

Влияние фазового состава атмосферных осадков на сезонную эволюцию снежно-ледяного покрова в вершине Таганрогского залива

Д. Д. Завьялов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
E-mail: zavyalov.dd@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 18.09.2019 г., после доработки – 14.11.2019 г.

Цель. Оценить влияние фазового состава атмосферных осадков на воспроизведение сезонной эволюции толщины льда в вершине Таганрогского залива – цель данной работы.

Методы и результаты. Исследование характеристик ледового режима в северо-восточной части Таганрогского залива проведено с помощью термодинамической модели ледяного покрова, в качестве метеорологического форсинга использовались данные восьмисрочных наблюдений за основными метеорологическими параметрами на метеостанции Таганрог. В ходе численных экспериментов применялись статический и динамический методы разделения общего количества прогностических осадков на жидкую и твердую фракции. Первый метод предполагал наличие пороговой температуры, ниже которой все осадки классифицировались как снег, выше – как дождь. Вторым методом учитывал постепенный переход от дождя к снегу на заданном интервале температур. Для зим, отличающихся по количеству осадков в ледовый период, проведен сравнительный анализ результатов моделирования сезонной эволюции толщины морского льда и дана оценка чувствительности модели к выбору метода определения доли твердой и жидкой фазы. Достоверность расчетов определялась путем сопоставления моделируемых и фактических значений толщины морского льда, снятых с ледовых карт ЕСИМО для зимних сезонов с 2007/08 г. по 2010/11 г.

Выводы. Показано, что наиболее оправданными, с точки зрения оптимальных значений среднеквадратического отклонения и коэффициента корреляции, оказались результаты, полученные при использовании S-образной зависимости доли снега в атмосферных осадках внутри переходного интервала температур. Минимальные ошибки воспроизведения сезонной эволюции толщины льда получены при пороговой температуре, близкой к 2°C, и ширине переходного интервала температур 5–9°C. Для малоснежных зим лучшие результаты были получены при использовании статического метода определения фазы осадков.

Ключевые слова: морской лед, термодинамика, толщина льда, атмосферные осадки, дождь, снег, Азовское море.

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2019-0003 «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. 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

Influence of the Atmospheric Precipitation Phase Composition on Seasonal Evolution of Snow-Ice Cover in the Taganrog Bay Apex

D. D. Zavyalov

*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
e-mail: zavyalov.dd@mhi-ras.ru*

Purpose. The present study is aimed at assessing influence of the atmospheric precipitation phase composition upon simulation of seasonal evolution of ice thickness in the Taganrog Bay apex.

Methods and Results. The ice regime characteristics in the northeastern part of the Taganrog Bay were studied by means of the ice cover thermodynamic model. The observational data on the basic meteorological parameters obtained every 3 hours per day at the meteorological station Taganrog were used as a meteorological forcing. The simulations included the static and dynamic methods for dividing total prognostic precipitation into the liquid and solid fractions. The first method implied presence of the temperature threshold, below which all the precipitations were classified as snow and above which – as rain. The second one took into account gradual transition from rain to snow within the preset temperature interval. For the winters differing in precipitation amount during the ice period, the comparative analysis of the results of simulating the sea ice thickness seasonal evolution was done, and the model sensitivity to choosing the method for determining the portions of the solid and liquid phases was assessed. Simulation veracity was defined through comparison of the sea ice thickness model values with the actual ones from the United State System of Information on the Global Ocean ice maps for the winter seasons from 2007–2008 to 2010–2011.

Conclusions. It is shown that the results obtained by application of the S-shaped dependence of a snow portion in the atmospheric precipitation within the temperature transition interval, proved to be the most justified from the viewpoint of the root-mean-square deviation and correlation coefficient optimal values. The minimal errors in reproducing the ice thickness seasonal evolution are obtained at the temperature threshold close to 2°C and the width of the temperature transition interval 5–9°C. The best results for the low-snow winters are obtained due to applying the static method for determining a precipitation phase.

Keywords: sea ice, thermodynamics, ice thickness, atmospheric precipitation, rain, snow, Sea of Azov.

Acknowledgements: the investigation was carried out within the framework of the state task on theme No 0827-2019-0003 “Fundamental studies of oceanic processes conditioning state and evolution of marine environment being affected by natural and anthropogenic factors, based on observation and modeling methods”.

For citation: Zavyalov D.D., 2020. Influence of the Atmospheric Precipitation Phase Composition on Seasonal Evolution of Snow-Ice Cover in the Taganrog Bay Apex. *Physical Oceanography*, [e-journal] 27(2), pp. 126-141. doi:10.22449/1573-160X-2020-2-126-141

Введение

Ледяной покров является важным компонентом гидрологического режима Азовского моря, поскольку, в зависимости от суровости зимнего периода, наблюдается как частичное, так и полное его замерзание. Морской лед лимитирует хозяйственную деятельность в регионе, существенно осложняет условия для судоходства и представляет реальную опасность для гидротехнических сооружений. Эволюция морского льда определяется термическим и динамическим режимами атмосферы и водной среды, вместе с тем и сам ледяной покров оказывает существенное влияние на потоки тепла между этими средами. Существенную роль в формировании и развитии морского льда играют атмосферные осадки. Снег аккумулируется на поверхности льда, а осадки в виде дождя, попадая на снег, поглощаются им, изменяя плотность

и альbedo снежного покрова. Жидкие осадки способствуют усилению таяния снега и льда даже в том случае, когда температура дождя лишь незначительно выше 0°C. Указанные особенности влияния осадков на снежно-ледяной покров важно правильно оценивать и учитывать при расчетах характеристик морского льда. Осадки представляют собой одно из самых изменчивых во времени и пространстве метеорологических явлений, а сведения об их фазовом составе являются важной синоптической характеристикой региона. На поверхность Азовского моря даже в холодный период года выпадает значительное количество смешанных осадков, а количество дней с дождем в зимний период может превышать количество дней со снегом [1]. Сложность наблюдений и малочисленность непосредственных измерений как снежно-ледяного покрова Азовского моря, так и фазового характера выпадающих осадков существенно затрудняют исследование зимней термодинамики этого водоема. Неопределенность, возникающая при расчете толщины снежно-ледяного покрова моря, в значительной степени может быть связана с неточностями в определении фазового состава атмосферных осадков.

Обзор существующих методов для определения фазового состава осадков представлен в [2]. В качестве одного из возможных критериев разделения осадков на фазы (дождь/снег) можно использовать приповерхностную температуру воздуха. Прогнозы температуры воздуха в настоящий момент являются достаточно надежными. Кроме того, данный параметр хорошо поддается интерполяции, а также экстраполяции в области с отсутствием наблюдений.

В моделях динамики снежного покрова, основанных на определении фазового состава осадков по значению приповерхностной температуры воздуха, используют статический и динамический методы разделения осадков на фазы (дождь/снег). В статическом методе критерием деления на жидкие и твердые осадки выступает пороговая температура воздуха [3], ниже которой все осадки классифицируются как снег, выше – как дождь. Динамический метод разделения осадков учитывает постепенное изменение доли содержания дождя и снега в некотором температурном диапазоне [4 – 7]. Такие зависимости не являются универсальными и носят выраженный региональный характер. Пороговое значение и границы интервала температур, а также характер зависимости процентного содержания дождя/снега от температуры определяются из метеорологических данных или в процессе калибровки параметров модели. Поскольку натуральных и прогностических данных о фазовом составе осадков над акваторией Азовского моря крайне мало, то ставится задача сравнения результатов моделирования сезонной термической динамики толщины морского льда при использовании различных методов определения доли твердой и жидкой фазы в суммарных осадках. Достоверность результатов моделирования оценивалась путем сопоставления моделируемых и фактических значений толщины морского льда, снятых с ледовых карт, публикуемых Единой государственной системой информации об обстановке в Мировом океане* (ЕСИМО).

*Портал Единой государственной системы информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО). URL: <http://esimo.ru/portal/> (дата обращения: 04.09.2019).

Термодинамическая модель снежно-ледяного покрова

Термическая эволюция снежно-ледяного покрова описывается локально-одномерной термодинамической моделью [8–12]. Распространение тепла в слоях снега и льда определяется уравнениями теплопроводности

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

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

$$-k_{i,s} \frac{\partial T_{i,s}}{\partial z} = F_t(T_{\text{sfc}}), \quad z = 0, \quad (2)$$

$$-k_i \frac{\partial T_i}{\partial z} = F_b(T_f, T_w), \quad T_i = T_b \quad z = h_i(t). \quad (3)$$

В толще пластины льда и слое снега распределение температуры считается линейным, на поверхности раздела снег – лед выполняются условия непрерывности теплового потока и температуры

$$k_s \frac{\partial T_s}{\partial z} = k_i \frac{\partial T_i}{\partial z}, \quad T_s = T_i, \quad z = h_s(t). \quad (4)$$

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

$$\begin{aligned} -\rho_{i,s} L_{fi,s} \frac{\partial h_{i,s}}{\partial t} &= F_t(T_{\text{mi},s}) + k_{i,s} \frac{\partial T_{i,s}}{\partial z}, \quad z = 0, \\ -\rho_i L_{fi} \frac{\partial h_i}{\partial t} &= F_b(T_f, T_w) - k_i \frac{\partial T_i}{\partial z}, \quad z = h_i(t). \end{aligned} \quad (5)$$

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

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

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 направленная 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; I_i – проникающая в лед солнечная радиация; T_{sfc} , $T_{\text{mi},s}$, 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; F_b – поток тепла от воды к нижней границе льда. Здесь и далее, индексы i , s , w , a относятся к параметрам льда, снега, воды и атмосферы соответственно. Отметим, что уравнение (1) для снега решается в предположении, что солнечная радиация не проникает глубоко в снег и полностью поглощается в самом верхнем слое. При наличии снега уравнение теплопроводности для льда записывается без учета проникающей радиации.

Скорость термической эволюции снежно-ледяного покрова зависит от разности между потоком тепла из атмосферы через его верхнюю границу и потоком тепла от воды к его нижней границе. На верхней границе поток тепла F_t состоит из турбулентных потоков явного F_s и скрытого F_l тепла, которые определяются по интегральным аэродинамическим формулам [8]

$$F_s = c_{pa} \rho_a St V_a (T_{sfc} - T_a), \quad F_l = L \rho_a Da V_a (q_0(T_{sfc}) - q_a(T_a)),$$

длинноволнового R и коротковолнового F радиационного балансов поверхности [8]:

$$R = 4\lambda\sigma T_{sfc} T_a^3 - \lambda\sigma T_a^4 (3,765 + 0,22N^3),$$

$$F = F_0(1 - \eta N)(1 - \alpha)(1 - i_0),$$

$$F_0 = S \cos^2 z_\Theta \left((\cos z_\Theta + 2,7)e \cdot 10^{-5} + 1,085 \cos z_\Theta + 0,1 \right)^{-1},$$

а также потоков тепла, связанных с процессами охлаждения и возможной последующей кристаллизацией жидких осадков

$$F_m = c_w P_{rain} (T_a - 273,15) + P_{rain} L_{fi}.$$

Здесь e – упругость водяного пара; V_a – скорость ветра; P_{rain} – количество осадков в жидкой фазе; удельная влажность воздуха на высоте 2 м $q_a = (0,622e_0 f / P_a) \cdot 10^{a_1 T_a / (b_1 + T_a)}$ и у верхней границы снежно-ледяного покрова $q_0 = (0,622e_0 / P_a) \cdot 10^{a_1 T_{sfc} / (b_1 + T_{sfc})}$; $a_1 = 9,5$; $b_1 = 265,5$ К; P_a – атмосферное давление воздуха; $e_0 = 611$ гПа – давление насыщенных паров воды при 0° С; $c_{pa} = 10^3$ Дж/(кг·К) – теплоемкость воздуха при постоянном давлении; f – относительная влажность; L – удельная теплота возгонки; σ – постоянная Стефана – Больцмана; λ , α – излучательная способность и альbedo подстилающей поверхности; N – балл общей облачности; η – эмпирический коэффициент; i_0 – коэффициент, определяющий часть коротковолновой радиации, которая проникает в глубь снежно-ледяного слоя и равномерно распределяется по всей толще; F_0 – приходящая коротковолновая солнечная радиация для безоблачного неба; S – солнечная постоянная; z_Θ – зенитный угол Солнца.

Расчет F_s и F_l проводился с постоянными значениями эмпирических коэффициентов тепло- и влагообмена $St = Da = 1,7 \cdot 10^{-3}$. Параметризация альbedo снега проведена аналогично представленной в модели общей циркуляции атмосферы *ESCHAM5* [13], а схема вычисления альbedo бесснежного морского

льда взята из блока морского льда *CCSM2* климатической модели Национального центра исследований [14].

Поток тепла от воды к нижней поверхности льда определялся как

$$F_b = c_w \rho_w C_{tb} (T_w - T_f),$$

где $C_{tb} = 10^{-3}$ м/с – коэффициент турбулентного обмена.

В основе модели снежного покрова, аккумулирующегося на поверхности морского льда, заложена схематизация процессов, вносящих наибольший вклад в формирование физических и теплофизических характеристик снега [15]. Зависимость плотности свежевыпавшего снега ρ_{s0} от температуры в приповерхностном слое атмосферы определялась по алгоритму *CLASS* [16], а ветровое уплотнение снега параметризовалось как $\rho_s = \max(\rho_{s0}; 20V_a)$, кг/м³, исходя из предположения [17] об увеличении его плотности на 20 кг/м³ при усилении скорости ветра на каждые 1 м/с.

Вследствие таяния снега или выпадения дождя образуется вода, которая просачивается в глубь слоя снега и приводит к увеличению его плотности. Максимальное количество воды, которое может содержать слой снега, определяется его водоудерживающей способностью Θ_{\max} [18].

Если количество жидкой воды Θ_w в слое снега превышает Θ_{\max} , то ее излишек перемещается в нижний слой либо формирует сток воды на поверхность раздела снег – лед, где она кристаллизуется, если $T_s < T_{mi}$. Плотность каждого слоя рассчитывается с учетом количества воды, содержащейся в жидкой и твердой фазах. Коэффициент теплопроводности колонки снега (совокупность слоев снега) определяется как $k_s = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho_s^2$ [19], где ρ_s – интегральная плотность колонки.

Температура снежно-ледяной поверхности T_{sfc} (в предположении линейности профиля температуры в слое снега и льда) рассчитывается с помощью уравнений теплового баланса (2) и непрерывности теплового потока на границе раздела снег – лед (4):

$$k_i \frac{T_f - T_{sfc}}{h_i + (k_i / k_s h_s)} - F_t(T_{sfc}) = 0, z = 0.$$

Если $T_{sfc} > T_{mi,s}$, то полагаем, что $T_{sfc} = T_{mi,s}$, а избыток тепла расходуется на таяние снега/льда. Скорость изменения толщины снега/льда и образования талой воды определяется уравнением (5).

Плавуность ледяного покрова невелика, и его перегрузка наступает, если высота снежного покрова достигает приблизительно 40% толщины льда [20], поэтому возможен процесс превращения снега в лед, когда линия раздела снег – лед оказывается ниже уровня воды. В данном случае предполагаем, что снег, оказавшийся ниже уровня воды, превращается в лед. Представленная термодинамическая модель не учитывает особенностей, связанных с образованием на поверхности ледяного покрова талой воды (снежиц) [21, 22]. В течение зимних сезонов, рассмотренных в статье, могут сложиться условия для образования на поверхности льда талой воды, однако для достоверной

оценки влияния снежиц на сезонную эволюцию толщины ледяного покрова в Азовском море необходимо провести дополнительные исследования.

Для оценки прогноза сезонного хода толщины льда при использовании различных критериев определения фазового состава выпадающих осадков анализировались:

– значение среднеквадратического отклонения h_i от $h_{изм}$: $\sigma = \sqrt{\sum_l \frac{E_t^2}{l}}$,

где $E_t = h_i - h_{изм}$ – модельная погрешность;

– коэффициент корреляции: $K = \frac{\sum_l (h_{изм} - \bar{h}_{изм})(h_i - \bar{h}_i)}{\sqrt{\sum_l (h_{изм} - \bar{h}_{изм})^2 \sum_l (h_i - \bar{h}_i)^2}}$, где $\bar{h}_{изм}$ –

средняя за расчетный период толщина льда (по данным измерений), \bar{h}_i – средняя за расчетный период толщина льда (по данным модели);

– коэффициент детерминации $R^2 = 1 - \frac{\sum_l E_t^2}{\sum_l (h_i - \bar{h}_i)^2}$;

– коэффициент несовпадения Тейла $U = \frac{\sqrt{\sum_l E_t^2}}{\sqrt{\sum_l h_{изм}^2 + \sum_l h_i^2}}$, где l – чис-

ло шагов, в которых соответствующая расчетному временному шагу измеренная толщина льда была отлична от нуля.

Результаты численного моделирования

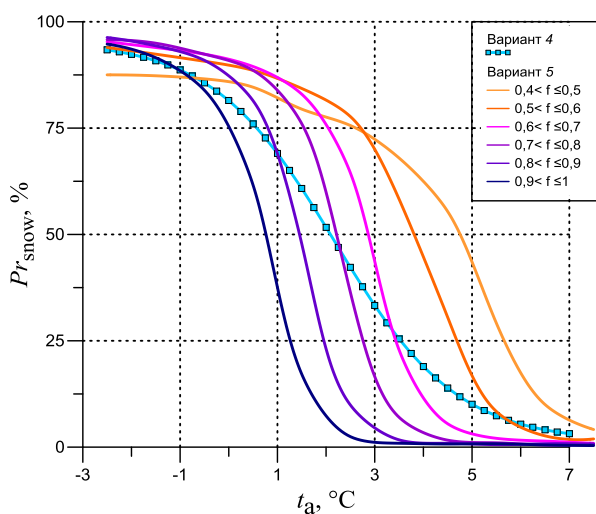
На основе построенной термодинамической модели проведены численные эксперименты с целью исследования влияния фазового состава атмосферных осадков на воспроизведение сезонной эволюции толщины льда в вершине Таганрогского залива. Варианты определения доли снега $Pr_{snow}(t_a)$ в общем количестве осадков представлены в табл. 1. Первый вариант предполагает скачкообразный переход от снега к дождю при пороговой температуре воздуха Tt . В вариантах 2 и 3, основанных соответственно на линейной и S-образной зависимостях $Pr_{snow}(t_a)$, выбирались наиболее подходящие для заданного региона величины двух переменных: температуры воздуха T_{50} , при которой 50% осадков считаются снегом, и ширины температурного диапазона Tr , где наблюдаются смешанные осадки. Для вариантов 1–3 проведены серии расчетов, где Tt (вариант 1) и T_{50} (варианты 2, 3) изменялись в интервале $-2 \dots 3^\circ\text{C}$ с шагом 1°C , а Tr – в интервале $13 \dots 1^\circ\text{C}$ с шагом 2°C . В варианте 4 использована полуэмпирическая формула разделения осадков [6], полученная на основе анализа данных, собранных за период 1977–2007 гг. Предполагалось, что для областей, расположенных над океаном, температура T_{50} составляет $1,9^\circ\text{C}$, переходный диапазон температур находим-

ся в интервале $-3 \dots 6^\circ\text{C}$ ($Tr = 9^\circ\text{C}$), а соотношение $Pr_{\text{snow}}(t_a)$ представляется с помощью гиперболического тангенса с углом наклона, близким к 0,4. Вариант 5 отражает результаты исследований влияния относительной влажности воздуха f на величину температуры T_{50} и пространственную изменчивость T_{50} и Tr в Северном полушарии [7]. На основании обработки 29-летнего (1978–2007 гг.) набора данных наблюдений предложены 6 диапазонов изменения относительной влажности воздуха f , для которых определены значения $T_{50}(f)$. На рис. 1 приведены полуэмпирические зависимости $Pr_{\text{snow}}(t_a)$ для вариантов 4, 5.

Т а б л и ц а 1
T a b l e 1

Варианты зависимостей доли снега $Pr_{\text{snow}}(t_a)$ в общем количестве осадков
Variants of the snow portion $Pr_{\text{snow}}(t_a)$ dependences in total precipitation

Номер варианта / Variant number	Тип зависимости, источник / Type of dependence, source	Доля снега $Pr_{\text{snow}}(t_a)$ в суммарных осадках / Snow portion $Pr_{\text{snow}}(t_a)$ in total precipitation
1	Статический метод, [3] / Static metod [3]	$Pr_{\text{snow}}(t_a) = 1, \quad t_a \leq Tt$ $Pr_{\text{snow}}(t_a) = 0, \quad t_a > Tt$ Tt – пороговая температура, $^\circ\text{C}$ / Tt – temperature threshold, $^\circ\text{C}$
2	Линейный переход, [4] / Linear transition, [4]	$Pr_{\text{snow}}(t_a) = 1, \quad t_a < (T_{50} - 0,5Tr)$ $Pr_{\text{snow}}(t_a) = \frac{T_{50} + 0,5Tr - t_a}{Tr}, \quad (T_{50} - 0,5Tr) \leq t_a \leq (T_{50} + 0,5Tr)$ $Pr_{\text{snow}}(t_a) = 0, \quad t_a > (T_{50} + 0,5Tr)$ $Pr_{\text{snow}}(t_a) = 0,5; \quad t_a = T_{50}$ Tr – ширина переходного диапазона, $^\circ\text{C}$ / Tr – width of transition range, $^\circ\text{C}$
3	S-образный переход, S. W. Kienzle [5] / S-shaped transition, S. W. Kienzle [5]	$Pr_{\text{snow}}(t_a) = 1 - Pr_{\text{rain}}(t_a)$ $Pr_{\text{rain}}(t_a) = 5 \left(\frac{t_a - T_{50}}{1,4Tr} \right)^3 + 6,76 \left(\frac{t_a - T_{50}}{1,4Tr} \right)^2 + 3,19 \left(\frac{t_a - T_{50}}{1,4Tr} \right) + 0,5, \quad t_a < T_{50}$ $Pr_{\text{rain}}(t_a) = 5 \left(\frac{t_a - T_{50}}{1,4Tr} \right)^3 - 6,76 \left(\frac{t_a - T_{50}}{1,4Tr} \right)^2 + 3,19 \left(\frac{t_a - T_{50}}{1,4Tr} \right) + 0,5, \quad t_a \geq T_{50}$
4	S-образный переход, A. Dai [6] / S-shaped transition, A. Dai [6]	$Pr_{\text{snow}}(t_a) = a[\tanh(b(t_a - c)) - d]$ $a = 47,1823; b = 0,4003; c = 2,1735; d = 1,0255$
5	S-образный переход, K. Jennings [7] / S-shaped transition, K. Jennings [7]	$Pr_{\text{snow}} = Pr_{\text{snow}}(t_a, f)$ $T_{50}: 4,5^\circ\text{C} (0,4 < f \leq 0,5), \quad 3,7^\circ\text{C} (0,5 < f \leq 0,6),$ $2,8^\circ\text{C} (0,6 < f \leq 0,7),$ $2,2^\circ\text{C} (0,7 < f \leq 0,8), \quad 1,4^\circ\text{C} (0,8 < f \leq 0,9), \quad 0,7^\circ\text{C} (0,9 < f \leq 1)$



Р и с. 1. Зависимость доли снега $Pr_{\text{snow}}(t_a)$ в общем количестве осадков от приповерхностной температуры воздуха t_a

Fig. 1. Dependence to determine the snow portion $Pr_{\text{snow}}(t_a)$ in total precipitation upon the surface air temperature t_a

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-МЦД** на метеостанции Таганрог. На рис. 2 приведено распределение среднесуточной температуры воздуха на высоте 2 м (сплошные линии) и суммарных суточных осадков (столбчатые диаграммы). Количество фактических осадков, выпавших с даты первого льдообразования до даты полного окончательного очищения ото льда [23], для ледовых сезонов 2007/08–2010/11 гг. составило 103, 144, 295, 61 кг/м² соответственно. Норма осадков, рассчитанная для этих же ледовых сезонов по среднемесячным климатическим значениям***, составляла 159, 111, 133, 96 кг/м². Таким образом, по количеству осадков сезоны 2007/08 г. и 2010/11 г. можно отнести к засушливым (малоснежным), сезон 2008/09 г. – близким к норме, а 2009/10 г. – существенно превышающим климатическую норму.

Модельные расчеты начинались примерно за месяц до начала устойчивого льдообразования. Временной шаг модели 3 ч. В качестве начальных условий задавались среднемесячные климатические температура и соленость воды [24]. Температура охлаждаемой поверхности (снег, лед, вода) впоследствии рассчитывалась из уравнений теплового баланса.

**Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных. URL: <http://meteo.ru> (дата обращения: 04.09.2019).

***Климатические данные городов по всему миру. URL: <https://ru.climate-data.org> (дата обращения: 23.10.2019).

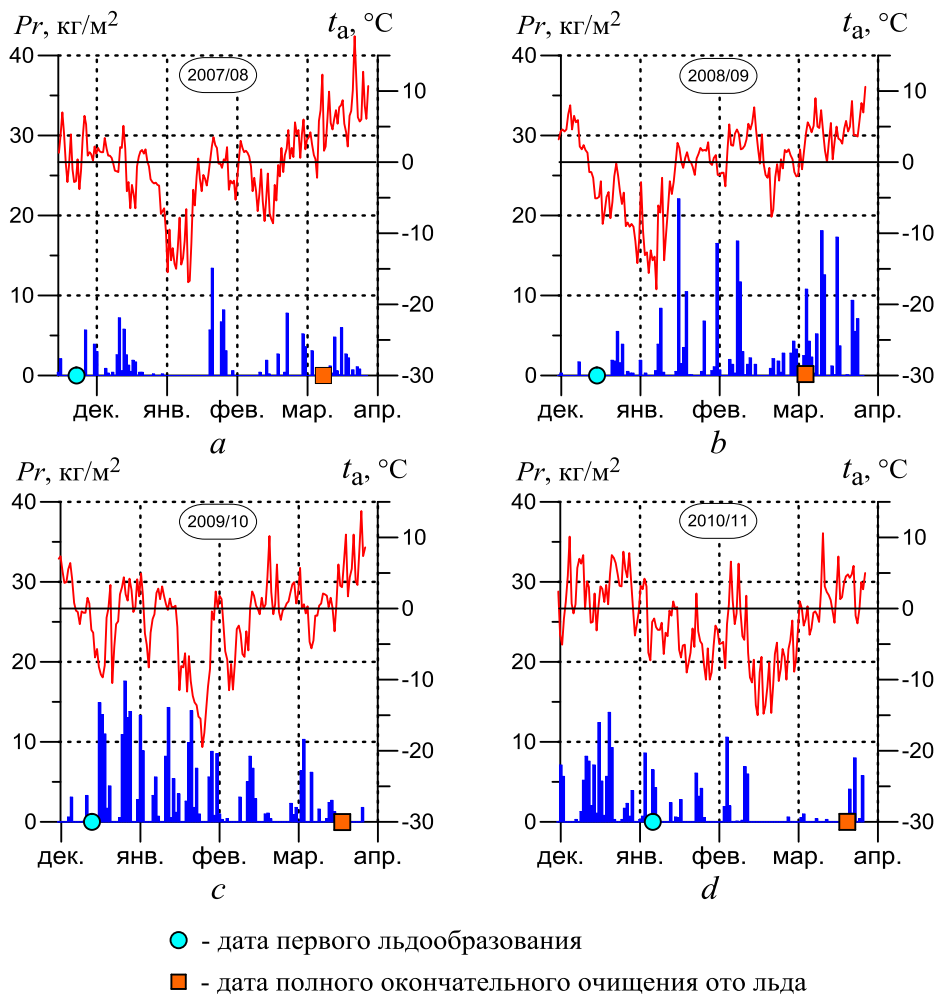
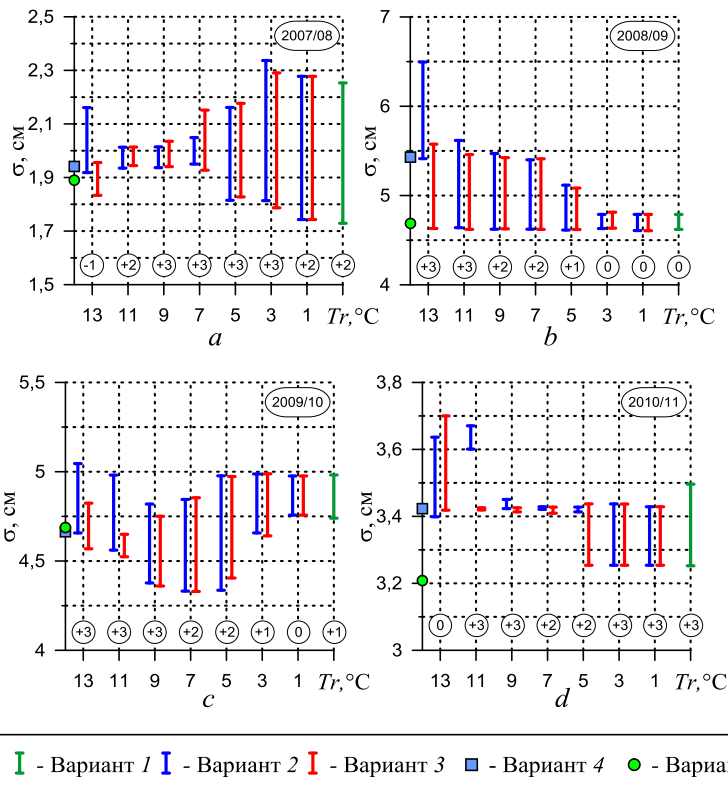


Рис. 2. Распределение среднесуточной температуры воздуха на высоте 2 м (сплошные линии) и суммарного суточного количества осадков (столбчатые диаграммы) на метеостанции Таганрог по данным ВНИИГМИ-МЦД (здесь и на рис. 5 даты, связанные с основными элементами ледового режима, взяты из [23])

Fig. 2. Distribution of the mean daily air temperature at the 2 m height (solid lines) and total daily precipitation (bar graphs) at the Taganrog meteorological station based on the RINMI-WDC data (the dates here and in Fig. 5 related to the ice regime basic elements, are from [23])

На рис. 3 представлены амплитуды среднеквадратических ошибок σ при прогнозировании сезонной эволюции толщины льда для зависимостей $Pr_{\text{snow}}(t_a)$, определенных по вариантам 1–5. Отрезки соединяют минимальные σ_{min} и максимальные σ_{max} значения ошибок, полученных в серии расчетов при варьировании температуры Tt (для варианта 1), температуры T_{50} (для вариантов 2, 3) и ширины переходного диапазона Tr . Числами в кружках обозначены величины температуры Tt (для варианта 1) и T_{50} (для вариантов 2, 3), при которых реализовывалась σ_{min} .

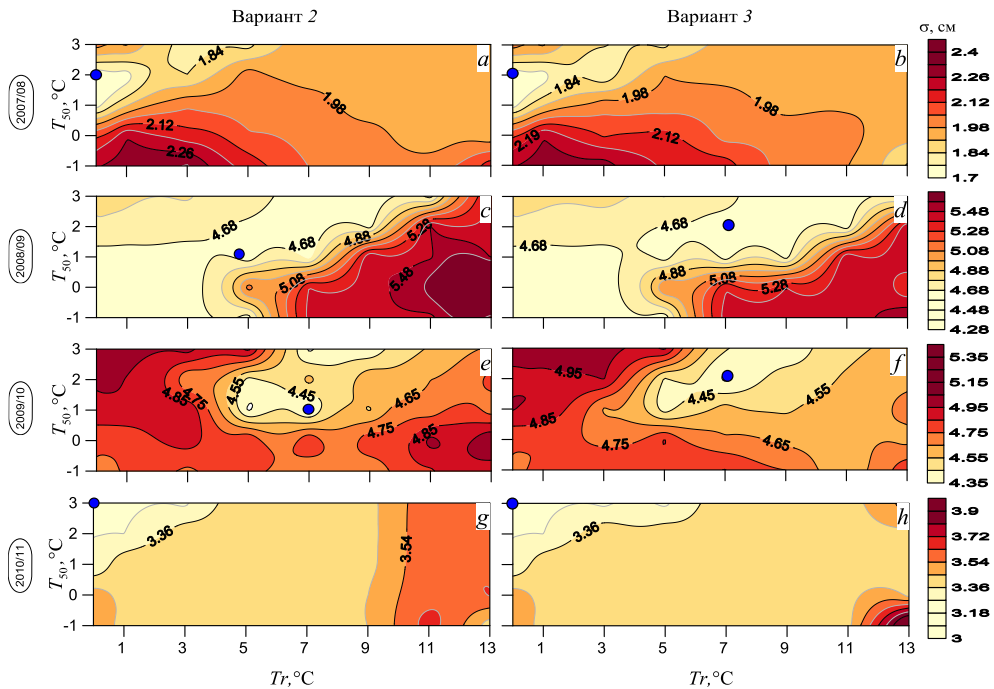


Р и с. 3. Амплитуда среднеквадратической ошибки σ расчетной толщины льда, полученной при использовании различных зависимостей определения доли снега в атмосферных осадках
F i g. 3. Amplitude of the root-mean-square error σ of the simulated ice thickness resulted from applying different dependences in determining a snow portion in atmospheric precipitation

Распределения среднеквадратического отклонения σ , полученные при расчетах для линейной (вариант 2) и S-образной (вариант 3) зависимостей доли снега в атмосферных осадках внутри переходного интервала, даны на рис. 4. Минимумы среднеквадратической ошибки отмечены на рисунке закрашенными кружками.

Из рис. 3, 4 видно, что для малоснежных зим 2007/08 г. и 2010/11 г. (средняя за сезон расчетная высота снега на поверхности льда не превышала 0,5 см) наблюдалось сходное изменение σ при варьировании ширины переходного диапазона Tr и температуры T_{50} . Наибольшая чувствительность к выбору T_{50} проявилась как при больших ($Tr > 11^\circ\text{C}$), так и при малых ($Tr < 5^\circ\text{C}$) значениях Tr . Меньшие среднеквадратические ошибки получались при расчетах с узким переходным диапазоном. При увеличении ширины Tr ошибка росла, однако уменьшалась ее чувствительность к выбору температуры T_{50} . Так, при ширине диапазона $7\text{--}11^\circ\text{C}$ изменение T_{50} мало влияло на величину σ . Отметим, что выбор пороговой температуры в статическом методе необходимо проводить особо тщательно, поскольку в данном случае наблю-

дается не только наименьшее среднее квадратическое отклонение σ_{\min} из всех рассмотренных вариантов, но и близкая к максимальной амплитуда $\sigma(Tt)$. Подобный характер поведения σ , возможно, объясняется тем, что в рассмотренные сезоны наблюдались контрастные погодные условия [25, 26]. При общем относительно небольшом количестве осадков за эти зимние сезоны большая их часть выпадала в виде дождя (рис. 2, *a, d*), когда среднесуточная температура была заметно выше нуля. Осадки в виде снега наблюдались в периоды обширных заходов холодного воздуха, температура которого была значительно ниже значений пороговой температуры, варьируемой в указанном диапазоне.



Р и с. 4. Распределение среднее квадратической ошибки σ для различных значений температуры T_{50} и ширины переходного интервала Tr . Доля снега в атмосферных осадках внутри переходного интервала определялась с использованием линейной (вариант 2) и S-образной (вариант 3) зависимостей $P_{r_{\text{snow}}}(t_a)$

F i g. 4. Distribution of the root-mean-square error σ for different values of temperature T_{50} and width of the transition interval Tr . The snow portion in atmospheric precipitation within the transition interval was defined using the linear (variant 2) and the S-shaped (variant 3) dependences $P_{r_{\text{snow}}}(t_a)$

Количество осадков, выпавших в зимние сезоны 2008/09 г. и 2009/10 г. на покрытую льдом поверхность моря, было существенно большим, чем в 2007/08 г. и 2010/11 г. Средняя за сезон расчетная высота снежного покрова на льду составила для 2008/09 г. и 2009/10 г. 3 см и 5,5 см соответственно. Кроме того, выпадение существенной части атмосферных осадков (особенно зимой 2009/10 г.) происходило при температуре воздуха в интервале переход-

ного диапазона. Минимальная среднеквадратическая ошибка была получена для T_{50} , близкой к 2°C , но, в отличие от малоснежных зим, при большей ширине переходного диапазона, составившего здесь $5\text{--}9^{\circ}\text{C}$ (рис. 3, *b, c*). Минимум σ выражен наиболее заметно для зимы 2009/10 г. и чуть менее заметно – для зимы 2008/09 г. (рис. 4, *f, g*). Следует отметить, что использование S-образных зависимостей $Pr_{\text{snow}}(t_a)$, по сравнению с линейным переходом от снега к дождю, является более предпочтительным, поскольку линейный переход дает большие ошибки расчетов для малых (шириной $1\text{--}5^{\circ}\text{C}$) и больших (шириной более 7°C) переходных диапазонов.

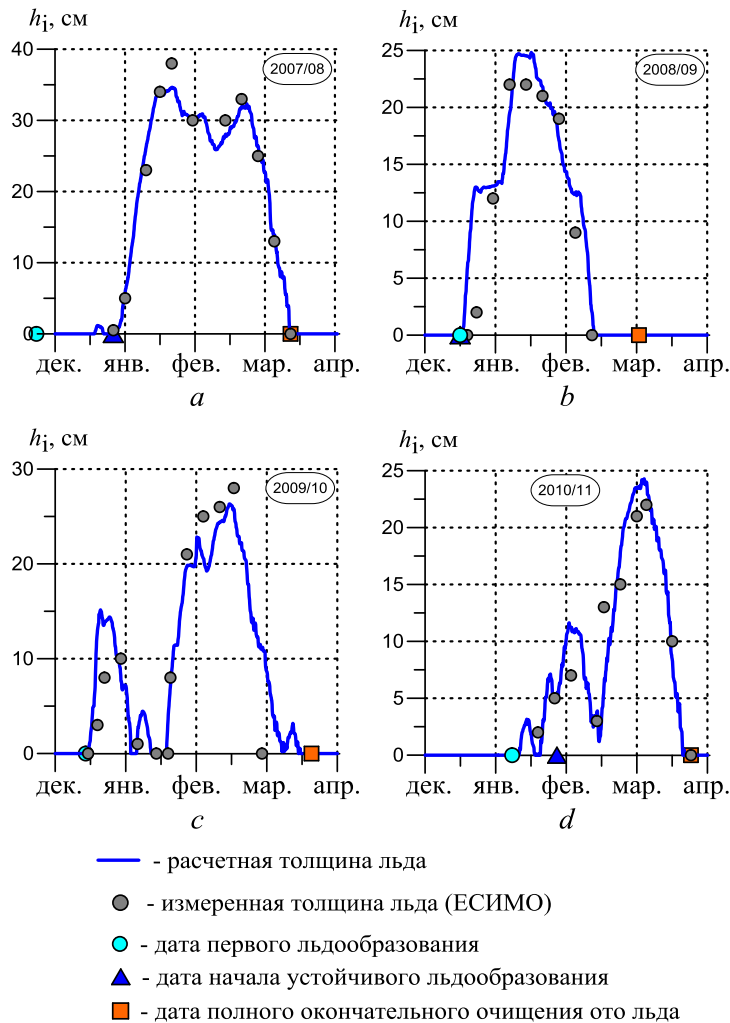


Рис. 5. Сезонная эволюция толщины льда по данным наблюдений и результатам модельных расчетов: 2007/08 г. – вариант 1, $T_t = 2^{\circ}\text{C}$; 2008/09 г., 2009/10 г. – вариант 3, $T_{50} = 2^{\circ}\text{C}$, $T_r = 7^{\circ}\text{C}$; 2010/11 г. – вариант 1, $T_t = 3^{\circ}\text{C}$

Fig. 5. Seasonal evolution of ice thickness based on the observation data and the simulation results: 2007/08 – variant 1, $T_t = 2^{\circ}\text{C}$; 2008/09 and 2009/10 – variant 3, $T_{50} = 2^{\circ}\text{C}$, $T_r = 7^{\circ}\text{C}$; 2010/11 – variant 1, $T_t = 3^{\circ}\text{C}$

Таблица 2
Table 2

Сравнение результатов модельных расчетов толщины льда между собой и с данными натурных наблюдений
Inter-comparison of the results of the ice thickness simulation and their comparison with in situ data

Сезон / Season	Вариант, источник / Variant, source	Переходный интервал, °С / Transition interval, °C	T_L , °C	T_{50} , °C	$\frac{\sigma_{\min}, \text{см} / \sigma_{\min}, \text{мм}}{\sigma_{\max}}$	$\frac{(\sigma_{\max} - \sigma_{\min})}{\sigma_{\max}} \cdot 100\%$	R^2	U	K
2007/08 г.	Вариант 1, Статический метод / Variant 1, Static method	–	2	–	1,73	23,5	0,970	0,041	0,988
	Вариант 4, A. Dai [6] / Variant 4, A. Dai [6]	–3 ... 6	–	1,9	1,94	–	0,975	0,037	0,988
	Вариант 5, K. Jennings [7] / Variant 5, K. Jennings [7]	–2,5 ... 7,5	–	0,7 ... 4,5	1,89	–	0,976	0,036	0,988
	Вариант 3, S. W. Kienzle [5] / Variant 3, S. W. Kienzle [5]	–1,5 ... 5,5	–	2	4,61	16,9	0,591	0,134	0,820
	Вариант 4, A. Dai [6] / Variant 4, A. Dai [6]	–3 ... 6	–	1,9	5,43	–	0,432	0,149	0,831
2008/09 г.	Вариант 5, K. Jennings [7] / Variant 5, K. Jennings [7]	–2,5 ... 7,5	–	0,7 ... 4,5	4,81	–	0,554	0,137	0,865
	Вариант 3, S. W. Kienzle [5] / Variant 3, S. W. Kienzle [5]	–1,5 ... 5,5	–	2	4,33	11,4	0,809	0,126	0,909
	Вариант 4, A. Dai [6] / Variant 4, A. Dai [6]	–3 ... 6	–	1,9	4,66	–	0,779	0,138	0,910
	Вариант 5, K. Jennings [7] / Variant 5, K. Jennings [7]	–2,5 ... 7,5	–	0,7 ... 4,5	4,69	–	0,777	0,145	0,911
	Вариант 1, Статический метод / Variant 1, Static method	–	3	–	3,25	7,6	0,783	0,126	0,945
2010/11 г.	Вариант 4, A. Dai [6] / Variant 4, A. Dai [6]	–3 ... 6	–	1,9	3,42	–	0,759	0,133	0,943
	Вариант 5, K. Jennings [7] / Variant 5, K. Jennings [7]	–2,5 ... 7,5	–	0,7 ... 4,5	3,21	–	0,789	0,120	0,925

Среднеквадратическая ошибка прогноза толщины льда для вариантов 4, 5 показана на рис. 3 закрашенными квадратом и кружком соответственно. Результаты расчетов для этих зависимостей близки между собой, но показатели качества прогноза для варианта 5 несколько лучше, чем для варианта 4. На рис. 5 представлены результаты наиболее успешных модельных расчетов термодинамической эволюции толщины льда для ледовых сезонов 2007/08–2010/11 гг., а в табл. 2 – сравнение некоторых вариантов расчетов между собой и с данными натурных наблюдений. Следует отметить, что количества значений толщины льда, снятых с карт ЕСИМО, недостаточно для строгого статистического анализа, поэтому здесь не приведены уровни значимости коэффициентов корреляции. Из табл. 2 видно, что в зимы с малым количеством осадков (2007/08 г., 2010/11 г.) выбор статического метода (вариант 1) обеспечивает лучшие значения σ и K . Для зим с существенными осадками (2008/09 г., 2009/10 г.) вариант 3, с точки зрения полученных величин σ , R^2 и U , является более предпочтительным по сравнению с другими вариантами расчетов. Кроме того, использование динамического метода (вариант 5), вне зависимости от количества осадков в ледовый период, позволяет получить сравнительно высокие значения некоторых критериев оценки прогноза сезонного хода толщины льда: для малоснежных зим – это величины R^2 и U , для снежных – K .

Отметим, что существенное влияние на значение пороговой температуры и величину переходного диапазона оказывают региональные климатические условия и их вариации в текущий зимний сезон. Поэтому вопрос об определении универсальной региональной зависимости $Pr_{\text{snow}}(t_a)$ остается открытым. Для более детального исследования распределения пороговой температуры и величины переходного диапазона необходимы данные специализированных измерений фазового состава осадков над исследуемой морской поверхностью.

Заключение

Снег, обладая высокими теплоизоляционными свойствами, оказывает существенное влияние на сезонный ход толщины морского льда. При построении термодинамической модели морского льда для адекватной оценки толщины снежного покрова и определения его теплофизических свойств необходимы данные как о величине атмосферных осадков, так и об их фазовом составе. В регионе Азовского моря, где в холодный период года выпадает значительное количество смешанных осадков, выбор критерия их деления на жидкую и твердую фракции может заметно повлиять на результаты численного моделирования. Сравнительный анализ результатов численных экспериментов по воспроизведению сезонного хода толщины льда и данных наблюдений на метеостанции Таганрог в зимние сезоны 2007/08–2010/11 гг. показал, что наиболее оправданными, с точки зрения оптимальных значений среднеквадратического отклонения и коэффициента корреляции, оказались результаты, полученные при использовании S-образной зависимости [5] доли снега в атмосферных осадках внутри переходного интервала температур. Минимальные ошибки воспроизведения сезонной эволюции толщины льда полу-

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 36 № 2 2020 153

чены при пороговой температуре, близкой к 2°C, и ширине переходного интервала температур 1 ... 3°C для зим с малым количеством осадков и 5 ... 9°C – для зим с осадками, близкими к климатической норме или превышающими ее. Расчеты, сделанные при использовании полуэмпирической зависимости доли снега от температуры и относительной влажности, дали удовлетворительные результаты для всех рассмотренных зимних сезонов. Эти зависимости могут быть использованы при отсутствии достоверных данных о фазе осадков в качестве начального выбора метода разделения осадков для использования в термодинамической модели морского льда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. V. Азовское море. СПб. : Гидрометеоиздат, 1991, 237 с.
2. Rain or snow: hydrologic processes, observations, prediction, and research needs / Adrian A. Harpold [et al.] // *Hydrology Earth System Sciences*. 2017. Vol. 21. P. 1–22. doi:<https://doi.org/10.5194/hess-21-1-2017>
3. Numerical modelling of snow and ice thicknesses in Lake Vanajavesi, Finland / Yu Yang [et al.] // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2012. Vol. 64, iss. 1. 17202. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.17202>
4. McCabe G. J., Wolock D. M. Long-term variability in Northern Hemisphere snow cover and associations with warmer winters // *Climatic Change*. 2010. Vol. 99. P. 141–153. <https://doi.org/10.1007/s10584-009-9675-2>
5. Kienzle S. W. A new temperature based method to separate rain and snow // *Hydrological Processes*. 2008. Vol. 22. P. 5067–5085. doi:10.1002/hyp.7131
6. Dai A. Temperature and pressure dependence of the rain-snow phase transition over land and ocean // *Geophysical Research Letters*. 2008. Vol. 35. L12802, P. 1–6. doi:10.1029/2008GL033295
7. Spatial variation of the rain–snow temperature threshold across the Northern Hemisphere / K. Jennings [et al.] // *Nature Communications*. 2018. Vol. 9. 1148. P. 1–9. doi:10.1038/s41467-018-03629-7
8. Иванов Б. В., Макитас А. П. Квазистационарная нульмерная модель арктических льдов // *Труды ААНИИ*. 1990. Т. 420. С.18–31.
9. Яковлев Н. Г. Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948–2002 гг. Часть 2: состояние ледового и снежного покрова // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2009. Т. 45, № 4. С. 513–530.
10. 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.
11. 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
12. 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
13. The atmospheric general circulation model ECHAM-5: model description / E. Roeckner [et al.] // Max-Planck Institute for Meteorology. Hamburg, Germany, 2003, Report 349. 140 p. URL: http://www.researchgate.net/publication/247784697_The_atmospheric_general_circulation_model_ECHAM5 (date of access: 05.06.2019)

14. *Hunke E. C., Lipscomb W. H.* CICE: the Los Alamos Sea Ice Model. Documentation and Software User's Manual. Version 4.1 LA-CC-06-012 // Los Alamos National Laboratory, 2010. 76 p. URL:<http://clck.ru/MM2E6> (date of access: 05.06.2019).
15. *Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А.* Влияние снежного покрова на состояние морского льда в Таганрогском заливе // *Метеорология и гидрология*. 2019. № 1. С. 67–77.
16. *Bartlett P. A., MacKay M. D., Verseghy D. L.* Modified Snow Algorithms in the Canadian Land Surface Scheme: Model Runs and Sensitivity Analysis at Three Boreal Forest Stands // *Canadian Meteorological and Oceanographic Society, Atmosphere-Ocean*. 2006. Vol. 43, iss. 3. P. 207–222. doi:<http://dx.doi.org/10.3137/ao.440301>
17. 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. DOI: 10.3189/172756411795931453
18. *Кузьмин П. П.* Физические свойства снежного покрова. Л. : Гидрометеорологическое издательство, 1957. 179 с.
19. *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)
20. *Чижев А. Н.* Формирование ледяного покрова и пространственное распределение его толщины // Л. : Гидрометеоздат, 1990. 126 с. URL: <https://clck.ru/M9Uuo> (дата обращения: 12.08.2019).
21. *Богородский П. В., Пнюшков А. В.* Влияние снежниц на формирование многолетнего морского ледяного покрова // *Океанология*. 2011. Т. 51, № 2. С. 224–231.
22. *Макитас А. П., Богородский П. В., Кустов В. Ю.* Быстрое таяние припайного льда в заливе Сого (бухта Тикси) весной 2011 г. // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2012. № 1 (91). С. 37–47.
23. Атлас льдов Черного и Азовского морей. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2015. 219 с.
24. Climatic atlas of the Sea of Azov 2008. / G. Matishov [et al.] // Washington : United States Government Publishing Office. 2008. 148 p. (NOAA Atlas NESDIS 65) repository.library.noaa.gov/view/noaa/1135
25. *Федоренко А. В.* Особенности ледового сезона 2007–2008 гг. на Азовском море // *Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации*. 2009. № 343. С. 79–88.
26. Ледовый режим Азовского моря и климат в начале XXI века / Г. Г. Матишов [и др.] // *Доклады Академии наук*. 2014. Т. 457, № 5. С. 603–607. doi:10.7868/S0869565214230200

Об авторе:

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