


Научная статья

УДК 551.467 (262.54)
EDN: KONRCG

Особенности параметризации турбулентного взаимодействия с подстилающей поверхностью в региональной термодинамической модели морского льда

Д. Д. Завьялов , Т. А. Соломаха

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

Поступила в редакцию 19.01.2023; одобрена после рецензирования 20.04.2023;
принята к публикации 26.04.2023.

Аннотация

Цель. Оценить влияние выбора вида параметризации турбулентного теплообмена на границе океан – атмосфера на основные характеристики ледового режима в вершине Таганрогского залива – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Исследование термической сезонной динамики толщины снежно-ледяного покрова проведено с помощью нестационарной термодинамической модели морского льда. В основе алгоритма определения турбулентных потоков импульса, явного и скрытого тепла в региональной модели морского льда лежит полуэмпирическая теория Монина – Обухова. Численные эксперименты проведены для зимних сезонов 2007/08 и 2017/18 годов, метеорологические условия которых существенно различаются. В расчетах применялись как постоянные коэффициенты сопротивления, тепло- и влагообмена, так и полученные с учетом стратификации приземного слоя атмосферы и шероховатости подстилающей поверхности. При реализации устойчивой стратификации использовались три различных выражения для определения функций устойчивости импульса, тепла и влаги. Численное решение уравнений теории подобия основывается на полуэмпирической зависимости коэффициентов турбулентного обмена от объемного числа Ричардсона, что позволяет избежать итерационного процесса. Проведен анализ результатов моделирования и выявлены особенности применения вида параметризации при численном воспроизведении сезонного хода толщины снежно-ледяного покрова.

Выводы. Показано, что при условии продолжительных холодов и наличии ледяного покрова в течение почти всего сезона выбор какого-либо из рассмотренных видов параметризации турбулентного взаимодействия с подстилающей поверхностью не вносит существенных различий в определение максимальной сезонной толщины льда, а также дат замерзания и очищения. Однако при условиях крайней неустойчивости снежно-ледяного покрова зависимость результатов моделирования от способа определения коэффициентов турбулентного обмена может быть весьма заметной. Наиболее удовлетворительные результаты воспроизведения сезонных изменений толщины ледяного покрова найдены при использовании как постоянных коэффициентов турбулентного обмена $C_H = C_E \approx 1,7 \cdot 10^{-3}$, так и коэффициентов, полученных с учетом стратификации атмосферы при значении геометрической шероховатости льда 8–10 см.

Ключевые слова: теория Монина – Обухова, параметризация, турбулентные потоки, морской лед

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

© Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А., 2023

Для цитирования: Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А. Особенности параметризации турбулентного взаимодействия с подстилающей поверхностью в региональной термодинамической модели морского льда // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 4. С. 421–434. EDN KONRCG.

Original article

Features of Parameterizing Turbulent Interaction with Underlying Surface in the Regional Thermodynamic Model of Sea Ice

D. D. Zavyalov ✉, T. A. Solomakha

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ zavyalov.dd@mhi-ras.ru

Abstract

Purpose. The study is aimed at assessing the impact of choice of parameterizing the turbulent heat transfer at the ocean – atmosphere boundary upon the basic characteristics of ice regime in the Taganrog Bay apex.

Methods and Results. Thermal seasonal dynamics of the snow-ice cover thickness was studied using the non-stationary thermodynamic model of sea ice. The algorithm for defining the turbulent fluxes of momentum, sensible and latent heat in the sea ice regional model is based on the Monin – Obukhov similarity theory. The numerical experiments were performed for the winter seasons of 2007–2008 and 2017–2018, the meteorological conditions of which differed significantly. The transfer coefficients were determined both as the constant values, and as those depending on the atmosphere stratification and the aerodynamic roughness of underlying surface. Implementing stable stratification implied application of three different expressions for determining the stability functions. To avoid the iteration process required for numerical solving the equations of the Monin – Obukhov similarity theory, the transfer coefficient parameterizations based on the approach relating these coefficients to the bulk Richardson number, were used in the model. Having been analyzed, the results of simulating the evolution of seasonal snow-ice thickness permitted to reveal the features in applying the parameterization of turbulent fluxes.

Conclusions. It is shown that the type of parameterizing the turbulent fluxes for the winters characterized by stable frosty weather and ice cover, does not impact significantly the basic elements of ice regime in the Taganrog Bay apex. However, in case the snow-ice cover is highly unstable during a season, the simulation results significantly depend on the method of determining the turbulent transfer coefficients. The best results in reconstructing the seasonal changes in ice cover thickness were obtained when using both the constant coefficients of turbulent transfer $C_H = C_E$ equal to $\approx 1.7 \cdot 10^{-3}$ and those depending on the atmosphere stratification at the ice geometric roughness equal to 8–10 cm.

Keywords: Monin – Obukhov theory, parameterization, turbulent fluxes, sea ice

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

For citation: Zavyalov, D.D. and Solomakha, T.A., 2023. Features of Parameterizing Turbulent Interaction with Underlying Surface in the Regional Thermodynamic Model of Sea Ice. *Physical Oceanography*, 30(4), pp. 385-397.

Введение

Вертикальные турбулентные потоки явного, скрытого тепла и импульса являются ключевыми количественными характеристиками теплового и динамического взаимодействия в системе океан – атмосфера. Перенос тепла и влаги на границе раздела оказывает существенное влияние на разномасштабные процессы и явления в системе взаимодействующих сред. Длительность ледостава,

скорость образования и таяния снежно-ледяного покрова в значительной степени зависят от турбулентного обмена теплом и влагой на границе геосред. Трудность в определении турбулентных потоков над снежно-ледяной поверхностью обусловлена сложностью проведения натуральных экспериментов и отсутствием удовлетворительной информации о термическом состоянии атмосферы и морского льда.

В термодинамических моделях морского снежно-ледяного покрова значения турбулентных потоков определяют с помощью алгоритма, в основе которого лежит полуэмпирическая теория Монины – Обухова [1]. Интегральные (балковые) формулы связывают потоки импульса, тепла и влаги с измеряемыми метеорологическими параметрами приводного слоя воздуха. Коэффициенты тепло- и влагообмена в формулах могут быть фиксированными величинами или переменными. Параметризации турбулентного взаимодействия различаются способом определения параметров шероховатости морского льда и функций устойчивости, описывающих влияние стратификации приземного слоя атмосферы. Температура на верхней границе снежно-ледяного покрова, не являясь входящим параметром термодинамической модели, находится с помощью итерационного процесса из уравнения теплового баланса на поверхности. Следовательно, погрешности при модельных расчетах возникают уже на этапе решения уравнений теплопроводности для снега и льда и при нахождении значений поверхностной температуры и приземных потоков тепла и влаги.

Достаточно тонкий неустойчивый снежно-ледяной покров сезонно замерзающих морей европейской территории России характеризуется высокой пространственно-временной изменчивостью. В зимний период на акватории возможны как постоянный ледовый покров, так и неоднократное появление и исчезновение льда с чередованием процессов таяния и замерзания. Например, крайняя неустойчивость снежно-ледяного покрова Азовского моря в основном обусловлена контрастной погодой в зимний период.

В настоящей работе предпринята попытка оценить влияние выбора алгоритма вычисления турбулентных потоков явного и скрытого тепла на основные характеристики ледового режима Азовского моря в региональной термодинамической модели морского льда [2, 3]. Численные эксперименты по воспроизведению термической динамики снежно-ледяного покрова в вершине Таганрогского залива проведены для зимних сезонов 2007/08 и 2017/18 гг., метеорологические условия которых существенно различаются.

Параметризация турбулентных потоков импульса, тепла и влаги

Турбулентные потоки импульса τ , явного H и скрытого LE тепла на подстилающей поверхности определяются с помощью уравнений аэродинамического метода:

$$\tau = \rho C_D U_z^2,$$

$$H = \rho c_p C_H U_z (\theta_{\text{surf}} - \theta_z),$$

$$LE = \rho L_v C_E U_z (q_{\text{surf}} - q_z),$$

где U – скорость ветра; θ, q – потенциальная температура и удельная влажность воздуха на заданной высоте (индекс z) и подстилающей поверхности (индекс surf); c_p, ρ, L_v – теплоемкость при постоянном давлении, плотность и скрытая теплота парообразования воздуха; C_D, C_H, C_E – коэффициенты сопротивления, тепло- и влагообмена соответственно. Указанные коэффициенты сопротивления связаны с интегральными коэффициентами переноса импульса, тепла и влаги C_m, C_h, C_q соотношениями $C_D = C_m^2, C_H = C_m C_h, C_E = C_m C_q$. Значения $C_i (i = m, h, q)$ в соответствии с теорией подобия Монины – Обухова определяются соотношениями

$$C_i = \frac{\kappa}{\alpha_i - \Psi_i(\zeta) + \Psi_i(\zeta_i)}$$

Здесь κ – постоянная Кармана; $\alpha_i = \ln \frac{z}{z_{0i}}$; параметр устойчивости $\zeta = \frac{z}{L}$,

$\zeta_i = \frac{z_{0i}}{L}$ (L – масштаб длины Монины – Обухова); z_{0m}, z_{0h}, z_{0q} – параметры шероховатости для ветра, потенциальной температуры и влажности воздуха соответственно; Ψ_i – интегральные универсальные функции. Динамическую шероховатость z_{0m} подстилающей поверхности определяем, используя полуэмпирические выражения для коэффициента сопротивления в случае нейтральной стратификации ($C_D = C_{DN}$) при отсутствии льда и при его наличии, функциями скорости ветра $C_{DN} = (0,61 + 0,063U_z) \cdot 10^{-3}$ [4] и геометрической шероховатости снежно-ледяной поверхности ξ (см) $C_{DN} = (1,10 + 0,072\xi) \cdot 10^{-3}$ [5]. Параметры z_{0h} и z_{0q} для морской воды рассчитывались согласно выражениям [6]:

$$\frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z_{0m}}{z_{0h}} \right) = \begin{cases} -2, & \text{Re} < 0,1, \\ 4 \text{Re}^{1/2} - 3,2, & \text{Re} \geq 0,1, \end{cases} \quad z_{0h} = z_{0q},$$

для снежно-ледяной поверхности – согласно [7]:

$$\ln \left(\frac{z_{0m}}{z_{0h}} \right) = \begin{cases} -1,25, & \text{Re} \leq 0,135, \\ -0,149 + 0,55(\ln \text{Re}), & 0,135 < \text{Re} < 2,5, \\ -0,317 + 0,565(\ln \text{Re}) + 0,183(\ln \text{Re})^2, & \text{Re} \geq 2,5, \end{cases}$$

$$\ln \left(\frac{z_{0m}}{z_{0q}} \right) = \begin{cases} -1,61, & \text{Re} \leq 0,135, \\ -0,351 + 0,628(\ln \text{Re}), & 0,135 < \text{Re} < 2,5, \\ -0,396 + 0,512(\ln \text{Re}) + 0,18(\ln \text{Re})^2, & \text{Re} \geq 2,5. \end{cases}$$

В приведенных формулах $\text{Re} = \frac{z_{0m} C_{DN}^{1/2} U_z}{\gamma}$ – число Рейнольдса; $\gamma = (0,9065(T_z) - 112,7) \cdot 10^{-7}$ – кинематическая вязкость воздуха. Аргументом функций Ψ_i является параметр устойчивости ζ , зависящий от масштаба Монины – Обухова, который в свою очередь является функцией потоков

импульса и тепла. Предложенные в работах [8, 9] зависимости между параметром устойчивости ζ и числом Ричардсона $Ri = \frac{2zg(\theta_z - \theta_{surf})}{(\theta_z + \theta_{surf})U_z^2}$ позволяют избежать итерационного решения уравнений теории подобия. Так, согласно [9], выражения $\zeta(Ri)$ для разных типов атмосферной стратификации имеют следующий вид:

– для неустойчивой ($Ri < 0$, тип I) стратификации

$$\begin{aligned}\zeta &= ARi^2 + BRi, \quad A = a_{11}\alpha_m, \\ B &= (b_{11}\beta + b_{12})\alpha_m^2 + (b_{21}\beta + b_{22})\alpha_m + (b_{31}\beta^2 + b_{32}\beta + b_{33}), \\ a_{11} &= 0,0450, \quad b_{11} = 0,0030, \quad b_{12} = 0,0059, \quad b_{21} = -0,0828, \quad b_{22} = 0,8845, \\ b_{31} &= 0,1739, \quad b_{32} = -0,9213, \quad b_{33} = -0,1057;\end{aligned}$$

– для близкой к нейтральной ($0 \leq Ri < 0,08$, тип II) и слабоустойчивой ($0,08 \leq Ri < 0,2$, тип III) стратификации

$$\begin{aligned}\zeta &= ARi^2 + BRi, \quad A = (a_{11}\beta + a_{12})\alpha_m + (a_{21}\beta + a_{22}), \\ B &= (b_{11}\beta + b_{12})\alpha_m + (b_{21}\beta + b_{22}), \\ a_{11} &= 0,5738, \quad a_{12} = -0,4399, \quad a_{21} = -4,901, \quad a_{22} = 52,50, \\ b_{11} &= -0,0539, \quad b_{12} = 1,540, \quad b_{21} = -0,6690, \quad b_{22} = -3,283;\end{aligned}$$

– для устойчивой ($Ri \geq 0,2$, тип IV) стратификации

$$\begin{aligned}\zeta &= ARi + B, \quad A = a_{11}\alpha_m + a_{21}, \quad B = b_{11}\alpha_m + b_{21}\beta + b_{22}, \\ a_{11} &= 0,7529, \quad a_{21} = 14,94, \quad b_{11} = 0,1569, \quad b_{21} = -0,3091, \quad b_{22} = -1,303.\end{aligned}$$

Здесь $\alpha_m = \ln \frac{z}{z_{0m}}$, $\beta = \ln \frac{z_{0m}}{z_{0h}}$.

Результаты численного моделирования

Численные эксперименты по воспроизведению сезонной термической динамики снежно-ледяного покрова в вершине Таганрогского залива для зимних сезонов 2007/08 и 2017/18 гг. проведены с помощью локально-одномерной термодинамической модели морского льда с учетом накопления и таяния снега на его верхней границе. Вертикальные профили температуры в слоях снега и льда находятся с помощью решения нестационарных уравнений теплопроводности с радиационным источником. Уравнения балансов потоков тепла и массы являются граничными условиями на верхней и нижней поверхности снежно-ледяного покрова. На верхней границе поток тепла состоит из турбулентных потоков явного и скрытого тепла, длинноволнового и коротковолнового радиационного балансов поверхности и потоков тепла, связанных с процессами охлаждения и последующей возможной кристаллизацией жидких осадков. Ослабление интенсивности солнечной радиации в слое льда описывается двухслойной схемой, в толще снега – законом Бугера – Ламберта. Длинноволновый

радиационный баланс определяется с учетом балла общей облачности. На границе снег – лед выполняются условия непрерывности тепла и температуры. При отсутствии льда изменение температуры морской воды определяется балансом тепловых потоков на морской поверхности. Схема описания динамики слоя снега включает в себя учет фазового характера осадков, изменение плотности свежевыпавшего снега в зависимости от температуры воздуха и скорости ветра, изменение теплопроводности и альбедо снега, превращение снега в лед. Теплоемкость, теплопроводность, скрытая теплота плавления снега и льда определяются с помощью эмпирических зависимостей этих величин от температуры и солёности. Математическая формулировка задачи, методы вычислений и численная схема ее решения, вид полуэмпирических зависимостей, значения параметров и коэффициентов, используемых в расчетах термической динамики снежно-ледяного покрова, приведены в [2, 3].

В качестве внешнего форсинга применялись данные восьмисрочных наблюдений основных метеорологических параметров (приземная температура, атмосферное давление, влажность, общая облачность, скорость ветра и суммарное количество осадков) ВНИИГМИ-МЦД¹ на метеостанции Таганрог. Сравнение результатов моделирования термической эволюции снежно-ледяного покрова с использованием различных параметризаций процессов турбулентного тепло- и влагообмена выполнено для зим с существенно отличающимися метеорологическими условиями.

Так, зиму 2007/08 г. можно отнести к относительно суровой и одной из наиболее ледовитых за последние годы наблюдений. Температура воздуха опускалась до -19°C , сумма среднесуточных отрицательных температур составляла -311°C . Вследствие продолжительного нахождения восточной части Таганрогского залива под воздействием Сибирского антициклона толщина льда здесь значительно превысила норму, а длительность ледового периода была более 70 дней. Кроме того, эту зиму можно считать засушливой и малоснежной. Суммарная величина атмосферных осадков, выпавших с октября 2007 г. по апрель 2008 г., была в два раза меньше нормы и составила всего 170 мм.

Зима 2017/18 г. в соответствии с принятой типизацией может быть отнесена к теплой и влажной. Сумма среднесуточных отрицательных температур составляла -162°C , суммарная за сезон величина атмосферных осадков – 339 мм. Декабрь 2017 г. был очень теплым, похолодание наступило лишь в середине января 2018 г. Однако установившийся ледовый покров во второй декаде февраля был разрушен, а морозная погода в конце февраля – начале марта способствовала его повторному появлению.

Проведены две серии расчетов. В первой серии в вычислениях применялись постоянные коэффициенты сопротивления при оценке турбулентных потоков явного и скрытого тепла ($C_H = C_E = 1,2 \cdot 10^{-3} - 2 \cdot 10^{-3}$), во второй – коэффициенты обмена, полученные с учетом типа стратификации в приземном

¹ Описание массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России [Электронный ресурс] : база данных / О. Н. Булыгина, В. М. Веселов, В. Н. Разуваев, Т. М. Александрова ; ВНИИГМИ-МЦД. Электрон. дан. Москва, 2014. № гос. регистрации 2014620549.

слое атмосферы и шероховатости подстилающей поверхности. Для условий неустойчивой стратификации использовались функции устойчивости, предложенные *Högström* [10]. Для устойчивой атмосферы были рассмотрены три варианта расчета турбулентных потоков с применением функций устойчивости *Beljaars – Holtslag* (далее *BH*) [11], *Cheng – Brutsaert* (далее *CB*) [12] и *SHEBA* [13]. При выборе значения коэффициента шероховатости предполагалась его зависимость только от формы подстилающей поверхности (геометрическая шероховатость морского льда ξ). В расчетах ξ изменялась в диапазоне 1–10 см.

Т а б л и ц а 1
T a b l e 1

Доля случаев реализации типов стратификации атмосферы и средние значения коэффициентов C_H и C_E для представленных вариантов расчетов
Proportion of the cases of implementing the types of atmosphere stratification, and average values of the C_H and C_E coefficients for the presented calculation variants

Расчет / Calculation	Условия расчета / Conditions of calculation		$C_H \cdot 10^3$	$C_E \cdot 10^3$	Доля случаев реализации типов стратификации, % / Proportion of the cases of implementing the stratification types			
					I	II	III	IV
2007/08								
Первая серия / The first series	$C_H = C_E = \text{const}$		1,2		47	41	7	5
			2,0		46	43	6	5
Вторая серия / The second series	$\xi, \text{cm} / \xi, \text{cm}$	1	1,51	1,56	46	40	8	6
		5	1,79	1,83	42	46	7	5
		10	2,03	2,07	42	46	7	5
2017/18								
Первая серия / The first series	$C_H = C_E = \text{const}$		1,2		48	45	6	1
			2,0		48	46	5	1
Вторая серия / The second series	$\xi, \text{cm} / \xi, \text{cm}$	1	1,56	1,60	45	49	5	1
		5	1,85	1,87	45	49	5	1
		10	2,07	2,11	45	49	5	1

П р и м е ч а н и е. Обозначения: тип I – неустойчивая стратификация ($Ri < 0$); тип II – близкая к нейтральной ($0 \leq Ri < 0,08$); тип III – слабоустойчивая ($0,08 \leq Ri < 0,2$); тип IV – устойчивая ($Ri \geq 0,2$).

N o t e. Designations: type I – unstable stratification ($Ri < 0$); type II – close to neutral one ($0 \leq Ri < 0,08$); type III – weakly stable one ($0,08 \leq Ri < 0,2$) and type IV – strongeiy stable one ($Ri \geq 0,2$).

В табл. 1 показано число случаев реализации (в %) неустойчивой (тип I), близкой к нейтральной (тип II), слабоустойчивой (тип III) и устойчивой (тип IV) стратификации атмосферы, а также средние значения коэффициентов C_H и C_E для представленных вариантов расчетов. Видно, что, несмотря на различия в метеорологических условиях, соотношения типов стратификации для зим 2007/08 и 2017/18 гг. сходны между собой. Согласно расчетам, как для холодного, так и для теплого зимних сезонов в более чем 85% случаев реализуется неустойчивый или близкий к нейтральному тип стратификации.

Значительно реже возникают условия для формирования устойчивой (типы III, IV) стратификации. Доля таких случаев (от общего числа расчетного временного ряда) составляет ~ 13% для сезона 2007/08 г. и ~ 6% – для сезона 2017/18 г. Отметим, что теплой зимой 2017/18 г. устойчивая стратификация отмечалась в основном в период интенсивного таяния, а зимой 2007/08 г. число таких реализаций было примерно поровну распределено между периодами таяния и выхолаживания снежно-ледяной поверхности.

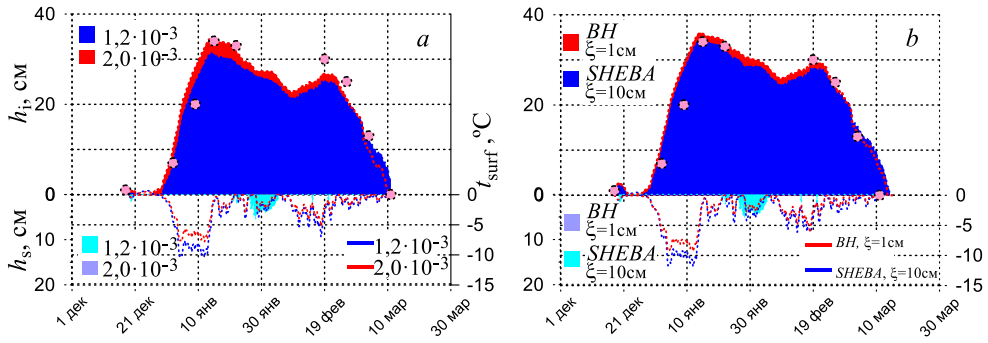
На рис. 1 и 2 для зим 2007/08 и 2017/18 гг. показан сезонный ход толщины льда h_i , высоты снега h_s и температуры поверхности t_{surf} снежно-ледяного покрова. Рис. 1, *a* иллюстрирует результаты расчетов первой серии экспериментов (постоянные коэффициенты), рис. 1, *b* – второй серии (переменные коэффициенты), полученные с учетом стратификации атмосферы и геометрической шероховатости морского льда. На рисунках для каждой из серий представлены случаи, соответствующие вариантам расчетов, при которых для данного сезона реализуется наибольшее и наименьшее развитие снежно-ледяного покрова. Закрашенными кружками показана толщина морского льда, снятая с карт ЕСИМО². В табл. 2 для рассмотренных вариантов расчетов приведены

средняя ошибка прогноза $ME = \frac{\sum (h_{изм} - h_i)}{l}$ и среднеквадратическое отклонение h_i от $h_{изм}$

$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (h_{изм} - h_i)^2}{l}}$, где l – длина временного ряда.

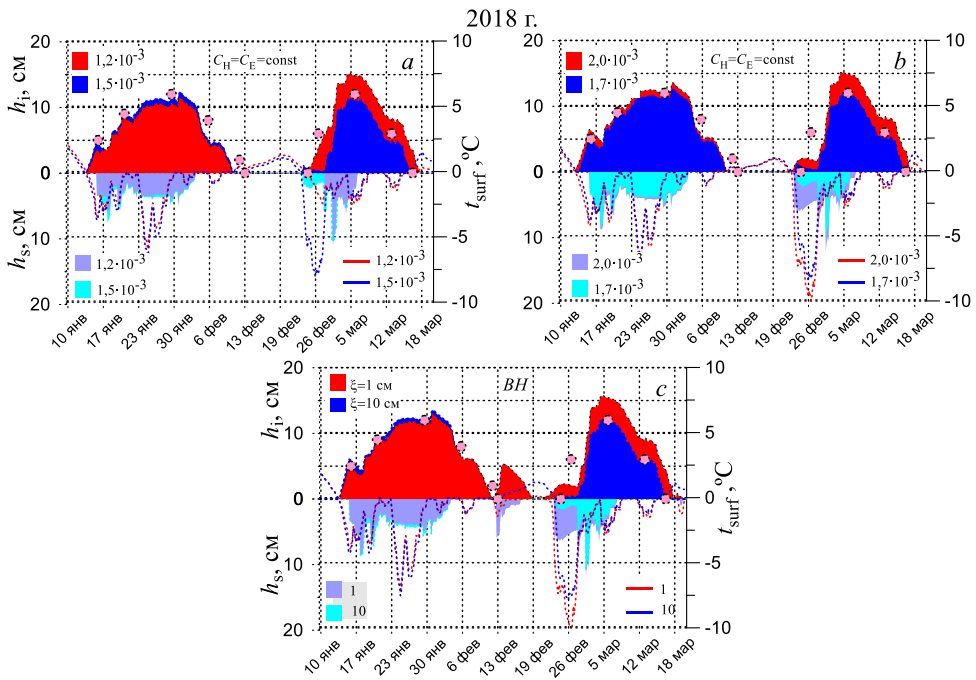
Видно, что для условий зимы 2007/08 г., когда образовавшийся в результате продолжительных холодов ледяной покров держался в течение почти всего сезона, а снежный покров был незначительным и кратковременным, результаты расчетов близки между собой как внутри серий, так и между ними. Так, в период максимального развития ледяного покрова разница в толщине льда внутри первой и второй серий экспериментов составляла ~10 и 5% соответственно. Отметим, что наиболее близкими к натурным данным толщины льда были результаты расчетов второй серии при $5\text{ см} \leq \xi \leq 8\text{ см}$. Несколько большие отличия проявились в расчетной температуре поверхности, для обеих серий они достигали в период интенсивного льдообразования 20–25%.

² Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО): [сайт]. 2023. URL: <http://193.7.160.230/web/esimo/azov/ice/> (дата обращения: 06.07.2023).



Р и с. 1. Результаты моделирования термической эволюции снежно-ледяного покрова зимой 2007/08 гг. с использованием различных параметризаций процессов турбулентного тепло- и влагообмена. Закрашенные области выше и ниже нулевой отметки иллюстрируют сезонный ход толщины льда h_i и высоты снега h_s соответственно, сплошными линиями показана среднесуточная температура поверхности t_{surf} снежно-ледяного покрова

Fig. 1. Results of modeling thermal evolution of snow-ice cover in winter, 2007–2008 using different parameterizations of the processes of turbulent heat and moisture transfer. Shaded areas above and below the zero mark illustrate seasonal variation of ice thickness h_i and snow depth h_s , respectively; solid lines show the diurnal average surface temperature t_{surf} of snow-ice cover



Р и с. 2. Результаты моделирования термической эволюции снежно-ледяного покрова в зимний сезон 2017/18 гг. с использованием постоянных коэффициентов турбулентного обмена (a, b) и функций устойчивости BH (c) при ξ , принимающей значения 1 и 10 см. Обозначения см. на рис. 1

Fig. 2. Results of modeling thermal evolution of snow-ice cover in winter, 2017–2018 using constant coefficients of turbulent exchange (a, b) and stability functions BH (c) at ξ taking on the values 1 and 10 cm. See designations in Fig. 1

Т а б л и ц а 2
T a b l e 2

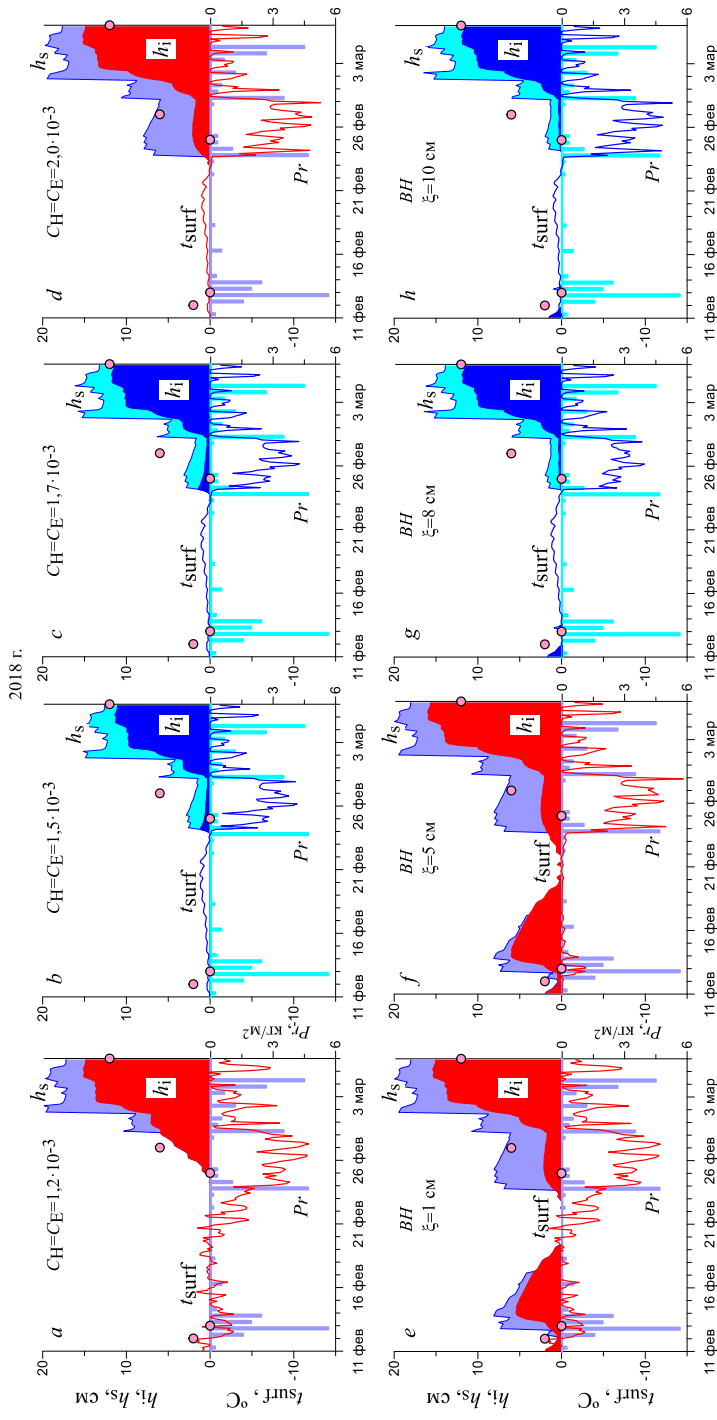
Количественные оценки качества прогноза сезонного хода толщины льда при использовании различных параметризаций процессов тепло- и влагообмена
Quantitatively estimated quality of forecasting seasonal variation of ice thickness using different parameterizations of heat and moisture transfer processes

Расчет / Calculation	Условия расчета / Conditions of calculation	Ошибки прогноза, см / Forecast errors, cm		
		<i>ME</i>	<i>RMSE</i>	
<i>2007/08</i>				
Первая серия / The first series	$C_H = C_E = \text{const}$	$1,2 \cdot 10^3$	1,3	2,9
		$1,5 \cdot 10^3$	0,5	2,6
		$1,7 \cdot 10^3$	0,1	2,7
		$2,0 \cdot 10^3$	-0,3	3,2
Вторая серия * / The second series/ГТ	$\xi, \text{cm} / \xi, \text{cm}$	1	-1,8	3,2
		10	-2,1	3,5
<i>2017/18</i>				
Первая серия / The first series	$C_H = C_E = \text{const}$	$1,2 \cdot 10^3$	-0,9	2,7
		$1,5 \cdot 10^3$	0,3	2,1
		$1,7 \cdot 10^3$	0,1	2,1
		$2,0 \cdot 10^3$	-1,3	2,9
Вторая серия * / The second series	$\xi, \text{cm} / \xi, \text{cm}$	1	-2,5	3,7
		10	-0,1	2,1

* Во второй серии для $\xi = 1$ см использовались функции устойчивости *BH*, для $\xi = 10$ см – *SHEBA*.

* In the second series, for $\xi = 1$ cm and $\xi = 10$ cm, the stability functions *BH* and *SHEBA* were applied, respectively.

Зима 2007/08 г. была относительно суровой и ледовитой, что обусловило наличие ледяного покрова практически от начала льдообразования до его полного разрушения. Однако в большинстве умеренных и теплых зим снежно-ледяной покров крайне неустойчив и акватория моря может несколько раз за сезон очищаться ото льда и вновь покрываться им. Численные эксперименты показали, что для таких зим, в частности для зимы 2017/18 г., выбор способа параметризации процессов турбулентного обмена может заметно повлиять на результаты моделирования и привести к существенным отличиям в определении характеристик ледяного покрова в периоды очищения и повторного льдообразования.



Р и с. 3. Иллюстрация влияния выбора вида параметризации процессов турбулентного тепло- и влагообмена на воспроизведение термической эволюции снежно-ледяного покрова в зимний сезон 2017/18 гг. в период очищения и повторного замораживания. Закрашенные области иллюстрируют сезонный ход толщины льда h_i и высоты снега h_s , сплошные линии – температуру поверхности t_{surf} снежно-ледяного покрова, столбчатая диаграмма Pr – суммарное за каждые 3 ч количество водного эквивалента осадков

F i g. 3. Illustration of influence of a type of parameterizing the processes of turbulent heat and moisture transfer upon reconstructing the thermal evolution of snow-ice cover in winter, 2017–2018 during the melting and refreezing period. Shaded areas illustrate seasonal variation of ice thickness h_i and snow depth h_s , solid lines – surface temperature t_{surf} of snow-ice cover, and bar graph Pr – total for every 3 hours water equivalent of precipitation

Как видно из рис. 2, для первой половины зимнего сезона (от первого льдообразования до первого полного очищения) расчетные значения толщины льда, полученные с использованием постоянных (рис. 2, *a, b*) и переменных (рис. 2, *c*) коэффициентов C_H и C_E , близки между собой. Заметная зависимость результатов моделирования от значений $C_H(C_E)$ проявляется в период открытой воды, а затем во время вторичного льдообразования. Как при малых (менее $1,5 \cdot 10^{-3}$), так и при больших (более $1,8 \cdot 10^{-3}$) значениях варьируемых коэффициентов наблюдается заметное (до 35%) завышение толщины льда по сравнению с наблюдаемыми значениями (рис. 2, *a, b*). Причем в обоих случаях существенное влияние на формирование снежно-ледяного покрова оказывают атмосферные осадки.

В период с вечера 23-го до утра 25-го февраля наблюдалось выпадение снега (чуть более 6 кг/м^2 водного эквивалента Pr), и в расчетах с малыми коэффициентами обмена большая его часть попала на открытую воду, так как льдообразование началось лишь к вечеру 24 февраля (рис. 3, *a*). Отсутствие в последующие трое суток сколько-нибудь существенных осадков при низких ($\sim -10^\circ\text{C}$) температурах воздуха способствовало достаточно быстрому росту льда. Напротив, при моделировании очень интенсивного теплообмена с атмосферой (рис. 3, *d*) первичный ледяной покров образовывался почти на сутки раньше начала осадков и снег падал на уже образовавшийся лед, частично превращаясь в снежный лед. Наиболее приближенные к натурным данным характеристики ледяного покрова воспроизводятся при $C_H(C_E) \approx 1,7 \cdot 10^{-3}$. Что касается вариантов с определением турбулентных потоков, рассчитанных с использованием трех рассматриваемых функций устойчивости, то при некоторых выбранных величинах геометрической шероховатости ξ наблюдались завышенные значения h_i , а также отмечалось появление «модельного льда» в период открытой воды (рис. 3, *e, f*). Подобный эффект при воспроизведении сезонной эволюции льда проявлялся для функций устойчивости BH при $\xi < 3 \text{ см}$, CB – при $\xi < 7 \text{ см}$, $SHEBA$ – при $\xi < 4 \text{ см}$. Наиболее близкими к измеренным значениям были расчеты h_i при $8 \leq \xi \leq 10 \text{ см}$, причем для любого из трех видов функций устойчивости.

Заключение

На основе численных экспериментов по воспроизведению сезонного хода толщины льда в вершине Таганрогского залива для зимних сезонов 2007/08 и 2017/18 гг. определены преобладающие типы стратификации атмосферы. Показано, что в более чем 85% случаев реализуется неустойчивый или близкий к нейтральному тип стратификации. Проведены серии расчетов с использованием постоянных коэффициентов турбулентного обмена и коэффициентов, полученных с учетом стратификации приледной атмосферы. Показано, что для условий продолжительных холодов и при наличии ледяного покрова в течение

почти всего сезона выбор какого-либо из рассмотренных видов параметризации турбулентного взаимодействия с подстилающей поверхностью не вносит существенных различий в определение максимальной сезонной толщины льда, а также дат замерзания и очищения. Однако для условий крайней неустойчивости снежно-ледяного покрова зависимость результатов моделирования от способа определения коэффициентов турбулентного обмена может быть весьма заметной. При малых (менее $1,5 \cdot 10^{-3}$) и больших (более $1,8 \cdot 10^{-3}$) значениях коэффициентов наблюдается заметное (до 35%) завышение толщины льда по сравнению с наблюдаемыми значениями.

Расчеты с использованием как постоянных коэффициентов турбулентного обмена $C_H = C_E$, принимающих значения $1,5-1,7 \cdot 10^{-3}$, так и коэффициентов, полученных с учетом стратификации атмосферы при значениях геометрической шероховатости льда 8–10 см, дают вполне удовлетворительные результаты. Однако для более точного воспроизведения значения тепловых потоков на верхней границе ледяного покрова необходимы более тщательный подбор параметров модели и сопоставление результатов модельных расчетов с соответствующими данными натурных измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Монин А. С., Обухов А. М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды геофизического института АН СССР. 1954. № 24(151). С. 163–187.
2. Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А. Влияние дискретизации термодинамической модели на воспроизведение эволюции толщины льда в Азовском море // Метеорология и гидрология. 2021. № 7. С. 79–89.
3. 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. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-5-538-553>
4. Smith S. D. Wind Stress and Heat Flux over the Ocean in Gale Force Winds // Journal of Physical Oceanography. 1980. Vol. 10, iss. 5. P. 709–726. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<0709:WSAHFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<0709:WSAHFO>2.0.CO;2)
5. Banke E. G., Smith S. D., Anderson R. J. Drag coefficients at AIDJEX from sonic anemometer measurements // Sea Ice Processes and Models. Seattle : University of Washington Press, 1980. P. 430–442.
6. Zilitinkevich S. S., Grachev A. A., Fairall C. W. Scaling reasoning and field data on the sea surface roughness lengths for scalars // Journal of the Atmospheric Sciences. 2001. Vol. 58, iss. 3. P. 320–325. doi:10.1175/1520-0469(2001)058<0320:NACRAF>2.0.CO;2
7. Andreas E. L. A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice // Boundary-Layer Meteorology. 1987. Vol. 38, iss. 1–2. P. 159–184. <https://doi.org/10.1007/BF00121562>
8. Launiainen J. Derivation of the relationship between the Obukhov stability parameter and the bulk Richardson number for flux-profile studies // Boundary-Layer Meteorology. 1995. Vol. 76, iss 1–2. P. 165–179. <https://doi.org/10.1007/BF00710895>

9. An Improved Approach for Parameterizing Surface-Layer Turbulent Transfer Coefficients in Numerical Models / Y. Li [et al.] // *Boundary-Layer Meteorology*. 2010. Vol. 137, iss. 1. P. 153–165. <https://doi.org/10.1007/s10546-010-9523-y>
10. *Högström U.* Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: A re-evaluation // *Boundary-Layer Meteorology*. 1988. Vol. 42, iss. 1–2. P. 55–78. <https://doi.org/10.1007/BF00119875>
11. *Beljaars A. C. M., Holtslag A. A. M.* Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models // *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 1991. Vol. 30, iss. 3. P. 327–341. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1991\)030<0327:FPOLSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1991)030<0327:FPOLSF>2.0.CO;2)
12. *Cheng Y., Brutsaert W.* Flux-profile Relationships for Wind Speed and Temperature in the Stable Atmospheric Boundary Layer // *Boundary-Layer Meteorology*. 2005. Vol. 114, iss. 3. P. 519–538. doi:10.1007/s10546-004-1425-4
13. SHEBA flux-profile relationships in the stable atmospheric boundary layer / A. A. Grachev [et al.] // *Boundary-Layer Meteorology*. 2007. Vol. 124, iss. 3. P. 315–333. doi:10.1007/s10546-007-9177-6

Об авторах:

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

Соломаха Татьяна Александровна, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0001-5500-5763**, solomaha.ta@mhi-ras.ru