному льду, рассолу, приповерхностному слою воздуха и морской воде соответственно.

Начальные температура и солёность воды считаются заданными

$$T_w(z, 0) = T_{w0}, \quad S_w(z, 0) = S_{w0}. \quad (4)$$

Физические и теплофизические характеристики пресного льда и рассола определяются согласно работе ² как функции температуры θ (°C) и солёности S (‰):

² Notz D. Thermodynamic and Fluid-Dynamical Processes in Sea Ice. Ph. D. thesis. University of Cambridge, U.K., 2005. 222 p.

$$\begin{aligned}
\rho_i &= 917 - 0,1403 \cdot \theta, \quad \rho_{br} = 1000,3 + 0,78237 S_{br} + 2,8008 \cdot 10^{-4} S_{br}^2, \\
k_i &= 2,21 - 10^{-2} \cdot \theta + 3,44 \cdot 10^{-5} \cdot \theta^2, \\
k_{br} &= 0,52325(1 - S_{br} \cdot 10^{-3}) + 0,01256 \cdot \theta + 5,8604 \cdot 10^{-5} \cdot \theta^2, \\
c_i &= 2112,2 + 7,6973 \cdot \theta, \\
c_{br} &= 4208,8 + 111,71 \cdot \theta + 3,5611 \cdot \theta^2 + 0,052168 \cdot \theta^3, \\
L_i &= 333700 + 262,7 \cdot \theta - 7,929 \cdot \theta^2.
\end{aligned} \tag{5}$$

Между пресноводным льдом и рассолом в соляных карманах существует термодинамическое равновесие. Объем и соленость включений рассола регулируются так, чтобы поддержать температуру жидкой фазы на уровне температуры замерзания (температура ликвидуса). Если морской лед охлаждается, часть рассола замерзает, что увеличивает его соленость и поддерживает фазовое равновесие. При таянии льда термодинамическое равновесие поддерживается за счет снижения солености рассола. Поэтому соленость рассола S_{br} является только функцией температуры $S_{br} = -1,20 - 21,8 \cdot \theta - 0,919 \cdot \theta^2 - 0,0178 \cdot \theta^3$. При $S_i = 0$ соленость морского льда выражается как $S = (1 - \Phi)S_{br}(\theta)$. Таким образом, найденные распределения температуры и солености позволяют определить эволюцию фазового состава и характеристик морского льда.

В данной работе соленость морского льда не является прогностической переменной, а ее пространственно-временное распределение задается автомоделным профилем. Для тонких растущих льдов при спокойных погодных условиях характерна С-образная форма вертикального профиля солености, которая сохраняется достаточно долгое время. Для периода активного роста морского льда профиль солености может быть описан многочленом из работы [10]:

$$S = S_{\max}(0,981 - 1,482\eta + 3,741\eta^2 - 5,682\eta^3 + 3,362\eta^4), \quad \eta = z/h, \tag{6}$$

где $S_{\max}$ – соленость морского льда на нижней границе, для определения которой возможно использовать экспериментальные зависимости солености от скорости роста льда¹ [11] или от его толщины [12].

Результаты численного моделирования

Термический режим морского ледяного покрова описывается локально-одномерной термодинамической моделью. Вертикальная структура представлялась заданным количеством слоев льда [7]. Решение уравнения (1) с граничными (2), (3) и начальными (4) условиями определяет распространение тепла и вертикальные профили температуры. Фаза Φ в течение одного временного шага оставалась неизменной [3]. Скорость роста, толщина и температура верхней поверхности морского льда определяются уравнениями баланса тепловых потоков [7, 8]. Теплопроводность, теплоемкость, скрытая теплота плавления

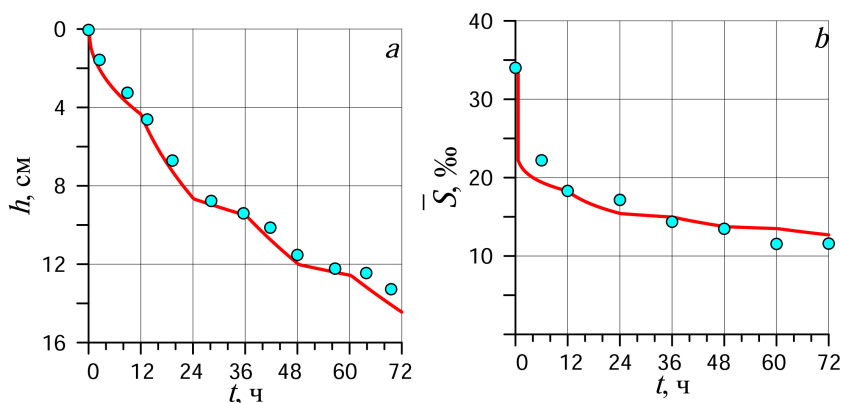
льда выражаются эмпирическими зависимостями этих величин от температуры и солёности (уравнения (5)). Для найденного профиля температуры и солёности морского льда рассчитывались вертикальные распределения твердой и жидкой фазы и другие физические характеристики.

Численное решение уравнения (1) осуществлялось с использованием схемы Кранка – Николсон, расчеты проводились для 30 слоев льда, шаг интегрирования по времени составлял 30 с.

Валидация представленной модели с динамическим профилем солёности проводилась путем сравнения результатов тестовых расчетов, воспроизводящих лабораторный эксперимент² по определению локальной твердой фракции, образующейся из раствора хлорида натрия солёностью 34 ‰ в результате охлаждения его сверху. Время эксперимента – трое суток, каждые 12 ч поверхностная температура льда T_s менялась попеременно с -5 на -10 °C. На рис. 1 представлены модельные значения толщины и средней солёности льда, полученные с использованием эмпирической формулы из работы [12]:

$$S(h) = S_w \left[(1-b) \exp(-a\sqrt{h}) + b \right]. \quad (7)$$

Наилучшее совпадение лабораторных данных с результатом моделирования отмечалось (рис. 1) для указанной зависимости (7) с подобранными значениями коэффициентов $a = 0,45$; $b = -2,5$.



Р и с. 1. Сравнение расчетных толщины (а) и средней солёности (б) льда с данными лабораторного эксперимента²: линии – расчет, кружки – измерения

F i g. 1. Comparison of the calculated ice thickness (a) and average salinity (b) with the data of laboratory experiment²: lines are calculation, circles are measurements

Далее была проведена серия численных расчетов по воспроизведению кристаллизации солоноватой морской воды с использованием уравнения (6) (где $S_{\max}$ определялась из уравнения (7)) и с периодическим изменением температуры воздуха T_a от -5 до -10 °C каждые 12 ч в течение 5 сут. Выполнено сравнение механических и теплофизических свойств льда, полученных как с учетом, так и без учета наличия жидкой фазы в ледяной толще.

На рис. 2 приведены вертикальные профили температуры, коэффициентов теплопроводности и солёности, рассчитанные в гомогенной (штриховые ли-

нии) и гетерогенной (сплошные) толще морского льда при периодическом изменении температуры воздуха. В гомогенном ледяном покрове среднее значение солёности определяется по зависимости (7), а коэффициент теплопроводности – по формуле $k = k_i + \frac{0,117S}{T}$ из работы [9].

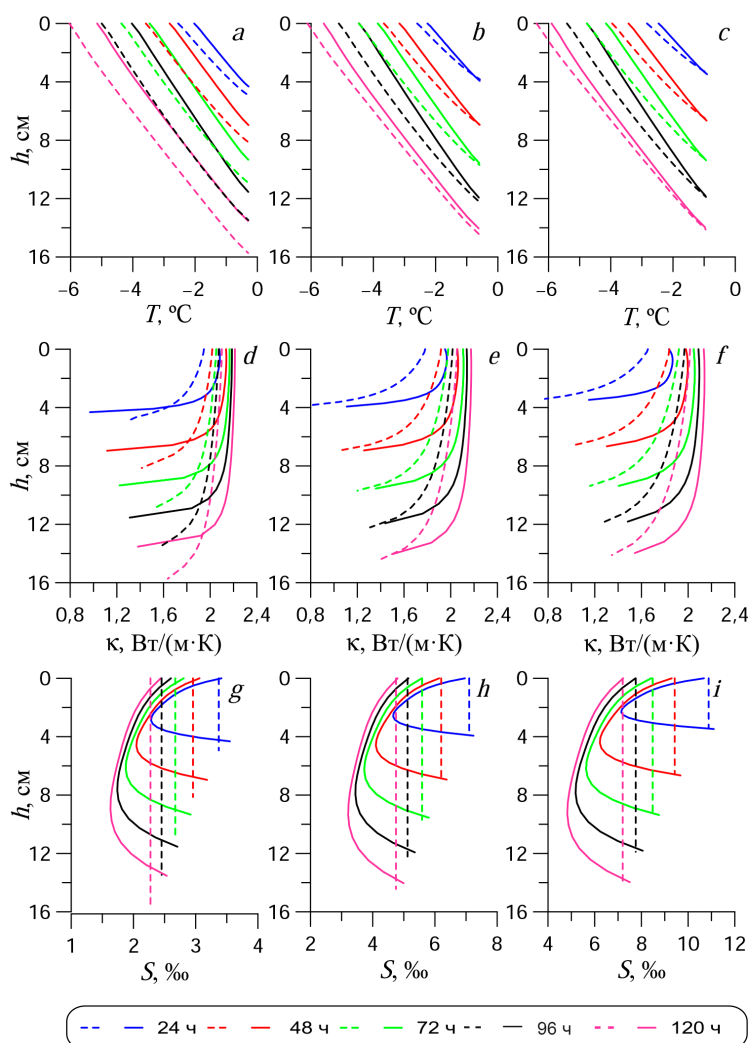


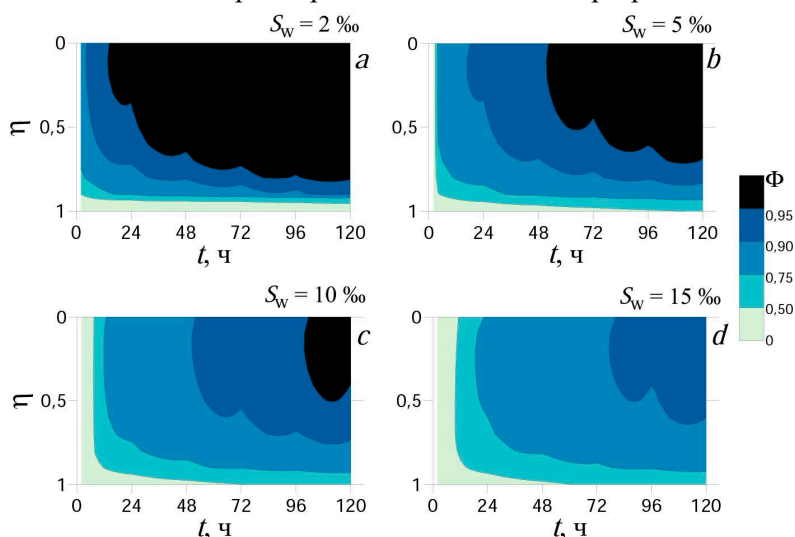
Рис. 2. Сравнение расчетных профилей температуры ($a-c$), коэффициента теплопроводности ($d-f$) и солёности растущего морского льда ($g-i$), полученных с учетом (сплошные линии) и без учета (штриховые) его двухфазной структуры. Фрагменты (a, d, g), (b, e, h) и (c, f, i) приведены для первоначальной солёности морской воды 5, 10 и 15 ‰ соответственно. Цветами обозначена длительность временного интервала от начала эксперимента

Fig. 2. Comparison of the calculated profiles of temperature ($a-c$), thermal conductivity ($d-f$) and salinity ($g-i$) of growing sea ice obtained with (solid lines) and without (dashed lines) regard to its two-phase structure. Fragments (a, d, g), (b, e, h) and (c, f, i) are given for the initial seawater salinity 5, 10 and 15 ‰, respectively. Colors indicate duration of time interval from the experiment start

Видно, что в двух случаях вертикальные профили температуры и коэффициента теплопроводности имеют сходный характер. Величина коэффициента теплопроводности уменьшается в направлении от верхней (лед – атмосфера) к нижней (лед – вода) поверхности ледяного покрова. Коэффициенты теплопроводности верхней части льда, полученные без учета двухфазной структуры, оказались значительно меньше, особенно в начале льдообразования. Однако для гомогенного льда, образованного из воды малой солености (рис. 2, *d*), наблюдаются большие, чем для пористого льда, значения вертикального градиента и коэффициента теплопроводности с приближением к нижней границе. Учет вертикальной изменчивости солености незначительно изменяет толщину растущего льда. Так, отличие вычисленной разными способами толщины льда, образованного из воды соленостью более 10 ‰, не превышает 3 % (рис. 2, *b, e, f*). Однако для воды меньшей солености отличия могут быть более заметными (рис. 2, *a, d, g*).

Для этих же температурных условий дана оценка пропускной способности ледяного покрова (когда жидкая фаза больше 5 %), образованного из морской воды с различной первоначальной соленостью. На рис. 3 приведено содержание твердой фазы Φ в морском льду относительно его безразмерной толщины η .

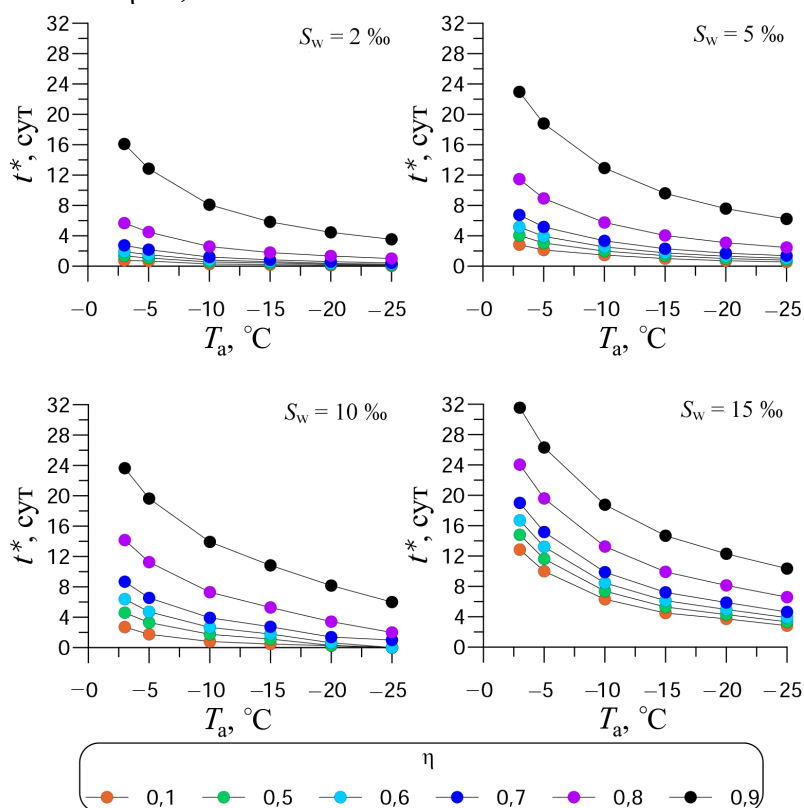
Видно, что в течение некоторого времени после начала льдообразования вся толща ледяного покрова является в той или иной степени проницаемой для вертикального перемещения рассола. Продолжительность этого времени зависит как от первоначальной солености морской воды, так и от приповерхностной температуры T_a . Так, для льда, образованного из морской воды соленостью 2, 5 и 10 ‰, этот период составлял приблизительно 14, 51, 98 ч соответственно. Лед, образованный из морской воды соленостью 15 ‰, к концу пятых суток все еще оставался проницаемым по всей толщине. Отметим, что за время эксперимента в приводном слое льда миграция рассола полностью не прекращается.



Р и с. 3. Содержание твердой фракции Φ в морском льду относительно его безразмерной толщины при периодическом изменении температуры воздуха. Фрагменты (*a*), (*b*), (*c*) и (*d*) приведены для первоначальной солености морской воды 2, 5, 10 и 15 ‰ соответственно

F i g. 3. Content of solid fraction Φ in sea ice relative to its dimensionless thickness under periodic changes in air temperature. Fragments (*a*), (*b*), (*c*) and (*d*) are given for the initial seawater salinities 2, 5, 10 and 15 ‰, respectively

Для эксперимента, моделирующего охлаждение морской поверхности при постоянной температуре воздуха T_a , равной $-3, -5, -10, -15, -20, -25$ °C, и солёности воды 2, 5, 10, 15 ‰, определены интервалы времени t^* (рис. 4), за которые верхний слой льда заданной толщины η становится полностью непроницаемым. Как следует из рисунка, в интервале низких температур для толщины верхнего непроницаемого слоя в диапазоне от $\eta = 0,1$ до $\eta = 0,7$ графики расположены достаточно близко относительно друг друга. Так, для варианта расчета $S_w = 15$ ‰ и $T_a = -25$ °C отличие соседних значений t^* , соответствующих η из указанного интервала, не превышает 20 %. Для того чтобы лёд стал непроницаемым ниже $0,7$ h, нужно значительно больше времени. Интервал t^* , за который твёрдая фаза в слое $0,7 \leq \eta \leq 0,9$ достигнет значения 0,95, может быть в 2–8 раз (в зависимости от рассмотренных условий льдообразования) больше, чем время, необходимое для установления условия $\Phi \geq 0,95$ в слое $\eta < 0,7$.

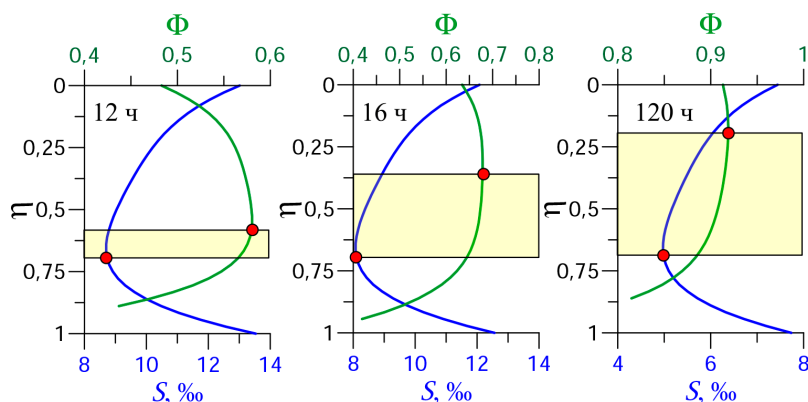


Р и с. 4. Время от начала льдообразования, за которое верхний слой льда заданной толщины становится полностью непроницаемым

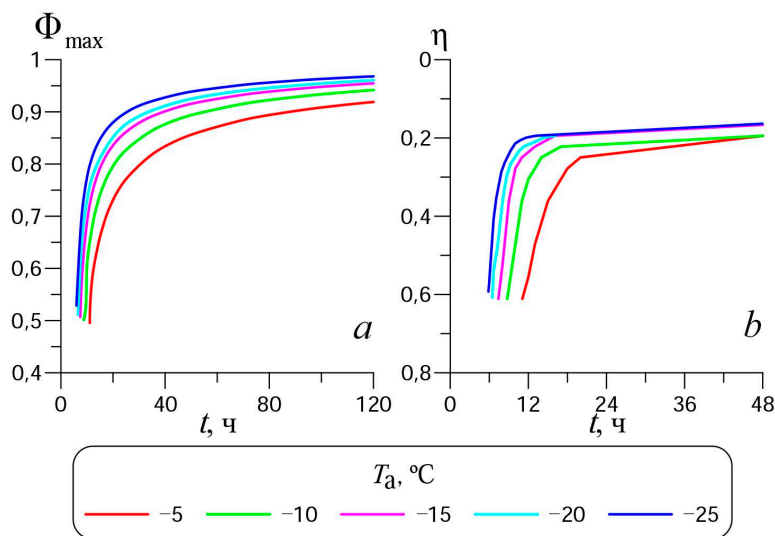
F i g. 4. Time from the onset of ice formation during which the top ice layer of a preset thickness becomes completely impermeable

Как известно, в период роста льда вертикальные профили его солёности и твёрдой фазы имеют точки экстремумов [13, 14]. На рис. 5 представлено взаимное расположение минимума солёности и максимума содержания твёрдой фазы льда в период его роста при постоянной температуре воздуха $T_a = -5$ °C

и солености воды 15 ‰, а на рис. 6 – максимальное значение твердой фазы (а) и положение (глубины залегания) $\Phi_{\max}$ во льду (b) для различных значений температуры воздуха.



Р и с. 5. Взаимное расположение минимума солености и максимума содержания твердой фазы льда в период его роста при постоянных температуре воздуха -5°C и солености воды 15 ‰
F i g. 5. Relative position of the minimum salinity and the maximum content of solid phase of ice during the period of its growth at constant air temperature -5°C and water salinity 15 ‰



Р и с. 6. Максимальное значение твердой фазы (а) и положение $\Phi_{\max}$ (b) в период роста льда
F i g. 6. Maximum value of the solid phase (a) and position of $\Phi_{\max}$ (b) during the period of ice growth

Используемое в расчетах распределение солености по уравнению (6) характеризуется минимальной соленостью на глубине залегания $\eta \approx 0,67$, а положение максимума содержания твердой фазы $\Phi_{\max}$ изменяется во времени. Учитывая взаимное расположение указанных экстремумов, вся толща льда может быть условно разбита на три слоя.

В верхнем слое с уменьшением солёности растёт доля твёрдой фазы, а в нижнем – наоборот, увеличение солёности приводит к уменьшению твёрдой фазы и увеличению количества рассола. Средний слой, заключённый между $\Phi_{\max}$ и $S_{\min}$, характеризуется уменьшением как солёности льда, так и твёрдой фазы в нём. В начале льдообразования точки $\Phi_{\max}$ и $S_{\min}$ располагаются достаточно близко между собой и толщина среднего слоя имеет минимальное значение, а верхний слой, где Φ растёт, охватывает более половины всей толщины льда. С течением времени значение $\Phi_{\max}$ растёт, а сам максимум смещается в сторону верхней поверхности льда (рис. 5, 6), что приводит к расширению среднего слоя и уменьшению верхнего, в котором наблюдается рост Φ в направлении к нижней поверхности льда. Это может быть одной из причин того, что время, необходимое для установления условия $\Phi \geq 0,95$ в слое ниже $0,7 h$, значительно больше, чем для слоя выше.

Заключение

Построена численная модель термодинамики морского льда, учитывающая его двухфазную структуру. Проведено сравнение основных физико-механических и теплофизических свойств льда, полученных как с учётом, так и без учёта наличия жидкой фазы в ледяной толще. Показано, что в обоих случаях вертикальные профили коэффициента теплопроводности имеют сходный характер. Величина коэффициента теплопроводности уменьшается в направлении от верхней (лед – атмосфера) к нижней (лед – вода) поверхности ледяного покрова. Однако коэффициенты теплопроводности верхней части льда, полученные без учёта двухфазной структуры, оказались существенно меньше, особенно в начале льдообразования.

Дана оценка пропускной способности ледяного покрова, образованного из морской воды с различной первоначальной солёностью и температурой воздуха. Показано, что в условиях периодического изменения температуры воздуха (от -5 до -10 °C каждые 12 ч) в течение некоторого периода времени после начала льдообразования вся толща ледяного покрова является проницаемой для вертикального перемещения рассола. Так, для льда, образованного из морской воды солёностью 2, 5 и 10 ‰, этот период составил приблизительно 14, 51, 98 ч соответственно. Лед, образованный из морской воды солёностью 15 ‰, к концу пятых суток оставался проницаемым по всей толщине. Отметим, что в приводном слое льда миграция рассола полностью не прекращается.

Для эксперимента, моделирующего охлаждение морской поверхности при постоянной температуре воздуха, определены периоды времени, когда верхний слой льда заданной толщины η становится полностью непроницаемым. Даны оценки максимального значения твёрдой фазы и положения $\Phi_{\max}$ во льду в период его роста. Сделано предположение о влиянии взаимного расположения минимума солёности и максимума содержания твёрдой фазы на время установления полной непроницаемости льда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hunke E. C., Hebert D. A., Lecomte O. Level-ice melt ponds in the Los Alamos sea ice model, CICE // Ocean Modelling. 2013. Vol. 71. P. 26–42. <https://doi.org/10.1016/j.oceanmod.2012.11.008>

2. Turner A. K., Hunke E. C., Bitz C. M. Two modes of sea-ice gravity drainage: A parameterization for large-scale modeling // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013. Vol. 118, iss. 5. P. 2279–2294. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20171>
3. Turner A. K., Hunke E. C. Impacts of a mushy-layer thermodynamic approach in global sea-ice simulations using the CICE sea-ice model // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. Vol. 120, iss. 2. P. 1253–1275. <https://doi.org/10.1002/2014JC010358>
4. Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation / M. Vancoppenolle [et al.] // *Ocean Modelling*. 2009. Vol. 27, iss. 1–2. P. 33–53. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.10.005>
5. Vancoppenolle M., Fichefet T., Goosse H. Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 2. Importance of sea ice salinity variations // *Ocean Modelling*. 2009. Vol. 27, iss. 1–2. P. 54–69. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.11.003>
6. The multiphase physics of sea ice: a review for model developers / E. C. Hunke [et al.] // *The Cryosphere*. 2011. Vol. 5, iss. 4. P. 989–1009. <https://doi.org/10.5194/tc-5-989-2011>
7. Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А. Влияние дискретизации термодинамической модели на воспроизведение эволюции толщины льда в Азовском море // *Метеорология и гидрология*. 2021. № 7. С. 79–89. EDN GTSNDM. <https://doi.org/10.52002/0130-2906-2021-7-79-89>
8. Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А. Особенности параметризации турбулентного взаимодействия с подстилающей поверхностью в региональной термодинамической модели морского льда // *Морской гидрофизический журнал*. 2023. Т. 39, № 4. С. 421–434. EDN KONRCG.
9. Untersteiner N. On the mass and heat budget of Arctic sea ice // *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A*. 1961. Vol. 12, iss. 2. P. 151–182. <https://doi.org/10.1007/BF02247491>
10. Андреев О. М., Иванов Б. В. Параметризация вертикального распределения солености одностороннего морского льда для задач термодинамического моделирования в Арктике // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2007. Т. 75, № 1. С. 99–105.
11. Petrich C., Eicken H. Growth, Structure and Properties of Sea Ice // *Sea Ice* / Ed. D. N. Thomas, G. S. Dieckmann. United Kingdom : Wiley-Blackwell, 2009. P. 23–77. <https://doi.org/10.1002/9781444317145.ch2>
12. Рывлин А. Я. Метод прогнозирования предела прочности ледяного покрова на изгиб // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 1974. Т. 45. С. 79–86.
13. Notz D., Worster M. G. In situ measurements of the evolution of young sea ice // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. Vol. 113, iss. C3. C03001. <https://doi.org/10.1029/2007JC004333>
14. Rees Jones D. W., Worster M. G. A physically based parameterization of gravity drainage for sea-ice modeling // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014. Vol. 119, iss. 9. P. 5599–5621. <https://doi.org/10.1002/2013JC009296>

Об авторах:

Завьялов Дмитрий Дмитриевич, старший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-7444-980X**, **Scopus Author ID: 6506347014**, **ResearcherID: JUV-4477-2023**, **SPIN-код: 3262-2862**, zavyalov.dd@mhi-ras.ru

Соломаха Татьяна Александровна, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0001-5500-5763**, **Scopus Author ID: 8845393700**, **ResearcherID: JXL-7131-2024**, **SPIN-код: 4962-8746**, solomaxa.ta@mhi-ras.ru