

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

УДК 551.467(262.54)

DOI: 10.22449/0233-7584-2021-5-538-553

Параметризация поглощения солнечной радиации снежно-ледяным покровом в термодинамической модели льда Азовского моря

Д. Д. Завьялов [✉], Т. А. Соломаха

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

[✉] zavyalov.dd@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 29.03.2021 г., после доработки – 14.05.2021 г.

Цель. Оценить влияние выбора схемы параметризации радиационных свойств снега и льда на воспроизведение сезонной эволюции толщины снежно-ледяного покрова и распределения температуры в его толще в вершине Таганрогского залива – цель данной работы.

Методы и результаты. Исследование термической сезонной динамики толщины снежно-ледяного покрова в северо-восточной части Таганрогского залива проведено с помощью нестационарной термодинамической модели морского льда. Модель воспроизводит образование льда и аккумуляцию на его поверхности снега, пространственно-временное изменение их теплофизических характеристик, таяние снежно-ледяного покрова, вертикальное распределение температуры и поглощенной в его толще солнечной радиации при заданных срочных данных о метеорологических параметрах. В численной реализации решения уравнения теплопроводности с радиационным источником для снега и льда использовалась расчетная сетка, позволяющая сохранять пространственное разрешение профилей температур в снежно-ледяном покрове при его таянии и нарастании. Рассмотрено два варианта параметризации переноса солнечного излучения в морском льду. Первый вариант предполагал экспоненциальное затухание радиации с постоянными коэффициентами пропускания и ослабления. Во втором варианте использовалась двухслойная схема проникновения солнечного излучения в лед, моделирующая приповерхностный переходный слой. Ослабление интенсивности солнечной радиации в толще снега описывалось законом Бугера – Ламберта с коэффициентом ослабления, как не зависящим от теплофизических характеристик снега, так и представленным функцией его плотности. Проведены численные эксперименты по воспроизведению сезонной эволюции толщины снежно-ледяного покрова и вертикального профиля температуры в нем в вершине Таганрогского залива для зимнего сезона 2016/17 г. Сравнительный анализ результатов моделирования и снятых с ледовых карт ЕСИМО значений толщины морского льда позволил выбрать комбинацию параметров модели для наилучшего соответствия расчетных и фактических величин.


Выводы. Показано, что наиболее оправданным оказался выбор коэффициентов пропускания и ослабления для белого льда, представленных функциями облачности, и толщины слоя наиболее интенсивного поглощения коротковолнового излучения ~ 4 см при воспроизведении сезонных изменений толщины ледяного покрова в вершине Таганрогского залива зимой 2016/17 г.

Ключевые слова: морской лед, термодинамика, толщина льда, вертикальный температурный профиль льда, коротковолновая радиация, коэффициент ослабления, Азовское море


Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0555-2021-0004 «Фундаментальные исследования океанологических процессов, определяющих состояние и эволюцию морской среды под влиянием естественных и антропогенных факторов, на основе методов наблюдения и моделирования».

Для цитирования: Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А. Параметризация поглощения солнечной радиации снежно-ледяным покровом в термодинамической модели льда Азовского моря // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 5. С. 538–553. doi:10.22449/0233-7584-2021-5-538-553

Parameterization of Solar Radiation Absorption by Snow-Ice Cover in the Thermodynamic Sea Ice Model of the Sea of Azov

D. D. Zavyalov , T. A. Solomakha

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

 zavyalov.dd@mhi-ras.ru

Purpose. The work is aimed at assessing the influence of choice of the parameterization scheme of the snow and ice radiation features upon reproduction of seasonal evolution of the snow-ice cover thickness and temperature distribution in it in the Taganrog Bay top part.

Methods and Results. Thermal seasonal dynamics of the snow-ice cover thickness in the northeastern part of the Taganrog Bay was studied using a non-stationary thermodynamic model of sea ice. The model reproduces formation of ice and accumulation of snow on its surface, spatial-temporal change in their thermophysical characteristics, melting of the snow-ice cover, vertical distribution of temperature, and solar radiation absorbed in its thickness at a preset timed data on the meteorological parameters. In the numerical solution of the heat conductivity equation for snow and ice including a radiation source, a computational grid permitting to maintain spatial resolution of the temperature profiles in the snow-ice cover during its melting and growth was applied. Two variants of parameterization of solar radiation transfer in the sea ice were considered. The first version assumed exponential decay of radiation with the constant transmittance and attenuation coefficients. In the second one, a two-layer scheme of the solar radiation penetration into ice was used; it simulated the near-surface transition layer. Attenuation of intensity of solar radiation in the snow thickness was described by the Bouguer – Lambert law with the attenuation coefficient both as independent of the snow thermophysical characteristics and as represented by the function of its density. The numerical experiments with the purpose to reproduce seasonal evolution of the snow-ice cover thickness and its vertical temperature profile in the Taganrog Bay top part were performed for the winter season, 2016/17. Comparative analysis of the simulation results and the sea ice thickness values taken from the ESIMO ice maps made it possible to choose a combination of the model parameters that provides the best correspondence between the calculated and actual values.

Conclusions. It is shown that in reproducing the seasonal changes in the ice cover thickness in the Taganrog Bay top part in winter, 2016/17, the choice of the transmittance and attenuation coefficients for white ice represented by the cloudiness functions, on the one hand, and the thickness of the layer with the most intense absorption of short-wave radiation ~ 4 cm, on the other, turned out to be the most justified.

Keywords: sea ice, thermodynamics, ice thickness, vertical ice temperature profile, short-wave radiation, attenuation coefficient, Sea of Azov

Acknowledgments: the work was carried out within the framework of the state task on theme No. 0555-2021-0004 "Fundamental research of oceanological processes that determine state and evolution of marine environment under the influence of natural and anthropogenic factors, based on observation and modeling methods".

For citation: Zavyalov, D.D. and Solomakha, T.A., 2021. Parameterization of Solar Radiation Absorption by Snow-Ice Cover in the Thermodynamic Sea Ice Model of the Sea of Azov. *Physical Oceanography*, [e-journal] 28(5), pp. 499-513. doi:10.22449/1573-160X-2021-5-499-513

Введение

Ледяной покров является важной частью гидрологического режима замерзающих морей. Морской лед представляет собой сложное, неоднородное по теплофизическим и оптическим свойствам образование. Одним из основных факторов, формирующих термическую динамику снежно-ледяного покрова

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 37 № 5 2021 539

и температурное поле в его толще, является солнечное излучение. Проникающее действие солнечной радиации обуславливает пространственно-временное изменение теплофизических и радиационных свойств морского льда и снега. Поглощенное льдом коротковолновое излучение ускоряет прогрев льда и уменьшает градиент температуры в нем, а следовательно, и поток тепла в лед от его поверхности. Снег на поверхности морского льда значительно уменьшает интенсивность проникающей в толщу снега и льда солнечной радиации. Поэтому параметризация процесса проникновения солнечного излучения в снежно-ледяной покров замерзающих морей важна как в климатических моделях взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью, так и в региональных термодинамических моделях морского льда.

Основой моделей термодинамики морского снежно-ледяного покрова является решение уравнений теплопроводности с радиационным источником для снега и льда с соответствующими граничными условиями. В некоторых случаях [1–5] использовалось приближенное решение уравнения теплопроводности без учета объемного поглощения радиации в снежном и ледяном слоях. Данное упрощение приводит к тому, что профиль температуры в слоях снега и льда имеет вид линейной функции толщины этих слоев.

В достаточно большом количестве работ [6–8] уравнение теплопроводности решается в полном нестационарном виде. Взаимодействие теплового излучения с морским снежно-ледяным покровом в данных моделях учитывается в уравнении теплового баланса на его верхней поверхности и в описании переноса излучения в слоях по закону Бугера – Ламберта. Однако данная параметризация не учитывает существенную роль внешнего переходного слоя, разделяющего атмосферу и основную толщу снега и льда. Именно в приповерхностном переходном слое под действием излучения протекают интенсивные процессы, влияющие на тепловой режим основной толщи [9].

В работах [10, 11] представлена двухслойная схема, моделирующая энергетически активный приповерхностный слой льда, характеризующийся сильным затуханием коротковолнового излучения. Снег, аккумулирующийся на поверхности ледяного слоя, оказывает значительное влияние почти на все физические процессы, происходящие во льду. Подробный обзор современных моделей снежного покрова приведен в [12]. В работах [9, 13–15] представлены алгоритмы переноса солнечной радиации в снежной толще, использующиеся в различных моделях взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности.

Моделированию термодинамики морского льда в полярных районах, где присутствует постоянный ледяной покров, посвящено значительное число работ [1–3, 7, 8, 10, 11]. Характерной особенностью Азовского моря в зимний сезон является большая изменчивость ледового режима. Следовательно, формирование крайне неустойчивого снежно-ледяного покрова Азовского моря будет отличаться от термической эволюции морского льда в высоких широтах. Особенности ледового режима Азовского моря и воспроизведение основных характеристик ледового сезона по данным наблюдений и результатам численного моделирования представлены в работах [16–18].

В данной работе исследуется влияние различных алгоритмов учета радиационных факторов на сезонную эволюцию снежно-ледяного покрова Азовского моря в рамках нестационарной термодинамической модели морского льда. Проведены численные эксперименты по воспроизведению термической динамики толщины льда в вершине Таганрогского залива (47° 11' 39" с. ш., 38° 54' 59" в. д.) зимой 2016/17 г. с использованием различных схем параметризации радиационных свойств снежно-ледяного покрова. Результаты модельных расчетов толщины льда сопоставлялись между собой и сравнивались с фактическими значениями толщины морского льда, снятыми с ледовых карт ЕСИМО¹. Показано, как различия в схемах параметризации радиационных свойств снежно-ледяного покрова влияют на результаты моделирования.

Термодинамическая модель

Воспроизведение сезонного цикла кристаллизации/плавления льда и аккумуляции/таяния снега на его верхней границе описывается нестационарной локально-одномерной термодинамической моделью [1–8, 10, 11]. Распространение тепла в слоях снега и льда определяется уравнениями теплопроводности

$$(\rho c)_{i,s} \frac{\partial T_{i,s}(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{i,s} \frac{\partial T_{i,s}(z,t)}{\partial z} \right) - \frac{\partial I_{i,s}(z,t)}{\partial z}. \quad (1)$$

Граничные условия для уравнений (1) на верхней ($z = 0$) и нижней ($z = h_i(t)$) поверхностях снежно-ледяного покрова отражают условия термодинамического равновесия:

$$\begin{aligned} -k_{i,s} \frac{\partial T_{i,s}}{\partial z} &= F_t(T_{\text{sfc}}), \quad z = 0, \\ -k_i \frac{\partial T_i}{\partial z} &= F_b(T_f, T_w), \quad T_i = T_f, \quad z = h_i(t). \end{aligned}$$

На поверхности раздела снег – лед выполняются условия непрерывности теплового потока и температуры:

$$k_s \frac{\partial T_s}{\partial z} = k_i \frac{\partial T_i}{\partial z}, \quad T_s = T_i, \quad z = h_s(t).$$

На движущихся границах раздела различных фаз вещества выполняется закон сохранения энергии при фазовых переходах:

$$\begin{aligned} -\rho_{i,s} L_{fi,s} \frac{\partial h_{i,s}}{\partial t} &= F_t(T_{\text{mi},s}) + k_{i,s} \frac{\partial T_{i,s}}{\partial z}, \quad z = 0, \\ -\rho_i L_{fi} \frac{\partial h_i}{\partial t} &= F_b(T_f, T_w) + k_i \frac{\partial T_i}{\partial z}, \quad z = h_i(t). \end{aligned}$$

¹ URL: <http://193.7.160.230/web/esimo/azov/ice/> (дата обращения: 13.09.2021).

Если снежно-ледяной покров отсутствует, то происходит прогрев или охлаждение перемешанного квазиоднородного слоя воды:

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} \rho_w c_w h_w = F_b - F_t - v \rho_s L_{fs}, \quad z \in [0, h_w].$$

Начальные температура и соленость воды считаются заданными:

$$T_w(z, 0) = T_{w0}, \quad S_w(z, 0) = S_{w0}, \quad z \in [0, h_w].$$

Здесь t – время; z – вертикальная координата, ось направлена вниз от верхней поверхности снежно-ледяного покрова ($z = 0$); ρ – плотность; h – толщина; T – температура; S – соленость; c – теплоемкость; k – коэффициент теплопроводности; L_f – теплота плавления; $L_{i,s}$ – проникающая в толщу снега и льда коротковолновая солнечная радиация; T_{sfc} , $T_{mi,s}$, T_f – температура на верхней поверхности снежно-ледяного покрова, температура плавления льда/снега и температура замерзания воды соответственно; v – скорость выпадения твердых осадков; F_t – поток тепла из атмосферы через верхнюю границу снежно-ледяного покрова, состоящий из турбулентных потоков явного и скрытого тепла, длинноволнового и коротковолнового радиационного балансов, а также потоков тепла, связанных с процессами охлаждения и возможной последующей кристаллизацией жидких осадков; F_b – поток тепла от воды к нижней границе льда. Формулы для вычисления тепловых потоков, а также параметризация процессов аккумуляции и таяния снега на верхней поверхности морского льда приведены в работах [4, 19]. Здесь и далее индексы i, s, w, a обозначают лед, снег, воду и атмосферу соответственно.

Процедура расчета температуры снежно-ледяного покрова

Вертикальная структура системы снег – лед представлялась N_s количеством слоев снега толщиной $\Delta h_s = \frac{h_s}{N_s}$ и N_i количеством слоев льда толщиной $\Delta h_i = \frac{h_i}{N_i}$. Пространственные координаты внутренних узлов лагранжевой сетки определялись как $z_j = j \Delta h_{i,s}$, $j = 1, 2, \dots, N_{i,s} - 1$. Изменение временной координаты узлов имеет вид $t_m = m\tau$, $m = 1, 2, 3, \dots$, где τ – шаг интегрирования уравнения теплопроводности по времени. Используя метод интегральной интерполяции уравнение (1) может быть приведено к конечно-разностному виду [10]:

$$\begin{aligned} & -0,5qA_{j-1}^{m+1}T_{j-1}^{m+1} + 0,5\left[\rho c_j^{m+1} + \rho c_j^m + qA_j^{m+1}\right]T_j^{m+1} - 0,5qA_{j+1}^{m+1}T_{j+1}^{m+1} = \\ & = 0,5qA_{j-1}^m T_{j-1}^m + 0,5\left[\rho c_j^{m+1} + \rho c_j^m - qA_j^m\right]T_j^m + 0,5qA_{j+1}^m T_{j+1}^m + Q_j^{m+1/2} \Delta t. \end{aligned}$$

Здесь $q = \frac{\Delta t}{\Delta h^2}$; $A_{j-1}^m = 0,5(k_{j-1} + k_j)$; $A_{j+1}^m = 0,5(k_j + k_{j+1})$; $A_j^m = A_{j-1}^m + A_{j+1}^m$;

$Q_j^{m+1/2}$ зависит от формы представления потока проникающей коротковолновой солнечной радиации $I_{i,s}$. Теплоемкость и коэффициент теплопроводности морского льда определялись как

$$c_i(T_i, S_i) = c_0 + \frac{L_0 \mu S_i}{T_i^2}, \quad (2)$$

$$k_i(T_i, S_i) = k_0(T_i) + \frac{\beta S_i}{T_i}, \quad k_0(T_i) = 9,828 e^{-0,0057 T_i}, \quad (3)$$

где $c_0 = 2106$ Дж/(кг·град) – теплоемкость пресного льда при 0 °С; $L_0 = 3,34 \cdot 10^5$ Дж/кг – удельная теплота плавления льда; $\mu = 0,0544$ град/‰, $\beta = 0,117$ Вт/(м·‰) – эмпирические константы; $k_0(T_i)$ – коэффициент теплопроводности пресного льда. Разностные аппроксимации (2) – (3) записывались в виде [6]

$$c_{ij}^m = c_0 + \frac{L_0 \mu S_i^m}{T_{ij}^m T_{ij}^{m+1}}$$

и

$$k_{ij} = k_{0j} + \frac{\beta S_i^m}{T_{i1}^m}; j=1; k_{ij} = k_{0j} + \frac{2\beta S_i^m}{T_{ij-1}^m + T_{ij}^m}; j=2 \dots N_i; k_{ij} = k_{0j} + \frac{\beta S_i^m}{T_i^m}; j=N_i+1$$

соответственно. Средняя по вертикали соленость льда вычислялась как $S_i = S_w (0,87 e^{-5\sqrt{h_i}} + 0,13)$ [20], а его плотность – по формуле Вейнберга $\rho_i(T_i) = 917 \cdot (1 - 1,58 \cdot 10^{-4} T_i)(1 - n)$, $n = 5,25 \cdot 10^{-4} T_a - 2,35 \cdot 10^{-2}$, T_i – средняя температура льда. Увеличение солености воды ΔS_w в результате ледообразования определялось с помощью формулы $\Delta S_w = S_i \Delta h / (h_w + \Delta h)$ [1, с. 85], где Δh – увеличение толщины льда за промежуток времени, равный шагу модели. Если на поверхности льда присутствует снежный покров, то теплоемкость снега представлялась линейной функцией температуры [21] $c_s = 92,88 + 7,364 T_s$, коэффициент теплопроводности снега вычислялся по формуле $k_s = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho_s^2$ [22], а коэффициент теплопроводности k_{int} на границе лед – снег, согласно условию непрерывности теплового потока, – по формуле $k_{int} = \frac{k_{il} k_s (\Delta h_i + \Delta h_s)}{\Delta h_s k_{il} + \Delta h_i k_s}$.

Поскольку толщина снежных и ледяных слоев не остается постоянной, то меняются со временем и координаты узлов сетки. Кроме того, сама система координат движется в вертикальном направлении вместе с поверхностью снежно-ледяного покрова. Расчетная процедура, учитывающая движение гра-

ниц при определении температурного профиля, изложена в работе [10]. Температура в каждом узле на шаге по времени t считалась известной. После определения на шаге t толщины снега и льда рассчитывалось новое положение каждого узла сетки на шаге $t + 1$, и в эти узлы интерполировались значения температуры из узлов сетки на шаге t . Затем вычислялась температура в каждом узле на шаге $t + 1$ по данным атмосферного форсинга. Решение уравнения теплопроводности повторялось уже с новым начальным приближением T^{m+1} , полученным на предыдущей итерации. Итерационная процедура продолжалась до схождения решения, когда температура в каждом узле на шаге $t + 1$ переставала изменяться.

Результаты численного моделирования

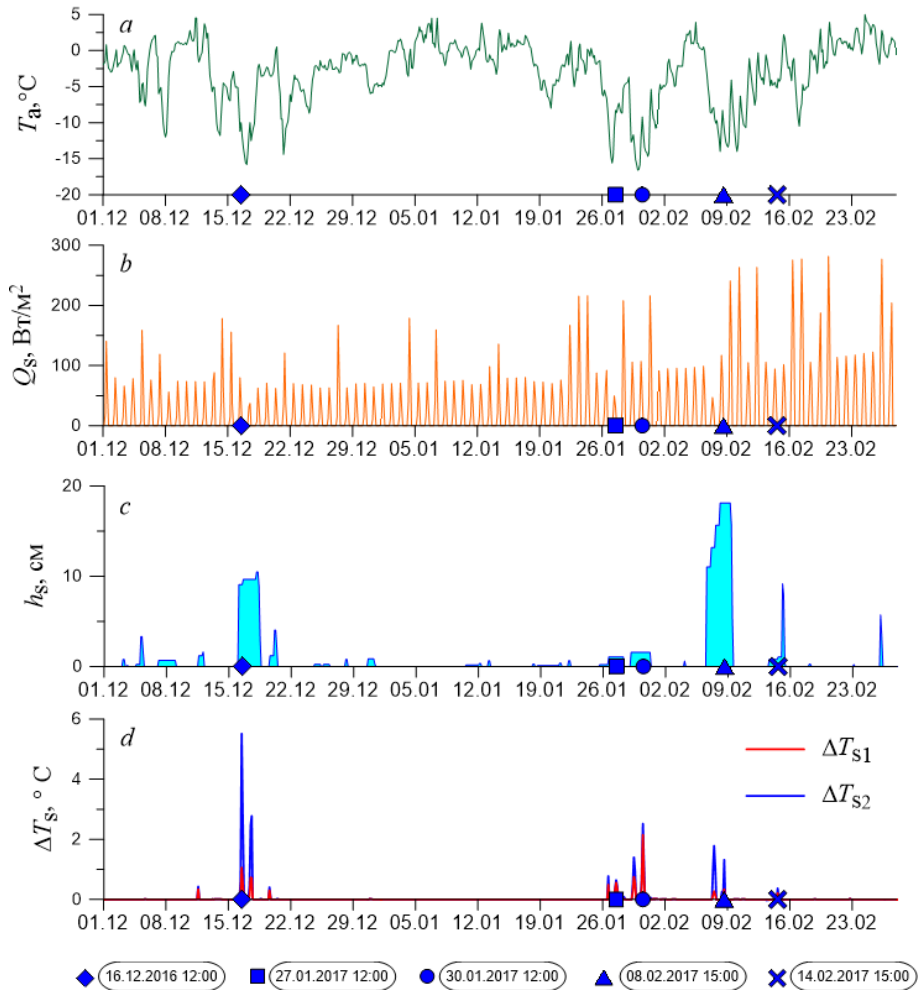
На основе построенной термодинамической модели проведены численные эксперименты по оценке влияния способа параметризации процесса поглощения солнечного тепла снежно-ледяным покровом на воспроизведение температурных профилей льда и сезонную эволюцию его толщины в вершине Таганрогского залива (47° 11' 39" с. ш., 38° 54' 59" в. д.) зимой 2016/17 г. Результаты расчетов толщины льда и распределения температуры в снежно-ледяной толще сравнивались между собой. Кроме того, прогностическая толщина льда сопоставлялась с фактическими значениями, снятыми с ледовых карт ЕСИМО. Исходной информацией при создании карт ЕСИМО и описании ледовых условий служат как снимки ледяного покрова моря, получаемые с искусственных спутников Земли, так и данные прибрежных гидрометеорологических станций и постов. В качестве внешнего форсинга (приземная температура, атмосферное давление, влажность, общая облачность, скорость ветра и суммарное количество осадков) использовались данные восьмисрочных наблюдений за основными метеорологическими параметрами ВНИИГМИ-МЦД² на метеостанции Таганрог. В начале расчетного периода задавались среднемесячные климатические значения температуры и солености воды. Температура охлаждаемой поверхности (вода, снег/лед), а также температура подледной морской воды впоследствии рассчитывались по уравнениям теплового баланса. Пространственное разрешение модели (по вертикали) определялось пятью ($N_s = 5$) узлами для слоя снега и восемнадцатью ($N_l = 18$) узлами для слоя льда. Шаг интегрирования по времени τ равен 30 мин (1/6 шага атмосферного форсинга).

Рассмотрим сначала взаимодействие коротковолнового излучения со снежным покровом, находящимся на поверхности морского льда. Как известно, падающая солнечная радиация не только участвует в формировании теплового баланса тонкого верхнего слоя снега, но и переносит тепло вглубь снежной толщи, проникая в нее на значительную глубину [13]. Процесс ослабления интенсивности радиации с глубиной может быть описан законом Бугера – Ламберта $I_s = (1 - \alpha_s) Q_s(t) e^{-\kappa_s z}$, где Q_s – приходящая на поверхность снега коротковолновая солнечная радиация; α_s – альbedo, а κ_s – коэффициент ослабления, м^{-1} .

Ввиду существенной зависимости κ_s как от структуры снежного слоя, так и от спектрального состава падающей радиации, диапазон изменения значений κ_s достаточно широк: от 5 м^{-1} для мокрого крупнозернистого снега до 50 м^{-1}

² URL: <http://meteo.ru> (дата обращения: 13.09.2021).

и выше для рыхлого свежевывавшего снега [13, 23]. Поскольку строгое определение коэффициента ослабления в каждом конкретном случае весьма затруднительно, при построении численных моделей, как правило, делаются некие допущения, упрощающие выбор величины коэффициента ослабления. В частности, предполагалось, что длинноволновая радиация поглощается тонким верхним слоем снега, а коэффициент ослабления коротковолновой части спектра либо принимался равным константе, не зависящей от теплофизических характеристик снега [10, 15], либо представлялся как функция, например, плотности снега [14, 24].

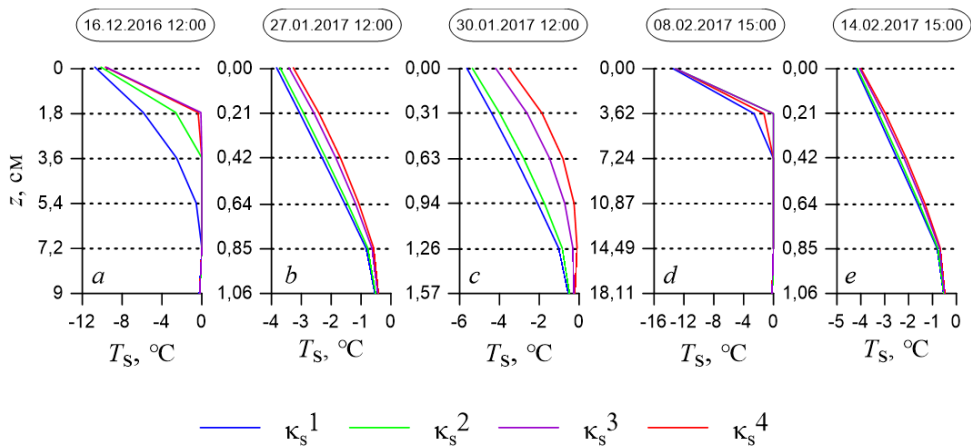


Р и с. 1. Температура воздуха на высоте 2 м T_a , °C (a), коротковолновая солнечная радиация Q_s , Вт/м², падающая на поверхность снежно-ледяного покрова (b), высота снега h_s , см (c) и разность температур на границах первого (верхнего) слоя снега, рассчитанная для κ_s , равного 5 и 50 м⁻¹ (d)

Fig. 1. Air temperature at the height 2 m T_a , °C (a), short-wave solar radiation Q_s , W/m² falling on the surface of the snow-ice cover (b), snow height h_s , cm (c), and temperature difference at the boundaries of the first (top) snow layer calculated for κ_s equal to 5 and 50 m⁻¹ (d)

Для оценки чувствительности модели к выбору величины κ_s рассмотрены четыре варианта ее определения: 1) $\kappa_s^1 = 5 \text{ м}^{-1}$; 2) $\kappa_s^2 = 0,1311\rho_s + 3,445^3$; 3) $\kappa_s^3 = \min(65; 0,06\rho_s + 32)$ [24]; 4) $\kappa_s^4 = 50 \text{ м}^{-1}$. На рис. 1 показаны температура воздуха T_a , °С, на высоте 2 м (рис. 1, *a*), приходящая на поверхность снежно-ледяного покрова коротковолновая солнечная радиация Q_s , Вт/м² (рис. 1, *b*), и расчетная высота снега h_s , см (рис. 1, *c*). Для $\kappa_s = 5 \text{ м}^{-1}$ и $\kappa_s = 50 \text{ м}^{-1}$ представлены разности температур на границах первого (верхнего) слоя снега (рис. 1, *d*). Здесь ΔT_{s1} ($\Delta T_{s1} = T_{s1}(\kappa_s^4) - T_{s1}(\kappa_s^1)$) представляет собой разность температур на его верхней (T_{s1}), а ΔT_{s2} ($\Delta T_{s2} = T_{s2}(\kappa_s^4) - T_{s2}(\kappa_s^1)$) – на нижней (T_{s2}) границах.

На рис. 2 для дат, отмеченных символами на временных осях графиков рис. 1, приведены температурные профили снега, полученные для всех четырех вариантов определения κ_s . Даты выбраны из условия заметного различия температур в верхнем слое снега, полученных при расчетах с использованием описанных вариантов определения κ_s (рис. 1, *d*). Величина пространственного шага расчетной сетки для приведенных на рис. 2 случаев соответствует расстоянию между пунктирными линиями, отложенному по вертикальной оси z .



Р и с. 2. Вертикальные температурные профили снега для различных вариантов определения коэффициента ослабления κ_s

F i g. 2. Vertical temperature profiles of snow for different variants for determining the attenuation coefficient κ_s

К сожалению, нам не удалось найти информацию о натуральных измерениях температуры в снежно-ледяной толще для данного региона, поэтому расчетные профили при различных вариантах определения κ_s сравнивались только

³ *Мачульская Е. Е.* Моделирование и диагноз процессов теплообмена между атмосферой и сушией в условиях холодного климата : автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 2001. 22 с.

между собой. Из рис. 1, 2 видно, что в течение всего ледового сезона различия в дневных температурах на поверхности снега, определявшихся по расчетным профилям, не превышали 2 °С даже в случае выбора крайних значений κ_S (κ_S^1 , κ_S^4). На нижней границе первого слоя снега разность температур была несколько выше, чем на поверхности, и достигала 2–5 °С. Эта разность становилась менее заметной в нижних слоях и составляла на границе снег – лед 0,1–0,2 °С. Для профилей, соответствующих κ_S^2 и κ_S^3 , которые, как правило, занимают промежуточное положение между профилями, рассчитанными по κ_S^4 и κ_S^1 , эти различия в температурах еще меньше.

Для четырех вариантов определения κ_S различия в распределениях $T_s(z)$ почти не повлияли на модельную толщину снежного покрова (рис.1, *c*), поскольку они приходились на периоды с достаточно низкой температурой воздуха (рис.1, *a, d*). Выбор различных вариантов определения κ_S также не сказался на термической эволюции толщины льда, поскольку различия в температуре на границе раздела снег – лед оказались очень небольшими и кратковременными. Для относительно тонкого и нестабильного на протяжении всего ледового сезона снежного покрова характерно быстрое таяние при всех вариантах определения коэффициента ослабления.

Оценим теперь роль коэффициентов пропускания i_0 и ослабления κ_i при параметризации проникновения коротковолнового излучения вглубь толщи льда. Как и в случае со снежным покровом, предполагалось, что затухание радиации во льду происходит по экспоненциальному закону $I_i = i_0(1 - \alpha_i)Q_s(t)e^{-\kappa_i z}$, где Q_s – приходящая на поверхность льда коротковолновая солнечная радиация; α_i – альбедо. В ходе численных экспериментов были рассмотрены варианты полного ($i_0 = 0$) и частичного ($i_0 = 0,3$) поглощения коротковолновой энергии непосредственно ледяной поверхностью и двухслойная схема проникновения солнечного излучения в лед [10]. В данной схеме предполагается выделение некоторого поверхностного слоя льда толщиной z_0 , в котором затухание излучения происходит наиболее интенсивно. Считается, что для $0 < z \leq z_0$ ослабление интенсивности солнечной энергии может быть описано как $I_i = (1 - \alpha_i)Q_s(t)e^{-\kappa_{i1} z}$, а для $z_0 < z \leq h_i$ – $I_i = i_0(1 - \alpha_i)Q_s(t)e^{-\kappa_{i2}(z - z_0)}$. Величина коэффициента ослабления κ_i у поверхности льда может на порядок отличаться от его величины в ледяной толще. В расчетах использовались выражения для i_0 , κ_i , приведенные для белого (тонкого однолетнего) льда [23, 25]: $i_0 = 0,18(1 - C) + 0,35C$; $\kappa_{i1} = 17,1(1 - C) + 10,5C$, $\kappa_{i2} = 1,5 \text{ м}^{-1}$; C – балл общей облачности.

Результаты расчетов сезонного хода толщины льда, полученные при проведении численных экспериментов с различными вариантами параметризации процесса поглощения солнечной радиации, сравнивались между собой и с фактическими значениями толщины льда по данным ЕСИМО. Качество прогноза модели оценивалось по следующим количественным характеристикам (здесь $h_{\text{факт}}$ и h_i – фактическая и расчетная толщина льда; $l = 16$ – длина временного ряда):

а) по средней ошибке прогноза $ME = \sum_l \frac{h_{\text{факт}} - h_i}{l}$;

б) средней абсолютной ошибке прогноза $MAE = \sum_l \frac{|h_{\text{факт}} - h_i|}{l}$;

в) среднеквадратичному отклонению $\sigma = \sqrt{\sum_l \frac{(h_{\text{факт}} - h_i)^2}{l}}$;

г) выборочному коэффициенту детерминации $R^2 = 1 - \frac{\sum_l (h_{\text{факт}} - h_i)^2}{\sum_l (h_{\text{факт}} - \bar{h}_{\text{факт}})^2}$;

д) коэффициенту несоответствия Тейла $v = \sqrt{\frac{\sum_l (h_{\text{факт}} - h_i)^2}{\sum_l (h_{\text{факт}})^2 + \sum_l (h_i)^2}}$;

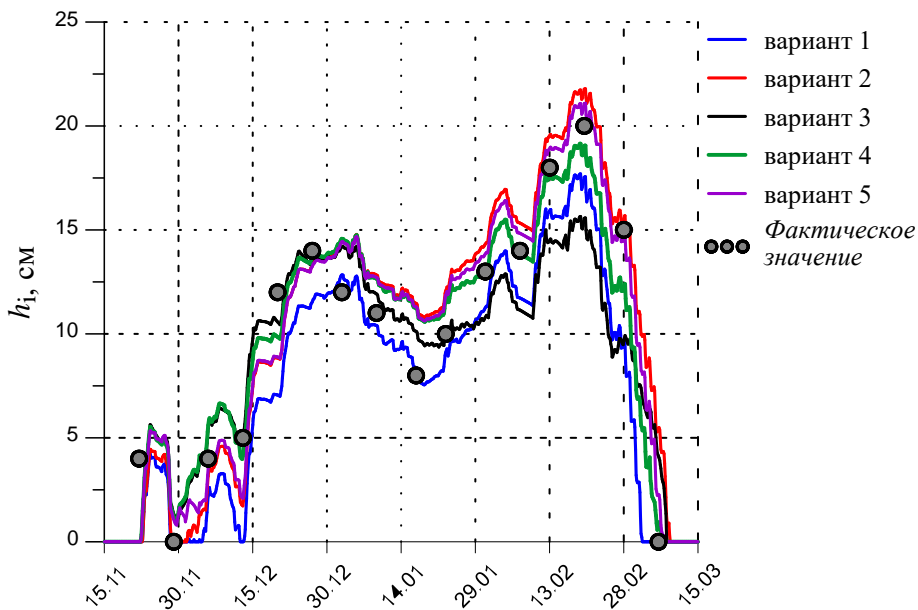
е) оправдываемости прогноза $P = \frac{1}{l} \sum_{i=1}^l p_i \cdot 100\%$.

Если прогноз толщины льда не выходил за пределы некоторой допустимой ошибки ε , он считался оправдавшимся и величина оправдываемости p_i приравнялась к единице, в противном случае – к нулю. Допустимая ошибка при оценке прогноза толщины льда составляла 20 и 30 % фактической величины⁴. Значения этих характеристик для пяти вариантов параметризации поглощения морским льдом солнечной радиации представлены в таблице. В качестве иллюстрации на рис. 3 приведены кривые сезонного хода толщины льда, соответствующие этим вариантам расчетов. Серые кружки отвечают фактическим данным о толщине морского льда.

Как видно, расчетная толщина льда в случае предположения о полном поглощении коротковолновой энергии поверхностью льда (вариант 1) получилась существенно заниженной на протяжении почти всего ледового периода. В частности, расчетная максимальная толщина льда оказалась меньше фактической на ~ 3 см, а оценка качества прогноза оказалась самой неудачной из рассмотренных вариантов.

Несколько лучшие результаты дали расчеты h_i по варианту 2, когда непосредственно поверхностью поглощается 70 % коротковолновой энергии. Такое предположение является весьма распространенным [2, 7], и при величине допустимой ошибки $\varepsilon = 30\%$ прогноз толщины льда ($P_{30} > 70\%$) можно считать удовлетворительным. Однако оказалось, что при ужесточении критерия оценки до $\varepsilon = 20\%$ качество прогноза сильно ухудшается.

⁴ Наставление по службе прогнозов : РД 52.27.759-2011: ввод в действие с 01.03.2012. М. : ТРИАДА ЛТД, 2011. Раздел 3, ч. III : Служба морских гидрологических прогнозов. 189 с.



Р и с. 3. Сезонный ход толщины льда для вариантов, представленных в таблице
Fig. 3. Seasonal variation of ice thickness for the variants represented in the table

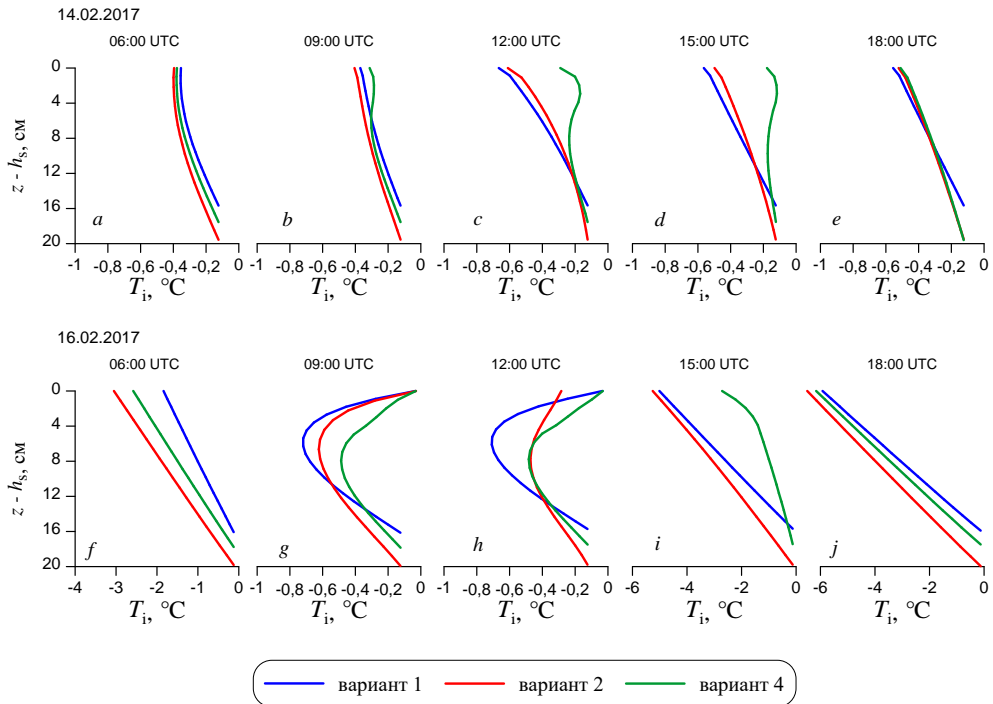
Далее рассмотрим результаты расчетов с использованием двухслойной схемы проникновения солнечного излучения в лед (варианты 3–5). Количественные характеристики качества прогноза для варианта 3, полученные при задании толщины верхнего слоя поглощения $z_0 = 10$ см [10], оказались несколько худшими, чем полученные для варианта 2. Однако надо иметь в виду тот факт, что в период максимального развития ледового покрова на рассматриваемой части акватории Азовского моря преобладали формы серого или серо-белого льда ⁵, а значения эмпирических коэффициентов i_0 , κ_{i1} , κ_{i2} и толщина z_0 , которые мы использовали в модели, были получены для белого льда.

Чтобы определить возможность улучшить прогноз путем выбора оптимального значения толщины верхнего слоя поглощения, были проведены расчеты с варьированием z_0 от 10 до 1 см с шагом 1 см. Численные эксперименты показали, что лучшие результаты моделирования сезонной эволюции толщины льда получаются при $z_0 = 4$ см (вариант 4). Нужно отметить, что для варианта 4 удовлетворительный прогноз h_i реализуется при величине допустимой ошибки, равной как 30, так и 20 %.

К сожалению, ввиду отсутствия натуральных данных о распределении температуры во льду, мы смогли лишь сопоставить расчетные зависимости $T_i(z)$ между собой. На рис. 4 приведены температурные профили, полученные для двух дней февраля 2017 г., когда толщина ледяного покрова почти достигла своего сезонного максимума и составляла ~ 20 см, метеорологические условия

⁵ URL: <http://193.7.160.230/web/esimo/azov/ice/> (дата обращения: 13.09.2021).

в эти дни заметно отличались друг от друга. Четырнадцатого февраля наблюдалась сплошная облачность, на поверхности льда лежал небольшой (~ 1 см) снежный покров, а температура воздуха в течение суток была близка к значению $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Шестнадцатого февраля, напротив, был безоблачный ясный день, поверхность ледяного покрова была свободна от снега, а температура воздуха в течение суток упала с -2 до $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$.



Р и с. 4. Вертикальные температурные профили льда
Fig. 4. Vertical temperature profiles of ice

Для сравнения выбраны варианты расчетов 1, 2 и 4 (таблица). Как видно из рисунка, в ночные и утренние часы наиболее низкую прогностическую температуру во льду дает расчет по варианту 2, а наиболее высокую – по варианту 1. Естественно, что в темное время суток разность температур, определяемая по представленным кривым, невелика и в среднем составляет $0,3\text{--}0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. В дневные часы, особенно при отсутствии облачности и снежного покрова, эта разница более заметна. В частности, 16 февраля в 15.00 различия в значениях прогностической температуры в верхнем слое льда составили $2,5\text{--}3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Следует отметить: дневной подповерхностный прогрев и более высокую температуру льда дает расчет по варианту 4. Конечно, для дальнейшей верификации модели и уточнений в подборе ее параметров необходимы сопоставления модельных расчетов с данными натурных измерений температурного профиля снежно-ледяного покрова.

**Сравнение результатов расчетов сезонного хода толщины льда
при использовании различных схем поглощения коротковолновой
солнечной радиации**
**Comparison of the results of calculations of the ice thickness seasonal variation
using different schemes of absorption of short-wave solar radiation**

Номер варианта / Variant number	Параметры расчета / Calculation parameters	ME, см / ME, cm	MAE, см / MAE, cm	σ , см / σ , cm	R^2	ν	P_{20} , %	P_{30} , %
Однослойная схема ($i_0 = \text{const}$; $\kappa_i = \text{const}$) / One-layer scheme ($i_0 = \text{const}$; $\kappa_i = \text{const}$)								
1	$i_0 = 0$	2,32	2,50	3,00	0,59	0,131	64,3	64,3
2	$i_0 = 0,3$ $\kappa_i = 1,5 \text{ м}^{-1}$ / $i_0 = 0.3$ $\kappa_i = 1.5 \text{ m}^{-1}$	-0,31	2,03	2,28	0,76	0,089	50	78,6
Двухслойная схема ($i_0 = i_0(C)$; $\kappa_i = \kappa_i(z, C)$) / Two-layer scheme ($i_0 = i_0(C)$; $\kappa_i = \kappa_i(z, C)$)								
3	$z_0 = 10 \text{ см}$ / $z_0 = 10 \text{ cm}$	1,25	2,23	2,73	0,66	0,117	57,1	71,4
4	$z_0 = 4 \text{ см}$ / $z_0 = 4 \text{ cm}$	0,07	1,60	1,98	0,83	0,080	71,4	78,6
5	$z_0 = 1 \text{ см}$ / $z_0 = 1 \text{ cm}$	-0,10	1,76	2,10	0,80	0,083	64,3	71,4

Заклучение

Оценено влияние выбора способа параметризации процесса поглощения солнечного тепла снежно-ледяным покровом на воспроизведение температурных профилей льда и сезонную эволюцию его толщины в вершине Таганрогского залива зимой 2016/17 г. Показано, что в условиях относительно тонкого снежного покрова и его крайней неустойчивости в течение ледового сезона выбор какого-либо из рассмотренных вариантов определения коэффициента ослабления снега почти не повлиял на воспроизведении термической эволюции толщины льда. Выбор параметризации радиационных свойств льда заметно влияет на воспроизведение сезонных изменений его толщины. Так, наиболее удачными с точки зрения сопоставления толщины льда с фактическими данными, получились результаты расчетов с использованием двухслойной схемы проникновения солнечного излучения в лед. При этом коэффициенты пропускания и ослабления для белого льда представлялись как функции облачности, а толщина слоя наиболее интенсивного поглощения коротковол-

нового излучения принималось равной 4 см. Расчетные температурные профили льда также оказались чувствительными к величинам коэффициентов пропускания и ослабления. Так, в дневные часы при отсутствии облачности и снежного покрова разница в прогностической температуре в верхнем слое льда составляла 2,5–3 °С. Однако для дальнейшей верификации модели и уточнений в подборе ее параметров необходимы сопоставления модельных расчетов с данными натурных измерений температурного профиля снежно-ледяного покрова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Клячкин С. В., Гузенко Р. Б., Май Р. И.* Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования // *Лед и снег.* 2015. Т. 55, № 3. С. 83–96. doi:10.15356/2076-6734-2015-3-83-96
2. *Кулаков М. Ю., Макитас А. П., Шутилин С. В.* AARI-IOCM – совместная модель циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2012. № 2. С. 6–18.
3. *Яковлев Н. Г.* Воспроизведение крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948–2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2009. Т. 45, № 3. С. 383–398.
4. *Завьялов Д. Д.* Влияние фазового состава атмосферных осадков на сезонную эволюцию снежно-ледяного покрова в вершине Таганрогского залива // *Морской гидрофизический журнал.* 2020. Т. 36, № 2. С. 139–155. doi:10.22449/0233-7584-2020-2-139-155
5. *Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А.* Влияние снежного покрова на состояние морского льда в Таганрогском заливе // *Метеорология и гидрология.* 2019. № 1. С. 67–77.
6. CICE: the Los Alamos Sea Ice Model. Documentation and Software User's Manual. Version 5.1 LA-CC-06-012 / E. C. Hunke [et al.]. Los Alamos : Los Alamos National Laboratory, 2015. 116 p. URL: <http://www.ccpo.odu.edu/~klinck/Reprints/PDF/cicedoc2015.pdf> (date of access: 07.09.2021).
7. *Андреев О. М., Иванов Б. В.* Параметризация радиационных процессов модели ледяного покрова // *Метеорология и гидрология.* 2001. № 2. С. 81–88.
8. *Андреев О. М., Иванов Б. В.* Параметризация переноса коротковолновой солнечной радиации в снежно-ледяном покрове // *Метеорология и гидрология.* 2003. № 2. С. 54–58.
9. *Краус М. С., Мерзликин В. Г.* Радиационная теплофизика снега и льда. Л. : Гидрометеоиздат, 1990. 260 с.
10. *Cheng B., Launiainen J.* A one-dimensional thermodynamic air–ice–water model: technical and algorithm description report // *MERI – Report Series of the Finnish Institute of Marine Research.* Helsinki, Finland : Finnish Institute of Marine Research, 1998. No. 37. P. 15–35. URL: <https://helda.helsinki.fi/bitstream/handle/10138/157940/Meri%20No%2037%201998%20OCR.pdf?sequence=1&isAllowed=y> (date of access: 07.09.2021).
11. *Cheng B.* On the numerical resolution in a thermodynamic sea-ice model // *Journal of Glaciology.* 2002. Vol. 48, iss. 161. P. 301–311. <https://doi.org/10.3189/172756502781831449>
12. *Snow and Climate: physical processes, surface energy exchange and modelling / R. L. Armstrong, E. Brun (eds.).* Cambridge, U. K. : Cambridge University Press, 2008. 256 p.
13. *Кузьмин П. П.* Физические свойства снежного покрова. Л. : Гидрометеоиздат, 1957. 179 с.
14. *Шмакин А. Б., Турков Д. В., Михайлов А. Ю.* Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // *Криосфера Земли.* 2009. Т. XIII, № 4. С. 69–79. URL: https://www.researchgate.net/publication/290857976_Model_of_snow_cover_with_inclusion_of_layered_structure_and_its_seasonal_evolution (дата обращения: 07.09.2021).

15. A new snow thermodynamic scheme for large-scale sea-ice models / O. Lecomte [et al.] // *Annals of Glaciology*. 2011. Vol. 52, iss. 57. P. 337–346. <https://doi.org/10.3189/172756411795931453>
16. *Дашкевич Л. В., Немцева Л. Д., Бердников С. В.* Оценка ледовитости Азовского моря в XXI веке по спутниковым снимкам Terra/AquaModis и результатам математического моделирования // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2016. Т. 13, № 5. С. 91–100. doi:10.21046/2070-7401-2016-13-5-91-100
17. *Чикин А. Л., Чикина Л. Г.* Моделирование процесса образования льда в Таганрогском заливе // *Труды Южного научного центра РАН*. 2020. Т. VIII. С. 61–64. doi:10.23885/1993-6621-2020-8-61-64
18. *Матишов Г. Г., Дашкевич Л. В., Кириллова Е. Э.* Лед как индикатор изменения климата (на примере Баренцева и Азовского морей) // *Наука Юга России*. 2020. Т. 16, № 2. С. 27–40. doi:10.7868/S25000640200204
19. *Завьялов Д. Д.* Воспроизведение сезонной эволюции толщины льда в северо-восточной части Азовского моря с использованием различных массивов метеорологических данных // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 3. С. 273–286. doi:10.22449/0233-7584-2019-3-273-286
20. *Рывлин Ф. Я.* Метод прогнозирования предела прочности ледяного покрова на изгиб // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 1974. Вып. 45. С. 79–86.
21. *Ebert E. E., Curry J. A.* An intermediate one-dimensional thermodynamic sea ice model for investigating ice-atmosphere interactions // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1993. Vol. 98, iss. C6. P. 10085–10109. <https://doi.org/10.1029/93JC00656>
22. *Осокин Н. И., Сосновский А. В., Чернов Р. А.* Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // *Криосфера Земли*. 2017. Т. XXI, № 3. С. 60–68. doi:10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68)
23. *Perovich D. K.* The optical properties of sea ice. Hanover, USA : U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 1996. 25 p. (Monograph 96–1). URL: <https://erdc-library.erdcren.dren.mil/jspui/bitstream/11681/2648/1/CRREL-Mono-96-1.pdf> (date of access: 07.09.2021).
24. *Jordan R.* A one-dimensional temperature model for a snow cover. Technical documentation for SN THERM.89. Hanover, USA : US Army Corps of Engineers, 1991. 62 p. (CRREL Special Report 91–16). URL: <https://erdc-library.erdcren.dren.mil/jspui/bitstream/11681/11677/1/SR-91-16.pdf> (date of access: 07.09.2021).
25. *Grenfell T. C., Maykut G. A.* The optical properties of ice and snow in the Arctic basin // *Journal of Glaciology*. 1977. Vol. 18, iss. 80. P. 445–463. <https://doi.org/10.3189/S0022143000021122>

Об авторах:

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

Соломаха Татьяна Александровна, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН МГИ (299011, Россия, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), solomaha.ta@mhi-ras.ru