

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.467

doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-103-111

Влияние свежеснежавшего снега на нарастание и таяние морского льда

© 2019 г. Д.Д. Завьялов*, Т.А. Соломаха

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

*zavyalov.dd@mhi-ras.ru

Influence of new snow on growth and melting of sea ice

D.D. Zavyalov*, T.A. Solomakha

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

*zavyalov.dd@mhi-ras.ru

Received February 5, 2018 / Revised June 6, 2018 / Accepted October 16, 2018

Keywords: Azov Sea, ice thickness, sea ice models, snow parameterization, thermodynamics.

Summary

Numerical experiments were carried out using the thermodynamic model with the aim to optimize choice of parameterization of the density of fresh snow, its albedo, and thermal conductivity coefficient in order to reproduce the seasonal evolution of ice thickness in the North-Eastern part of the Sea of Azov. The simulation results were compared with each other as well as with the observations obtained at the coastal station of the Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences in the Taganrog Bay. It is shown that small differences in the schemes of parameterization of physical and thermal properties of snow and ice cover may result in significant scatter in the simulation results. To assess the quality of the forecasting of the seasonal course of the ice thickness, the standard deviation of the calculated ice thickness from the average value for the period of measuring ice thickness, the standard deviation, the correlation coefficient, and the verification of the forecast were determined. Based on the analysis of these parameters, the optimal configuration of the snow layer parameters is proposed, which allows adequate reproducing of the seasonal thermal dynamics of the sea ice thickness. For the conditions of winter 2010/2011 the most close values of calculated ice thickness to results of the measurements in the North-Eastern part of the Taganrog Bay were obtained by determining the dependence of the density of fresh snow on the temperature in the near-surface layer of the atmosphere by the algorithm CLASS, albedo of the snow surface - by the scheme EHAM5, and the coefficient of thermal conductivity of snow - by the formulas of N.I. Osokin or M. Janson.

Citation: Zavyalov D.D., Solomakha T.A. Influence of new snow on growth and melting of sea ice. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (1): 103–111. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-103-111.

Поступила 5 февраля 2018 г. / После доработки 6 июня 2018 г. / Принята к печати 16 октября 2018 г.

Ключевые слова: Азовское море, модели морского льда, параметризация снега, термодинамика, толщина льда.

На основе термодинамической модели выполнены численные эксперименты с целью оптимального выбора параметризации плотности свежеснежавшего снега, его альbedo и коэффициента теплопроводности для воспроизведения сезонной эволюции толщины льда в северо-восточной части Азовского моря. Результаты моделирования сравнивались между собой и с данными наблюдений, полученными зимой 2010/11 г. на береговой базе Южного научного центра РАН в Таганрогском заливе.

Введение

Формирование ледовых условий в море определяется процессами теплового и динамического взаимодействия между атмосферой, гидросферой и ледяным покровом. Термическая динамика морского ледяного покрова определяется не только метеорологическими условиями и гидрологи-

ческим режимом акватории, но в значительной мере зависит и от свойств снега на его поверхности. К одной из задач, связанных с математическим моделированием морского льда в рамках региональных моделей, относится определение физических, теплофизических и оптических характеристик снежного покрова. К важнейшим из них можно отнести плотность, теплопроводность

и отражательную способность снега. Главные факторы, от которых зависит влияние снежного покрова на динамику толщины морского льда, — высокое альbedo и теплоизолирующая роль снега. В моделях взаимодействия атмосферы и подстилающей поверхности плотность свежего снега предполагается либо постоянной, либо представляет собой функцию приземной температуры и скорости ветра [1–3]. Вопросы теплопроводности снежного покрова, в том числе слоя снега на поверхности льда озёр и морей, рассматривались в работах [3–6]. Параметризации отражательной способности снега посвящены работы [7–10], где альbedo снега рассматривается как функция его температуры или зависит от толщины снежного слоя и альbedo бесснежной поверхности.

В настоящей работе рассматривается термодинамическая модель, описывающая изменение толщины морского льда в условиях снегонакопления. Схема описания динамики слоя снега включает в себя параметризацию процесса образования нового слоя снега с учётом следующих характеристик: фазового характера осадков; изменения плотности свежеснежного снега в зависимости от температуры воздуха и скорости ветра; изменения теплопроводности и альbedo снега; превращения снега в лёд, когда линия раздела снег–лёд оказывается ниже уровня воды. Проведены численные эксперименты по воспроизведению сезонной эволюции толщины ледяного покрова с использованием различных схем параметризации характеристик снега, аккумулирующегося на поверхности морского льда. Результаты численных экспериментов сравнивались между собой и с данными наблюдений, полученными на береговой научно-экспедиционной базе Южного научного центра РАН в Кагальнике [11].

Термодинамическая модель снежно-ледяного покрова

Термический режим снежно-ледяного покрова описывается локально-одномерной термодинамической моделью [12, 13], базирующейся на уравнениях теплопроводности

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

$$z \in [0, h_i + h_s]$$

с граничными условиями:

на верхней границе снежно-ледяного покрова

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

на линии раздела снег–лёд

$$k_s \frac{\partial T_s}{\partial z} = k_i \frac{\partial T_i}{\partial z}, T_s = T_i, z = h_s; \quad (3)$$

и нижней поверхности льда

$$-k_i \frac{\partial T_i}{\partial z} = F_b(T_f, T_w), T_i = T_f, z = h_i + h_s. \quad (4)$$

На движущихся поверхностях фазовых переходов выполняется условие термодинамического равновесия:

$$-\rho_{i,s}(L_f)_{i,s} \frac{\partial h_{i,s}}{\partial t} = F_t(T_{mi,s}) + k_{i,s} \frac{\partial T_{i,s}}{\partial z}, z = 0; \quad (5)$$

$$-\rho_i(L_f)_i \frac{\partial h_i}{\partial t} = F_b(T_f, T_w) - k_i \frac{\partial T_i}{\partial z}, z = h_i + h_s. \quad (6)$$

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

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} \rho_w c_w h_w = F_b - F_t - v \rho_s (L_f)_s, z \in [0, h_w]. \quad (7)$$

Здесь и далее: t — время; z — вертикальная координата, ось z направлена вниз от верхней поверхности снежно-ледяного покрова ($z = 0$); ρ , S , h , T , c , k , L_f — плотность, солёность, толщина, температура, теплоёмкость, теплопроводность и теплота плавления соответственно; I — проникающая в поверхностный слой солнечная радиация; T_{sfc} , $T_{mi,s}$, T_f — температура на верхней поверхности снежно-ледяного покрова, температура плавления льда (снега), температура замерзания морской воды соответственно; v — скорость выпадения твёрдых осадков; F_t — суммарный поток тепла на верхней границе, включающий в себя коротко- и длинноволновые радиационные балансы снежно-ледяной поверхности и вертикальные турбулентные потоки явного и скрытого тепла; F_b — поток тепла от воды. Индексы i , s , w , a относятся к характеристикам льда, снега, воды и атмосферы соответственно. Начальные температура и солёность воды считаются заданными.

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 во льду записывается без учёта проникающей радиации. Используемые в модели параметризации физических, теплофизических и оптических характеристик морской воды и льда, формулы для вычисления тепловых потоков на верхней и нижней поверхности снежно-ледяного покрова приведены в работе [14].

Блок снежного покрова в термодинамической модели морского льда рассчитывает плотность и толщину слоя снега в период его формирования и таяния, используя в качестве входных параметров данные о приземной температуре воздуха, скорости ветра и величине осадков. Слой снега образуется в результате его аккумуляции на поверхности ледяного покрова в процессе отложения твёрдых осадков. Поскольку число наблюдений в прибрежных пунктах Азовского моря недостаточно для определения характера зимних осадков, условие деления суммарного количества осадков на жидкие и твёрдые (по значению температуры воздуха вблизи подстилающей поверхности) в известной степени настроено. После определения формы осадков в случае выпадения снега вычисляется его плотность в зависимости от температуры воздуха. В связи с относительно небольшим количеством твёрдых осадков и крайней неустойчивостью снежного покрова в исследуемом регионе процессом упругой деформации выпавшего снега можно пренебречь. Ветровое уплотнение становится существенным при скорости приземного ветра V_a выше 7 м/с и параметризуется соотношением $\rho_s = \max(\rho_s, 20V_a)$ [15]. С использованием значения водного эквивалента твёрдых осадков Pr_s вычисляется толщина свежавыпавшего снега $h_s = Pr_s \rho_{wf} / \rho_s$, где ρ_{wf} — плотность пресной воды равная 10^3 кг/м³.

Если $h_s \geq 0,4h_i$, то линия раздела снег—лёд может оказаться ниже уровня воды [16]. В таком случае предполагается, что снег, оказавшийся ниже уровня воды, мгновенно превращается в лёд. Толщина затопленной части снега вычисляется из условия плавания тел: $\Delta h = \delta h - \min(\delta h, h_i)$, где $\delta h = (\rho_s h_s + \rho_i h_i) / \rho_w$. В соответствии с изменением толщины снега уменьшается его масса и увеличивается масса льда. Температура снежно-ледяной поверхности T_{sfc} рассчитывается с помощью уравнения теплового баланса (2). 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 и образования талой воды определяется уравнением (5).

Таблица 1. Эмпирические зависимости плотности ρ_s свежавыпавшего снега

Номер варианта расчёта плотности снега n_ρ	Плотность снега ρ_s , кг/м ³	Источник
1	$\begin{cases} \rho_s = \rho_{s,\min}; & t_a \leq t_{\min}; \\ \rho_s = \rho_{s,\min} + (\rho_{s,\max} - \rho_{s,\min}) \frac{t_a - t_{\min}}{t_0 - t_{\min}}; & t_{\min} < t_a < t_{\max}; \\ \rho_s = \rho_{s,\max}; & t_a \geq t_{\max} \end{cases}$ $\rho_{s,\min} = 50 \text{ кг/м}^3; \rho_{s,\max} = 150 \text{ кг/м}^3;$ $t_0 = 0^\circ \text{C}; t_{\min} = -15^\circ \text{C}$	COSMO [2]
2	$\begin{cases} \rho_s = 67,92 + 51,25 \exp(t_a/2,59); & t_a \leq 0^\circ \text{C}; \\ \rho_s = \min(200; 119,2 + 20t_a); & t_a > 0^\circ \text{C} \end{cases}$	CLASS [1]

Результаты численного моделирования

На основе построенной термодинамической модели проведены численные эксперименты с целью оптимального выбора параметризации плотности ρ_s , альбедо α_s и коэффициента теплопроводности k_s свежавыпавшего снега для воспроизведения сезонной эволюции толщины льда в северо-восточной части Азовского моря. В качестве внешнего форсинга использовались метеорологические данные прогностических полей (SKIRON [17]) приземной температуры, атмосферного давления, влажности, общей облачности, скорости ветра и суммарного количества осадков. Результаты моделирования сопоставлялись между собой и с данными натурных измерений толщины морского льда. Выбор оптимальной конфигурации параметров слоя снега, позволяющий адекватно воспроизвести сезонную термическую динамику толщины морского льда, — результат проведения модельных экспериментов, в которых плотность, теплопроводность и альбедо снега вычислялись с использованием различных эмпирических зависимостей. Варианты параметризации плотности n_ρ , теплопроводности n_k и альбедо n_α представлены в табл. 1–3 соответственно. Всего по модели было проведено $n_\rho \times n_k \times n_\alpha$ расчётов. Номер варианта расчёта обозначен $N_{n_\rho n_k n_\alpha}$, где индексы n_ρ , n_k и n_α соответствуют номеру параметризации в представленных таблицах.

Для оценки качества прогноза сезонного хода толщины льда анализировались:

Таблица 2. Эмпирические зависимости коэффициента теплопроводности k_s снега

Номер варианта расчёта коэффициента теплопроводности n_k	Коэффициент теплопроводности снега k_s , Вт/(м·К)	Автор, источник
1	$k_s = 0,021 + 0,792 \cdot 10^{-3} \rho_s + 2,5 \cdot 10^{-12} \rho_s^4$	Янсон [18]
2	$k_s = 0,792 \cdot 10^{-3} \rho_s + 0,833 \cdot 10^{-12} \rho_s^4$	Коптев [19]
3	$k_s = 0,06 + 51,8 / ((t_s - 27,8)^2 + 211,2)$	Штурм [6]
4	$k_s = (0,035 + 0,353 \cdot 10^{-3} \rho_s - 0,206 \cdot 10^{-6} \rho_s^2 + 2,62 \cdot 10^{-9} \rho_s^3) (1 + 1,18 e^{0,15 t_s})$	Павлов [20]
5	$k_s = 0,021 + 1,01 \cdot 10^{-3} \rho_s$	Проскуряков [4]
6	$k_s = \min(1,5; 0,2 + 1,3 h_s \cdot 10^{-3} \rho_s)$	Семмлер [3]
7	$k_s = 9,165 \cdot 10^{-2} - 3,814 \cdot 10^{-4} \rho_s + 2,905 \cdot 10^{-6} \rho_s^2$	Осокин [5]

Таблица 3. Эмпирические зависимости альбедо α_s снега

Номер варианта расчёта альбедо снега n_α	Альбедо снега α_s	Источник
1	$\alpha_s = \begin{cases} 0,8; & t_s < -1^\circ\text{C}; \\ 0,8 - 0,1(t_s + 1); & t_s \geq -1^\circ\text{C} \end{cases}$	CCSM2 [7]
2	$\alpha_s = \alpha_i + \frac{(0,6 - \alpha_i) Pr_s}{(Pr_s + 0,01)}$	Гидрометцентр России [10]
3	$\alpha_s = \begin{cases} 0,75; & t_s < t_1; \\ \frac{0,25 t_s}{t_1} + 0,5; & t_1 \leq t_s \leq t_2; \\ 0,5; & t_s > t_2 \end{cases}$ $t_1 = -10^\circ\text{C}; t_2 = 0^\circ\text{C}$	ЕНАМ4 [8]
4	$\alpha_s = \begin{cases} 0,75; & t_s < t_1; \\ \frac{0,25 t_s}{t_1} + 0,5; & t_1 \leq t_s \leq t_2; \\ 0,5; & t_s > t_2 \end{cases}$ $t_1 = -5^\circ\text{C}; t_2 = 0^\circ\text{C}$	ЕНАМ5 [9]

а) среднеквадратичное отклонение расчётной толщины льда h_i от средней за период измеренной толщины льда $\bar{h}_{\text{изм}}$ —

$$\sigma^* = \sqrt{\sum_l \frac{(h_i - \bar{h}_{\text{изм}})^2}{l}};$$

б) значения среднеквадратичного отклонения h_i от $h_{\text{изм}}$ —

$$\sigma = \sqrt{\sum_l \frac{(h_i - h_{\text{изм}})^2}{l}};$$

в) коэффициент корреляции —

$$K = \sqrt{1 - \left(\frac{\sigma}{\sigma^*} \right)^2};$$

г) оправдываемость прогноза —

$$P = \frac{1}{l} \sum_{i=1}^l p_i \cdot 100\%, \quad (8)$$

где l — число шагов, в которых соответствующая расчётному временному шагу измеренная толщина льда была отлична от нуля.

Если прогноз толщины льда не выходил за пределы некоторой допустимой ошибки ε , он считался оправдавшимся и величина оправдываемости p_i приравнивалась к единице, в противном случае — к нулю. Далее по формуле (8) получена оправдываемость P расчёта толщины льда в целом по сезону. Допустимая ошибка при оценке прогноза толщины льда составляла 30% фактической величины [21].

На рис. 1 приведены значения среднеквадратичных отклонений σ (см. рис. 1, а, в) и оправдываемости P (см. рис. 1, б, г), полученные при расчётах сезонной эволюции толщины льда. Рис. 1, а, б соответствует серии расчётов, в которых ρ_s определялась по алгоритму COSMO ($n_\rho = 1$), а рис. 1, в, г — по алгоритму CLASS ($n_\rho = 2$). Цифры по оси абсцисс отвечают номеру n_k варианта параметризации k_s , а по оси ординат — номеру n_α варианта параметризации α_s . Наиболее успешные варианты расчётов отмечены на рисунке чёрным цветом. Видно, что для серии численных экспериментов $N_{1n_k n_\alpha}$ (см. рис. 1, а, б) величина среднеквадратичного отклонения находится в пределах от 3,1 до 7 см, оправдываемость — от 20,4 до 63,3%, а коэффициенты корреляции — от 0,3 до 0,9. Наиболее успешными выбраны варианты расчётов этой серии (N_{121} , N_{141} , N_{154} и N_{174}), для которых $\sigma < 4$ см, $P > 60$ и $K > 0,7$.

Анализ результатов экспериментов серии $N_{2n_k n_\alpha}$ (см. рис. 1, в, г) показал, что при расчёте ρ_s по алгоритму CLASS и выборе параметризации альбедо снега ЕНАМ5 пять из семи (N_{214} , N_{224} , N_{234} , N_{244} , N_{274}) рассмотренных вариантов опре-

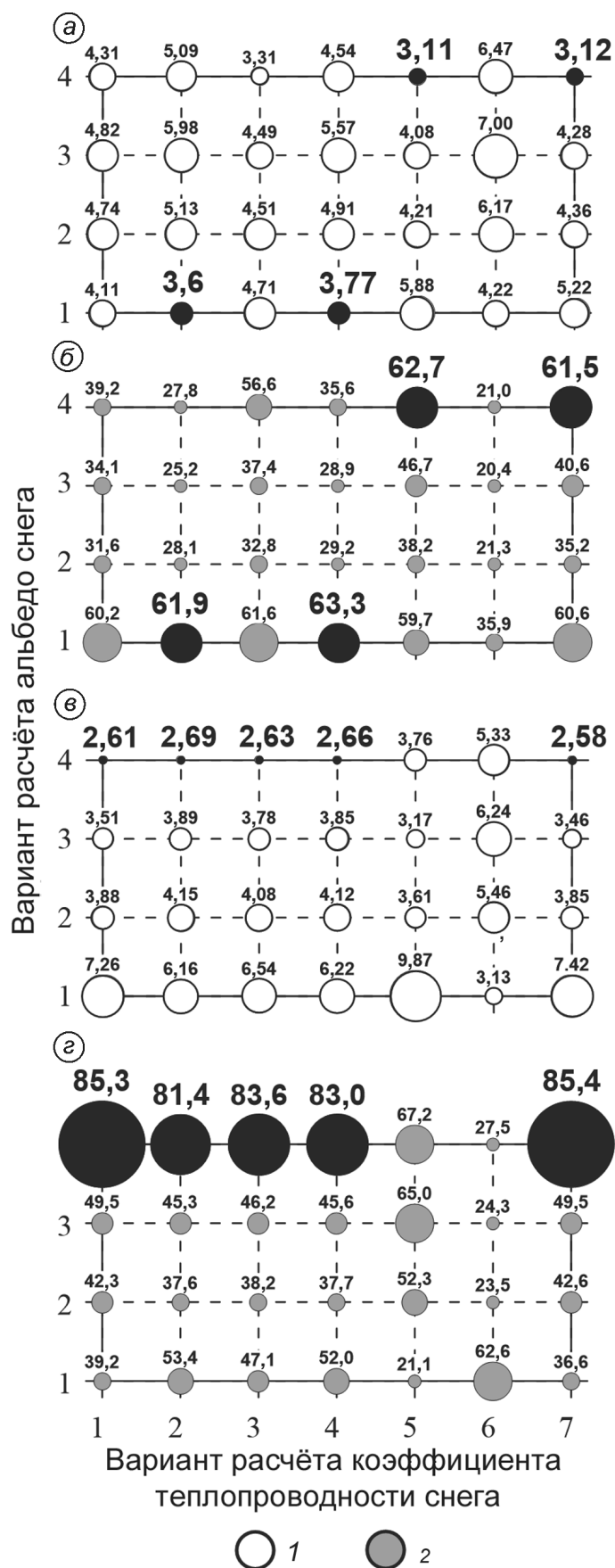


Рис. 1. Среднеквадратичные отклонения σ , см (символы 1, рис. а, б), и оправдываемость P , % (символы 2, рис. в, г), полученные при расчётах сезонной эволюции толщины льда h_i в северо-восточной части Таганрогского залива в период с января по апрель 2011 г.

Рис. а, б соответствуют серии расчётов h_i в случае определения плотности снега по алгоритму COSMO, рис. в, г – по алгоритму CLASS. По осям абсцисс отложены номера параметризации теплопроводности, по осям ординат – альбедо снега (см. табл. 2, 3). Наиболее удачные варианты расчётов отмечены на рисунке чёрным цветом

Fig. 1. The root-mean-square deviations σ (symbols 1, Fig. а, б) and the probability P , % (symbols 2, Fig. в, г) obtained in calculating of seasonal evolution of the ice thickness h_i in the northeastern part of Taganrog Bay in the period from January to April 2011.

The Fig. а, б correspond to the calculation series h_i in the case of determination of snow density by COSMO algorithm, the Fig. в, г – by the CLASS algorithm. The abscissas are the numbers of the parameterization of heat conduction, the ordinates are the snow albedo (see table 2, 3). The most successful variants of calculations are marked in the figure with black color

деления k_s дают удовлетворительную ($P > 80\%$) степень оправдываемости в предсказании h_i ; коэффициенты корреляции составляют порядка 0,94, а среднеквадратичные отклонения σ не превышают 3 см.

На рис. 2 приведены данные натурных измерений толщины льда в Кагальнике зимой 2010/11 г. [11], обозначенные серыми кружками, а также соответствующие рассматриваемому периоду результаты моделирования термодинамической эволюции толщины льда (сплошные линии) и снега (пунктирные линии). Толщина снежного покрова рассчитывалась исходя из прогноза величины осадков, условий их фазового перехода в твёрдую фракцию, а также изменений физических свойств выпавшего снега, обусловленных атмосферным форсингом. В процессе расчётов принималось, что при температуре воздуха ниже $-1,5^\circ\text{C}$ все осадки находятся в твёрдой фазе, при температуре воздуха выше 3°C – только в жидкой, а в интервале температур воздуха $-0,5 \leq T_a \leq +0,5^\circ\text{C}$ содержание снега в осадках менялось по линейному закону соответственно от 90 до 10% общего количества.

На рис. 2, а приведены расчётные величины толщины льда и снежного покрова для серии экспериментов $N_{1n_k n_a}$, а на рис. 2, б – для серии $N_{2n_k n_a}$. Чёрные линии на рис. 2 отвечают варианту расчёта h_i без учёта осадков, а цветные

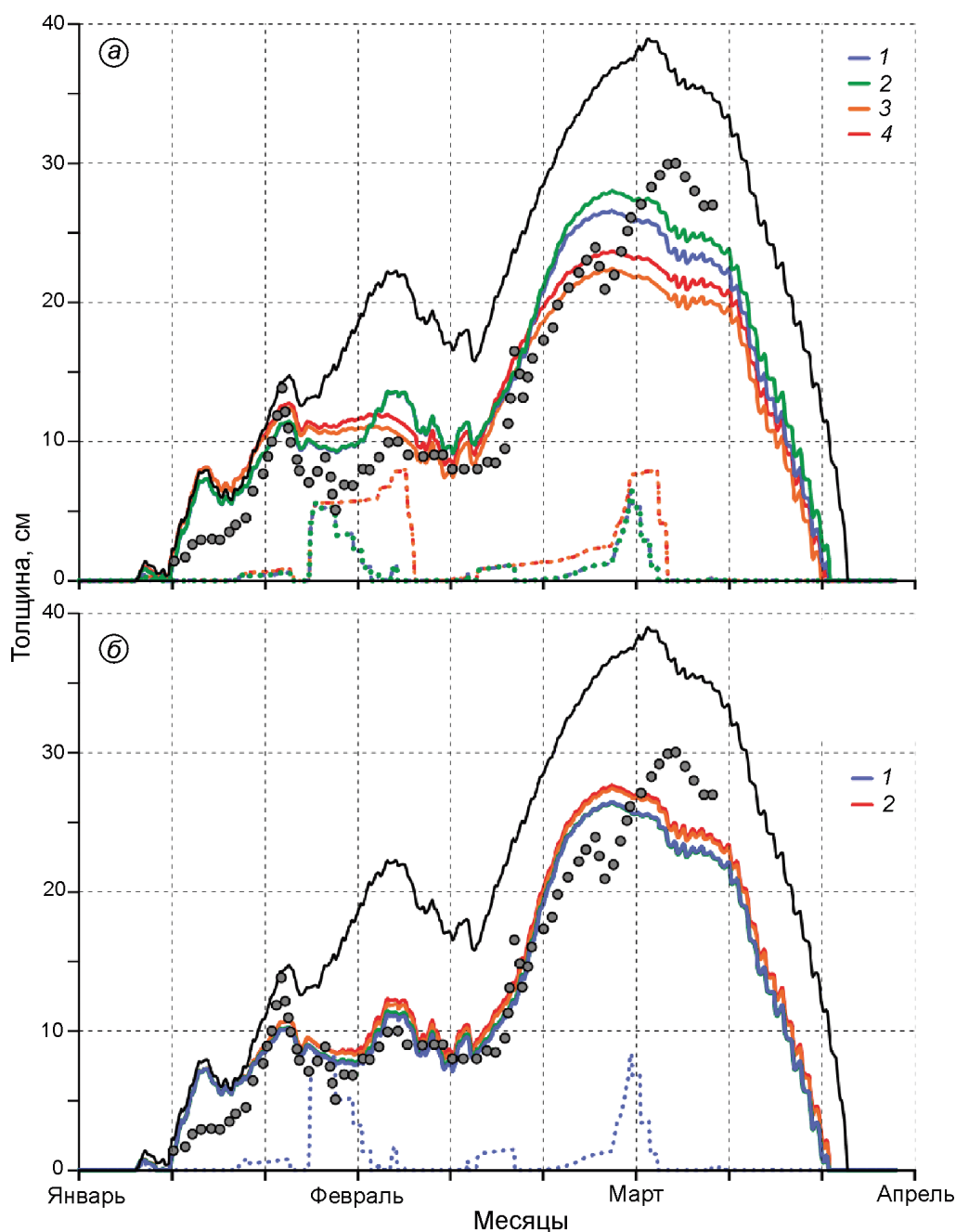


Рис. 2. Результаты численных экспериментов по моделированию сезонной эволюции толщины льда h_i в северо-восточной части Таганрогского залива в период с января по апрель 2011 г.

Серыми кружками обозначены данные натурных измерений толщины льда в Кагальнике зимой 2010/11 г. Чёрные линии отвечают варианту расчёта h_i без учёта осадков. Сплошные цветные линии иллюстрируют расчётные значения толщины льда, а штриховые — толщины снега. Номер варианта расчёта обозначен $N_{n_p n_k n_\alpha}$, где индексы n_p , n_k и n_α соответствуют номеру параметризации плотности, теплопроводности и альбедо снега (см. табл. 1–3). Линии 1–4 на рис. а отвечают вариантам расчётов N_{154} , N_{174} , N_{141} , N_{121} , а на рис. б — N_{274} , N_{234} .

Fig. 2. The results of numerical experiments on modeling of seasonal evolution of ice thickness h_i in the northeastern part of Taganrog Bay in the period from January to April 2011.

The grey circles are natural measurements of ice thickness in Kagalnik in the winter of 2010/11. The black lines correspond to h_i calculation without precipitation. Solid color lines illustrate the calculation values of the ice thickness, and the dashed lines show the snow height. The number of the calculation variant is indicated by $N_{n_p n_k n_\alpha}$, where indexes n_p , n_k , n_α are correspond to the number of density parameterization, heat conduction and snow albedo (see table 1–3). Lines 1–4 in Fig. a are the variants of calculations of N_{154} , N_{174} , N_{141} , N_{121} , and in Fig. б — N_{274} , N_{234} .

линии соответствуют наиболее удачным из двух серий экспериментов вариантам n_k и n_α . Видно, что прогноз, сделанный без учёта снега, даёт большие по сравнению с измеренными значения толщины льда. Расчётная максимальная амплитуда сезонного хода толщины льда отличалась от наблюдаемой на 10–12 см, а продолжительность ледового сезона [11, 22] была завышена на трое суток. Результаты серии экспериментов $N_{ln_k n_\alpha}$ имеют заметный разброс в расчётных величинах h_i , полученных при различных вариантах n_k и n_α . При этом значения P и σ в данной серии не соответствуют критериям удовлетворительного прогноза.

Некоторые из наиболее удачных вариантов расчётов h_i (N_{274} , N_{234}), для которых величина оправдаемости выше 80%, проведены при выборе схемы параметризации альbedo снега ЕНАМ5 (линии 1, 2 на рис. 2, б). Что касается выбора параметризации k_s , то при $n_p = 2$ и $n_\alpha = 4$ результаты расчётов для всех рассмотренных n_k (кроме $n_k = 5 \div 6$) близки между собой, однако наиболее удачное воспроизведение изменения толщины льда получено при определении k_s по формуле Н.И. Осокина [5], представляющей собой результат аппроксимации 20 известных эмпирических зависимостей, и формуле М. Янсона. Видно, что максимальная расчётная толщина льда несколько ниже измеренной, что, по-видимому, связано с заметным прогностическим снегонакоплением в последней декаде февраля. Ошибка в расчётах толщины льда может быть связана с неточностями моделируемой толщины и плотности снега. Однако отметим, что удовлетворительно воспроизведены продолжительность ледового сезона, составляющая около 70 суток [11], и время полного очищения ото льда, приходящееся как по результатам расчётов, так и по данным наблюдений [22], на 22–23 марта 2011 г.

Заключение

Исследования показали, что небольшие различия в схемах параметризации физических и теплофизических свойств снежно-ледяного покрова могут приводить к широкому разбросу в результатах моделирования, а взаимодействие между морским снежно-ледяным покровом и атмосферой носит выраженный региональный характер. В результате высокой временной и пространственной изменчивости ледяного покрова Азовского моря при изучении процессов теплопереноса в системе снег–лёд необходим тщательный выбор параметризации физических и теплофизических свойств слоя снега. Сравнение результатов моделирования при различных вариантах определения плотности, теплопроводности и альbedo снега позволило найти схемы их параметризации, позволяющие адекватно воспроизвести сезонную термическую динамику толщины морского льда. В частности, для северо-восточной части Таганрогского залива в условиях зимы 2010/11 г. наиболее близкие к измеренным значения толщины льда получены при определении зависимости плотности свежеснежного слоя от температуры в приповерхностном слое атмосферы по алгоритму CLASS, альbedo снежной поверхности – по схеме ЕНАМ5 и коэффициента теплопроводности снега – по формулам Н.И. Осокина или М. Янсона.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2018-0003.

Acknowledgments. The present study is carried out within the framework of the State Order № 0827-2018-0003.

Литература

1. 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. V. 43. № 3. P. 207–222.
2. Электронный ресурс: <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmoPhysParamtr.pdf>. Doms G., Föerstner J., Heise E., Herzog H.-J., Mironov D., Raschen-

References

1. 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, 43 (3): 207–222.
2. Doms G., Föerstner J., Heise E., Herzog H.-J., Mironov D., Raschendorfer M., Reinhardt T., Ritter B., Schrodin R., Schulz J.-P., Vogel G. A description of the Nonhydrostatic Regional COSMO Model. Part 2: Physical parameterization. 2011: 154 p. <http://www.cosmo-model.org>.

- dorfer M., Reinhardt T., Ritter B., Schrodin R., Schulz J.-P., Vogel G.* A description of the Nonhydrostatic Regional COSMO Model. Part 2: Physical parameterization. 2011. 154 p.
3. *Semmler T., Cheng B., Yang Y., Rontu L.* Snow and ice on Bear Lake (Alaska) – sensitivity experiments with two lake ice models // *Tellus A.* 2012, 64. P. 1–14. doi: 10.3402/tellusa.v64i0.17339.
4. *Назинцев Ю.Л., Панов В.В.* Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 83 с.
5. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // *Криосфера Земли.* 2017. Т. XXI. № 3. С. 60–68.
6. *Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow // *Journ. of Glaciology.* 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.
7. Электронный ресурс: <http://www.cesm.ucar.edu/models/ice-csim4>. *Briegleb B.P., Bitz C.M., Hunke T.C., Limpscomb W.H., Schramm J.L.* Description of the Community Climate system model version 2: Sea ice model. 2002. National Center for Atmospheric Research.
8. *Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Claussen M., Dümenil L., Esch M., Giorgetta M., Schlese U., Schulzweida U.* The atmospheric general circulation model ECHAM-4: model description and simulation of present-day climate // *Max-Planck Institute for Meteorology Report.* № 218. Hamburg, Germany, 1996. 90 p.
9. *Roeckner E., Bäuml G., Bonaventura L., Brokopf R., Esch M., Giorgetta M., Hagemann S., Kirchner I., Kornbluh L., Manzini E., Rhodin A., Schlese U., Schulzweida U., Tompkins A.* The atmospheric general circulation model ECHAM-5: model description // *Max-Planck Institute for Meteorology Report.* № 349. Hamburg, Germany, 2003. 140 p.
10. *Рубинштейн К.Г., Громов С.С., Золоева М.В.* Динамическая классификация снежного покрова // *Вычислительные технологии.* 2006. Т. 11. № S7. С. 31–37.
11. *Матишов Г.Г., Чикин А.Л., Дашкевич Л.В., Кулыгин В.В., Чикина Л.Г.* Ледовый режим Азовского моря и климат в начале XXI века // *ДАН.* 2014. Т. 457. № 5. С. 604–607. doi: 10.7868/S0869565214230200.
12. *Maykut G.A., Untersteiner N.* Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice // *Journ. of Geophys. Research.* 1971, 76, 6 (6): 1550–1575. doi: 10.1029/JC076i006p01550.
13. *Semtner A.J.* A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate // *Journ. of Physical Oceanography.* 1976. V. 6. № 3. P. 379–389.
- org/content/model/documentation/core/cosmoPhys-Paramtr.pdf.
3. *Semmler T., Cheng B., Yang Y., Rontu L.* Snow and ice on Bear Lake (Alaska) – sensitivity experiments with two lake ice models. *Tellus A.* 2012, 64: 1–14. doi: 10.3402/tellusa.v64i0.17339.
4. *Nazintsev Yu.L., Panov V.V.* *Fazovyi sostav i teplofizicheskie kharakteristiki morskogo l'da.* Phase composition and thermophysical characteristics of sea ice. St.-Petersburg: Hydrometeoizdat, 2000: 83 p. [In Russian].
5. *Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A.* Effective thermal conductivity of snow and its variations. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere.* 2017, 21 (3): 60–68. [In Russian].
6. *Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow. *Journ. of Glaciology.* 1997, 43 (143): 26–41.
7. *Briegleb B.P., Bitz C.M., Hunke T.C., Limpscomb W.H., Schramm J.L.* Description of the Community Climate system model version 2: Sea ice model. National Center for Atmospheric Research. 2002. <http://www.cesm.ucar.edu/models/ice-csim4>.
8. *Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Claussen M., Dümenil L., Esch M., Giorgetta M., Schlese U., Schulzweida U.* The atmospheric general circulation model ECHAM-4: model description and simulation of present-day climate. *Max-Planck Institute for Meteorology Report.* Hamburg, Germany. 1996, 218: 90 p.
9. *Roeckner E., Bäuml G., Bonaventura L., Brokopf R., Esch M., Giorgetta M., Hagemann S., Kirchner I., Kornbluh L., Manzini E., Rhodin A., Schlese U., Schulzweida U., Tompkins A.* The atmospheric general circulation model ECHAM-5: model description. *Max-Planck Institute for Meteorology Report.* Hamburg, Germany. 2003, 349: 140 p.
10. *Rubinshteyn K.G., Gromov S.S., Zoloeva M.V.* Dynamic classification of snow cover. *Vychislitel'nye tekhnologii. Computing Technologies.* 2006, 11 (S7): 31–37. [In Russian].
11. *Matishov G.G., Chikin A.L., Dashkevich L.V., Kulygin V.V., Chikina L.G.* The ice regime of the Sea of Azov and climate in the early 21st century. *Doklady Akademii Nauk. Proc. of the Academy of Sciences.* 2014, 457 (5): 604–607. [In Russian]. doi: 10.7868/S0869565214230200.
12. *Maykut G.A., Untersteiner N.* Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice. *Journ. of Geophys. Research.* 1971, 76, 6 (6): 1550–1575. doi: 10.1029/JC076i006p01550.
13. *Semtner A.J.* A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. *Journ. of Physical Oceanography.* 1976, 6 (3): 379–389.
14. *Bukatov A.E., Zavyalov D.D., Solomakha T.A.* Thermal evolution of the sea ice in the Taman Bay and the Dinskoy Gulf. *Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal. Physical Oceanography.* 2017, 5: 21–34. [In Russian].
15. *Lecomte O., Fichefet T., Vancoppenolle M., Nicolaus M.* A new snow thermodynamic scheme for large-scale sea-ice models. *Annals of Glaciology.* 2011, 52 (57): 337–346.

14. Букатов А.Е., Завьялов Д.Д., Соломаха Т.А. Термическая эволюция морского льда в Таманском и Динском заливах // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 5. С. 21–34.
15. Lecomte O., Fichefet T., Vancoppenolle M., Nicolaus M. A new snow thermodynamic scheme for large-scale sea-ice models // Annals of Glaciology. 2011. № 52 (57). P. 337–346.
16. Чижов А.Н. Формирование ледяного покрова и пространственное распределение его толщины. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 126 с.
17. Kallos G., Nickovic S., Papadopoulos A., Jovic D., Kakaliagou O., Misirlis N., Boukas L., Mimikou N., Sakellariadis G., Papageorgiou J., Anadranistakis E., Manousakis M. The regional weather forecasting system SKIRON: An overview. Proc. of the International Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments, 15–17 October 1997, Athens, Greece, P. 109–122.
18. Кузьмин П.П. Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеиздат, 1957. 179 с.
19. Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. Новосибирск: Наука, 1991. 194 с.
20. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2008. 229 с.
21. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Ч. III. Служба морских гидрологических прогнозов. М.: ТРИАДА ЛТД, 2011. 189 с.
22. Электронный ресурс: <http://193.7.160.230/web/esimo/azov/ice>. Единая государственная система информации об обстановке в мировом океане.
16. Chizhov A.N. *Formirovanie ledyanogo pokrova i prostranstvennoe raspredelenie ego tolshchiny*. Formation of the ice cover and the spatial distribution of its thickness. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 126 p. [In Russian].
17. Kallos G., Nickovic S., Papadopoulos A., Jovic D., Kakaliagou O., Misirlis N., Boukas L., Mimikou N., Sakellariadis G., Papageorgiou J., Anadranistakis E., Manousakis M. The regional weather forecasting system SKIRON: An overview, Proceedings of the International Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments, 15–17 October 1997, Athens, Greece: 109–122.
18. Kuz'min P.P. *Fizicheskie svoystva snezhnogo pokrova*. Physical properties of the snow cover. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1957: 179 p. [In Russian].
19. Balobaev V.T. *Geotermiya merzloy zony litosfery severa Azii*. Geothermy of the frozen zone of the lithosphere in the North of Asia. Novosibirsk: Nauka, 1991: 194 p. [In Russian].
20. Pavlov A.V. *Monitoring kriolitozony*. Monitoring of the permafrost zone. Novosibirsk: Academia Publishing House «GEO», 2008: 229 p. [In Russian].
21. *Nastavlenie po sluzhbe prognozov. Razdel 3. Chast' III. Sluzhba morskikh gidrologicheskikh prognozov*. Manual on the forecast service. Section 3. Part III. Marine Hydrological Prognosis Service. Moscow: TRIADA LTD, 2011: 189 p. [In Russian].
22. *Edinaya gosudarstvennaya sistema informatsii ob obstanovke v mirovom okeane*. The unified State System of Information about the Situation in the World Ocean. <http://193.7.160.230/web/esimo/azov/ice>. [In Russian].