

## Воспроизведение сезонной эволюции толщины льда в северо-восточной части Азовского моря с использованием различных массивов метеорологических данных

Д. Д. Завьялов

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

Поступила в редакцию 04.12.2018 г., после доработки – 05.02.2019 г.

**Цель.** Целью данной работы было сопоставление результатов численных экспериментов по воспроизведению сезонной термической эволюции толщины морского льда с данными натурных наблюдений ледового режима в северо-восточной части Таганрогского залива.

**Методы и результаты.** Исследование характеристик ледового режима в северо-восточной части Таганрогского залива проведено с помощью построенной термодинамической модели морского льда. В качестве внешнего атмосферного форсинга при проведении численных экспериментов использовались данные реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов *ERA-Interim*, региональной прогностической модели *SKIRON* и массива восьмисрочных наблюдений за основными метеорологическими параметрами Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ-МЦД) на метеостанции Таганрог. Результаты моделирования сравнивались с данными натурных наблюдений для зимних сезонов с 2007/2008 по 2010/2011 гг. Показано, что характеристики снежно-ледяного покрова, полученные при использовании в качестве внешнего форсинга различных метеорологических данных, могут существенно различаться между собой.

**Выводы.** Наибольшее сходство воспроизведенного и построенного по данным наблюдений сезонного хода толщины льда получено при использовании массива ВНИИГМИ-МЦД. В этом случае модель морского льда удовлетворительно воспроизвела как толщину, так и основные этапы развития снежно-ледяного покрова в Таганрогском заливе. Модель при использовании данных *SKIRON* оказалась преимущественно переоценивающей, а при использовании данных *ERA-Interim* – недооценивающей. Это связано в значительной степени с определением количества осадков, прогностические значения которых в *ERA-Interim* больше, чем в *SKIRON*. Однако даже в расчетах без учета атмосферных осадков (или в ледовые сезоны с малым их количеством) модель с данными *SKIRON* дает большие значения толщины льда, чем с данными *ERA-Interim*. Анализ результатов моделирования показал, что для адекватного воспроизведения характеристик ледового режима в Азовском море необходимо проведение предварительной настройки термодинамической модели в зависимости от выбранного массива данных, используемого в качестве атмосферного форсинга.

**Ключевые слова:** морской лед, термодинамика, толщина льда, атмосферный форсинг, Азовское море, Таганрогский залив.

**Благодарности:** работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2018-0003 «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. 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

© Завьялов Д. Д., 2019

# Reconstruction of the Ice Thickness Seasonal Evolution in the Northeastern Sea of Azov Using Different Arrays of Meteorological Data

D. D. Zavyalov

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

*Purpose.* The aim of the paper was to compare the results of numerical experiments on reconstructing seasonal thermal evolution of the sea ice thickness with the data of in situ observations of the ice state in the northeastern part of the Taganrog Bay.

*Methods and Results.* Characteristics of the ice state in the northeastern part of the Taganrog Bay were studied using the previously developed thermodynamical model of sea ice. The data of the European Center for Medium-Range Weather Forecasts ERA-Interim, regional prognostic model SKIRON and the array of daily eight (with 3-hour intervals) observations of the basic meteorological parameters (All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Center (RIHMI – WDC)) obtained at the meteorological station Taganrog, were used in the numerical experiments as the atmospheric forcing. The modeling results were compared with the in situ data for the winter seasons in 2007/2008–2010/2011. It is shown that the characteristics of the snow-ice cover resulted from application of various meteorological data as the external forcing, can be significantly different.

*Conclusions.* The highest similarity between the modeled ice thickness seasonal variation and the one reconstructed using the observations data was obtained at applying the RIHMI – WDC data array. In this case, both thickness and the basic stages of the snow-ice cover evolution in the Taganrog Bay were adequately reproduced in the model. As compared to the in situ data, the results of the models based on the SKIRON and ERA-Interim data were mainly overestimating and underestimating, respectively. It is related, to a great extent, to determination of the precipitation amount, the prognostic values of which in ERA-Interim are higher than those in SKIRON. However, even in the calculations taking no account of atmospheric precipitation or in those for the ice seasons when the atmospheric precipitation is very insignificant, the SKIRON based model provides the higher values of ice thickness than the values resulted from the ERA-Interim based model. Analysis of the modeling results shows that adequate reconstruction of the ice state characteristics in the Azov Sea requires preliminary setting of the thermodynamic model depending on the chosen data array used as the atmospheric forcing.

**Keywords:** sea ice, thermodynamics, ice thickness, atmospheric forcing, Sea of Azov, Taganrog Bay.

**Acknowledgements:** the investigation was carried out within the framework of the state task on theme No. 0827-2018-0003 “Fundamental studies of oceanological processes governing state and evolution of marine environment affected by natural and anthropogenic factors, based on the observational and modeling methods”.

**For citation:** Zavyalov, D.D., 2019. Reconstruction of the Ice Thickness Seasonal Evolution in the Northeastern Sea of Azov Using Different Arrays of Meteorological Data. *Physical Oceanography*, [e-journal] 26(3), pp. 247-259. doi:10.22449/1573-160X-2019-3-247-259

## Введение

В зимний период Азовское море замерзает частично, в суровые зимы – полностью, поэтому морской лед является важным компонентом гидрологического режима моря. Ледовый покров Азовского моря характеризуется высокой изменчивостью как в отдельно взятом сезоне, так и в многолетнем ходе и зависит от преобладающих гидрометеорологических условий. Контрастные погодные и ледовые условия формируются под воздействием области повышенного давления, расположенной на севере и северо-востоке евразийского

материка, и циклонических вторжений с юго-запада и запада [1]. Частые восточные и северо-восточные ветры приносят континентальные полярные и арктические массы воздуха, вызывают сильные морозы и интенсивное ледообразование, а циклоническая деятельность, наоборот, приводит к затоку теплых воздушных масс и быстрому уменьшению толщины снежно-ледяного покрова [2].

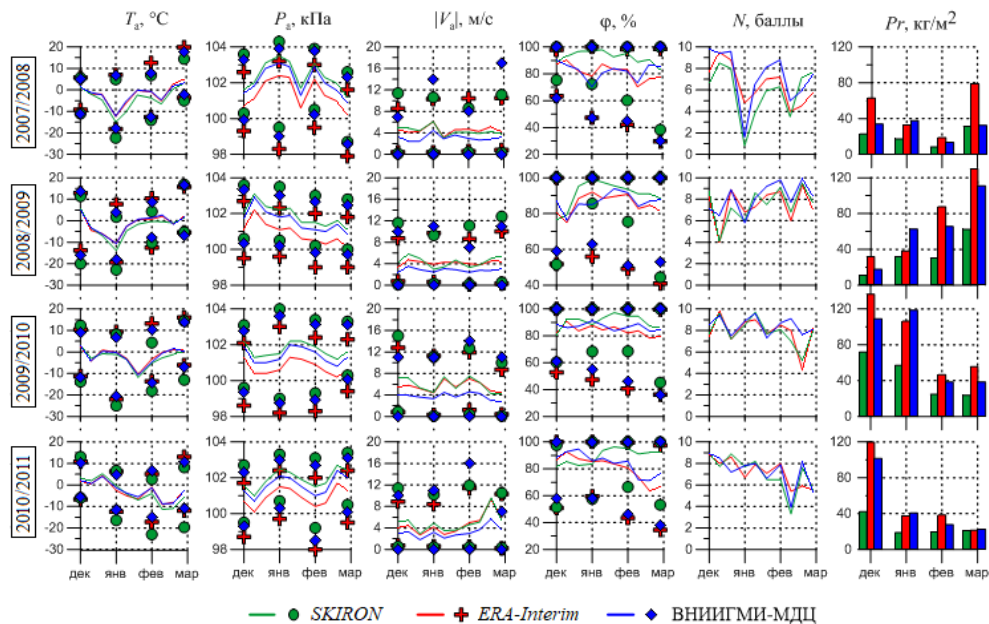
Эволюция морского льда определяется термическим и динамическим режимами атмосферы и водной среды [3], вместе с тем и сам ледяной покров существенно влияет на потоки тепла между этими средами. Ограничения физически обоснованного моделирования термической эволюции толщины снежно-ледяного покрова обусловлены доступностью исходной информации. Для расчета сезонного хода толщины морского льда требуются достоверные данные о температуре, давлении и влажности воздуха, скорости ветра, облачности, количестве осадков и их фазе. От качества этих данных зависит и качество расчета толщины снежно-ледяного покрова.

Сравнительный анализ результатов расчета ледовых и гидрологических характеристик Северного Ледовитого океана с использованием в качестве атмосферного воздействия трех различных наборов данных представлен в работе [4]. Сравнение данных реанализа *NCEP/NCAR*, используемых в качестве атмосферного форсинга в одномерной термодинамической модели морского льда, с данными наблюдений, полученными на дрейфующих станциях в Центральной Арктике, представлены в работе [5].

Процессы тепло- и влагопереноса в системе снег – лед Азовского моря существенно отличаются от процессов, происходящих в снежно-ледяном покрове северных морей. Сложность наблюдений и малочисленность непосредственных измерений толщины снежно-ледяного покрова Азовского моря существенно затрудняют исследование зимней термодинамики этого водоема. Интеграция общедоступных данных моделей прогноза погоды с термодинамической моделью сезонной эволюции толщины морского льда может рассматриваться как возможный элемент прогноза ледовых условий Азовского моря.

В данной статье представлены результаты моделирования процессов формирования и таяния снежно-ледяного покрова в Таганрогском заливе для зимних сезонов с 2007/2008 по 2010/2011 гг. Зима 2007/2008 г. в районе Азовского моря [6] относилась к типу умеренных зим, однако ее особенностью были контрастные погодные и ледовые условия, характеризующиеся как интенсивным ледообразованием с кратковременными низкими температурами, так и значительными оттепелями. Зимы 2008/2009 и 2009/2010 гг. были мягкими, с преобладанием в атмосферных процессах циклонической деятельности. Влияние антициклонов было незначительным. Минимальные температуры воздуха в зимний период 2008/2009 г. были отмечены в январе 2009 г. В зимний период 2009/2010 г. наблюдались две волны холода, зашедшие с севера в середине декабря 2009 г. и в конце января 2010 г. В промежутке между ними было зафиксировано полное очищение от льда акватории моря вблизи метеостанции Таганрог. В ледовом сезоне 2010/2011 г. четко прослеживались два периода, отличавшиеся по общему температурному фону и ледовитости. Первый – с ноября по декабрь – теплый. В это время наблю-

далась активизация циклонической деятельности. Второй – с января по март – был холодным и характеризовался вторжением арктических холодных масс в тыл уходящих атлантических циклонов. Эта зима в рассматриваемом районе классифицировалась как умеренная [7].



**Рис. 1.** Средние декадные значения (сплошные линии) температуры воздуха  $T_a$  на высоте 2 м, атмосферного давления  $P_a$  на поверхности бассейна, скорости ветра  $|V_a|$  на высоте 10 м, относительной влажности воздуха  $\phi$ , балла общей облачности, а также суммарные за месяц осадки  $Pr$  над северо-восточной частью Таганрогского залива ( $47^\circ 11'$  с. ш.,  $38^\circ 54'$  в. д.) в периоды с декабря по март 2007/2008, 2008/2009, 2009/2010 и 2010/2011 гг. Символами на графиках показаны минимальные и максимальные месячные значения метеорологических параметров

**Fig. 1.** Average decadal values (solid lines) of the air temperature on height 2 m  $T_a$ , the atmospheric pressure  $P_a$  on the basin surface, the wind speed  $|V_a|$  on height 10 m, the air relative humidity  $\phi$ , general cloudiness number, as well as total precipitation for a month  $Pr$  over the northeastern part of the Taganrog Bay ( $47^\circ 11'N$ ,  $38^\circ 54'E$ ) in December – March, 2007/2008, 2008/2009, 2009/2010 and 2010/2011. Symbols on the graphs denote minimal and maximal monthly values of the meteorological parameters

В качестве информационного обеспечения использовались три метеорологические базы данных: прогностическая модель атмосферы *SKIRON* [8] университета Атенс (Греция) с пространственным разрешением  $0,1^\circ \times 0,1^\circ$  и шагом по времени 2 ч; реанализ *ERA-Interim* [9] Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (*ECMWF*) с разрешением  $0,125^\circ \times 0,125^\circ$  и шагом по времени 6 ч и массив *ВНИИГМИ-МДЦ* \* срочных наблюдений за основными метеорологическими параметрами на метеостанции Таганрог (инд. ВМО 34720) с интервалом в 3 ч. На рис. 1 сплошными линиями обозначены средние декадные значения температуры воздуха на высоте 2 м, атмосферного

\* Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных. URL: <http://meteo.ru> (дата обращения: 04.09.2018).

давления вблизи поверхности бассейна, скорости ветра на высоте 10 м, относительной влажности воздуха, балла общей облачности, а столбчатыми диаграммами – суммарные за месяц осадки над северо-восточной частью Таганрогского залива с декабря по март 2007/2008 – 2010/2011 гг. Из рисунка видно, что метеорологические параметры, представленные в этих массивах, имеют сходный характер временной изменчивости, а разница в декадных значениях температуры воздуха, давления и скорости ветра не превышает соответственно 2 °С, 1,5 кПа и 3 м/с. Наибольшие различия проявляются в прогнозе величины атмосферных осадков, поскольку осадки представляют собой одно из самых изменчивых во времени и пространстве метеорологических явлений. Неопределенности, возникающие при моделировании термодинамической эволюции толщины морского льда, в значительной степени связаны как с оценкой поступления на поверхность моря общего количества осадков, так и отсутствием достоверных сведений об их структуре.

### Описание модели

Эволюция снежно-ледяного покрова Азовского моря, учитывающая региональные особенности его формирования, описывается локально-одномерной термодинамической моделью [10, 11]. Распространение тепла в слоях снега и льда определяется уравнениями теплопроводности

$$(\rho c)_{i,s} \frac{\partial T_{i,s}(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( k_{i,s} \frac{\partial T_{i,s}(z,t)}{\partial z} \right) - \frac{\partial I_i(z,t)}{\partial z}, \quad z \in [0, h_i + h_s]$$

с граничными условиями на верхней границе снежно-ледяного покрова

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

на поверхности раздела снег – лед

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

и на нижней границе ледяного покрова

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

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

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

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

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

Начальные температура и соленость воды считаются заданными. Здесь  $t$  – время;  $z$  – направленная вниз от верхней поверхности снежно-ледяного покрова ( $z = 0$ ) вертикальная координата;  $\rho$  – плотность;  $h$  – толщина;  $T$  – температура;  $S$  – соленость;  $c$  – теплоемкость;  $k$  – теплопроводность;  $L_f$  – теплота плавления;  $I_i$  – проникающая в лед солнечная радиация;  $T_{sfc}$ ,  $T_{mi,s}$ ,  $T_f$  – температура на верхней поверхности снежно-ледяного покрова, температура плавления льда/снега и температура замерзания воды соответственно;  $v$  – скорость выпадения твердых осадков;  $F_t$  – поток тепла из атмосферы через верхнюю границу снежно-ледяного покрова;  $F_b = c_w \rho_w C_{tb} (T_w - T_f)$  – поток тепла от воды к нижней границе льда,  $C_{tb} = 10^{-3}$  м/с – коэффициент турбулентного обмена. Здесь и далее индексы  $i$ ,  $s$ ,  $w$ ,  $a$  относятся к параметрам льда, снега, воды и атмосферы соответственно.

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

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

длинноволнового ( $R$ )

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

коротковолнового ( $F$ ) радиационных потоков

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

а также потоков тепла ( $F_m$ ), связанных с процессами охлаждения и последующей возможной кристаллизацией жидких осадков:

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

Здесь  $e$  – упругость водяного пара;  $P_a$  – атмосферное давление воздуха;  $V_a$  – скорость ветра;  $Pr_r$  – количество осадков в жидкой фазе;  $St = Da = 1,7 \cdot 10^{-3}$ ;  $q_a = (0,622 f / P_a) \cdot 10^{a_1 T_a / (b_1 + T_a)}$ ,  $q_0 = (0,622 e_0 / P_a) \cdot 10^{a_1 T_{sfc} / (b_1 + T_{sfc})}$  – удельная влажность воздуха на высоте 2 м и у верхней границы снежно-ледяного покрова соответственно;  $a_1 = 9,5$ ;  $b_1 = 265,5$  К;  $e_0 = 611$  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;  $\sigma$  – постоянная Стефана – Больцмана;  $\lambda$ ,  $\alpha$  – излучательная способность и альбеда подстилающей поверхности;  $N$  – балл общей облачности;  $i_0$  – коэффициент, определяющий, какая часть коротковолновой радиации проникает вглубь снежно-ледяного слоя и равномерно распределяется по всей толще;  $F_0 = S \cos^2 z_\Theta \left( (\cos z_\Theta + 2,7) e \cdot 10^{-5} + 1,085 \cos z_\Theta + 0,1 \right)^{-1}$  – прихо-

дящая коротковолновая солнечная радиация для безоблачного неба;  $S$  – солнечная постоянная;  $z_0$  – зенитный угол Солнца. Предполагая, что вертикальные профили температуры льда и снега можно описать линейной функцией, и считая потоки тепла через лед и снег одинаковыми (согласно исследованию А. П. Макштаса \* и работам [12, 13]), уравнения теплопроводности можно решить аналитически. Нелинейное уравнение для определения температуры верхней поверхности снежно-ледяного покрова, полученное из уравнения теплового баланса в предположении непрерывности теплового потока на границе раздела снег – лед, решается численно. Используемые в модели параметризации физических, теплофизических и оптических характеристик морской воды и льда приведены в работе [14].

В основе модели снежного покрова, аккумулирующегося на поверхности морского льда, заложена схематизация процессов, вносящих наибольший вклад в формирование физических и теплофизических характеристик снега. Вследствие прерывистого характера осадконакопления, действия ветра и изменения температуры воздуха снежный покров оказывается состоящим из отдельных слоев, отличающихся друг от друга как минимум толщиной, плотностью и содержанием воды. Учитывая региональные особенности выпадения осадков в зимний период на побережье Азовского моря, примем основными структурными единицами модели слои свежеснежного и существующего снега.

Слой свежеснежного покрова образуется в результате аккумуляции снега на поверхности снежно-ледяного покрова в процессе отложения твердых осадков. Плотность свежеснежного покрова  $\rho_{s0}$  определяется по алгоритму COSMO [15]. Данная параметризация используется для расчетов характеристик свежего снега при непродолжительном периоде снегонакопления (до 12 ч) и в случае выпадения небольших сумм осадков в виде снега [16]. В связи с относительно небольшим количеством твердых осадков, наблюдающихся над акваторией Азовского моря, а также с крайней неустойчивостью снежного покрова, процессом упругой деформации выпавшего снега можно пренебречь. Ветровое уплотнение снега параметризовали, исходя из предположения [12] об увеличении его плотности на  $20 \text{ кг/м}^3$  при усилении скорости ветра на каждые  $1 \text{ м/с}$ , как  $\rho_s = \max(\rho_{s0}; 20 V_a)$  ( $\text{кг/м}^3$ ). Вследствие таяния снега или выпадения дождя образуется вода, которая просачивается вглубь слоя снега и приводит к увеличению его плотности. Максимальное количество воды, которое может содержать слой снега, определяется его водоудерживающей способностью  $\Theta_{\max}$  \*\*. Если количество жидкой воды  $\Theta_w$  в слое снега превышает  $\Theta_{\max}$ , то ее излишек перемещается в нижний слой либо формирует сток воды на поверхность раздела снег – лед, где она кристаллизуется, если  $T_s < T_{\text{mi}}$ . Плотность каждого слоя рассчитывается с учетом количества содержащейся в нем воды в жидкой и твердой фазе. Теплопроводность колонки снега (совокупность слоев снега) определяется по формуле Осокина [17]. Параметризация альбедо снежной поверхности взята из модели атмосферы ECHAM5 [18].

---

\* Макштас А. П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л. : Гидрометеоиздат, 1984. 67 с.

\*\* Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. Л. : Гидрометеоиздат, 1957. 179 с.

Плаучность ледяного покрова невелика, и его перегрузка наступает, когда высота снежного покрова достигает приблизительно 40% толщины льда, поэтому возможен процесс превращения снега в лед, когда линия раздела снег – лед оказывается ниже уровня воды. Толщина затопленной части снега вычисляется из условия плавания тел. Соответственно изменению высоты колонки снега уменьшается ее масса и увеличивается масса льда.

### Результаты расчетов

На основе построенной термодинамической модели проведены численные эксперименты с целью оценить влияние выбора внешнего форсинга на воспроизведение сезонной эволюции толщины льда в северо-восточной части Азовского моря. Результаты моделирования сопоставлялись между собой и с данными о толщине морского льда, снятыми с ледовых карт, публикуемых Единой государственной системой информации об обстановке в Мировом океане \* (ЕСИМО).

Чтобы оценить адекватность прогноза сезонного хода толщины льда, рассматривались следующие критерии:

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

– среднеквадратичное отклонение  $h_i$  от  $h_{изм}$  –  $\sigma = \sqrt{\frac{\sum E_t^2}{l}}$ ;

– коэффициент детерминации  $R^2$  (доля дисперсии  $h_i$ , объясняемая моделью),  $R^2 = 1 - \frac{\sum E_t^2}{\sum (h_i - \bar{h}_i)^2}$ ;

– коэффициент несовпадения Тейла  $U$  (показывает степень сходства временных рядов: чем он ближе к нулю, тем ближе сравниваемые ряды)

$$U = \frac{\sqrt{\sum E_t^2}}{\sqrt{\sum h_{изм}^2} + \sqrt{\sum h_i^2}};$$

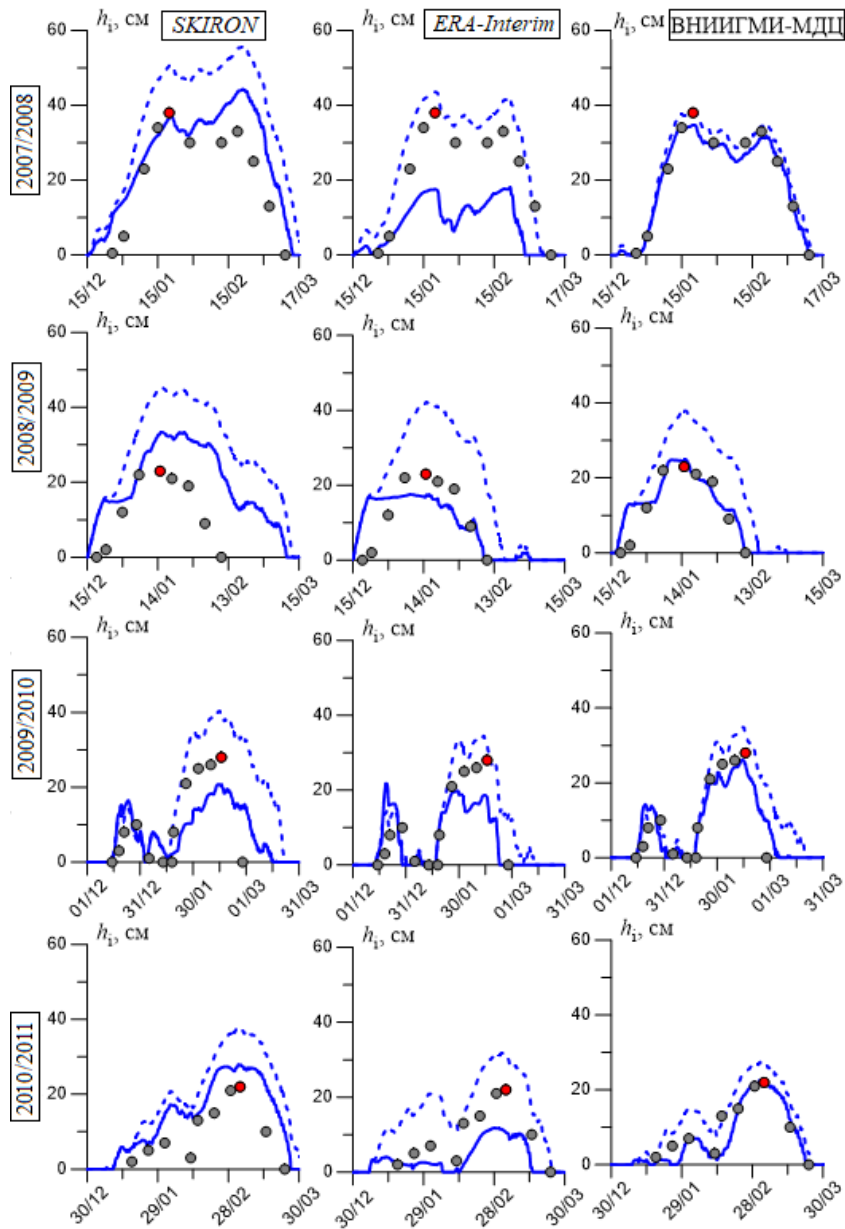
– коэффициент корреляции  $K = \frac{\sum (h_{изм} - \bar{h}_{изм})(h_i - \bar{h}_i)}{\sqrt{\sum (h_{изм} - \bar{h}_{изм})^2} \sqrt{\sum (h_i - \bar{h}_i)^2}}$ ,

где  $l$  – число шагов, в которых соответствующая расчетному временному шагу измеренная толщина льда была отлична от нуля.

На рис. 2 представлены результаты моделирования термодинамической эволюции толщины льда в ледовые сезоны с 2007/2008 по 2010/2011 гг. Поскольку, как уже было отмечено ранее, наиболее заметные различия между метеоданными рассматриваемых массивов проявляются в количестве осадков, то для сравнительного анализа влияния атмосферного форсинга на сезонный ход толщины льда были проведены серии расчетов как с учетом осадков, так и без их учета [1].

\* Портал единой государственной системы информации об обстановке в Мировом океане. URL: <http://esimo.ru/portal/> (дата обращения: 04.09.2018).

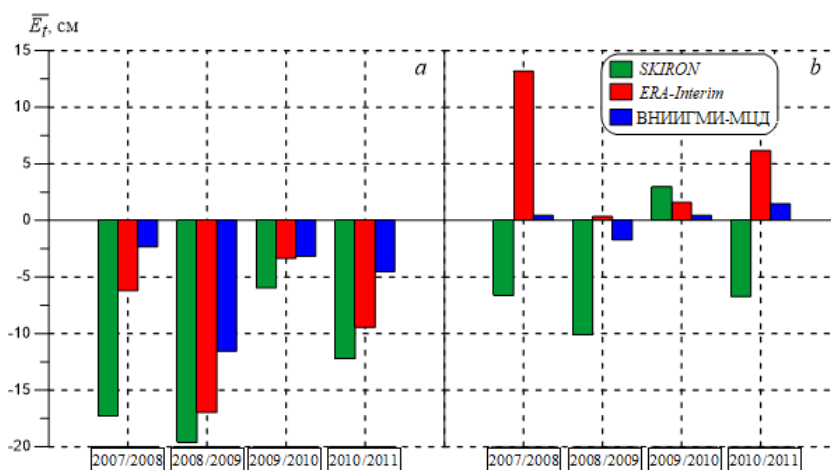




**Р и с. 2.** Результаты моделирования термодинамической эволюции толщины льда ледовых сезонов 2007–2011 гг., полученные при использовании в качестве внешнего форсинга метеорологических данных из массивов *SKIRON*, *ERA-Interim* и *ВНИИГМИ-МДЦ* с учетом осадков (сплошные линии) и без их учета (штриховые линии). Серые кружки соответствуют данным о толщине морского льда, снятым с ледовых карт ЕСИМО, а красные – максимальным толщинам льда, измеренным на метеостанции Таганрог [1]

**Fig. 2.** Results of modeling the ice thickness thermodynamic evolution in the 2007–2011 in the ice seasons obtained due to application of the meteorological data arrays *SKIRON*, *ERA-Interim* and *RIHMI – WDC* as the external forcing with the regard for precipitation (solid lines) and with no regard for precipitation (hatch lines). Grey circles correspond to the sea ice thickness data from the *ESIMO* ice charts, red ones – to the maximum ice thicknesses measured at the meteorological station *Taganrog* [1]

Рассчитанные для каждого из четырех ледовых сезонов средние модельные погрешности  $\bar{E}_t$  приведены на рис. 3, а средние за сезон значения измеренной  $\bar{h}_{изм}$  и расчетной  $\bar{h}_i$  толщины льда, среднеквадратичных отклонений  $\sigma$ , коэффициентов детерминации  $R^2$ , коэффициент несовпадения Тейла  $U$  и коэффициенты корреляции  $K$  вынесены в таблицу. Видно, что для рассмотренных периодов прогноз сезонного хода толщины льда, сделанный без учета осадков, является завышенным. Этот вывод касается всех трех атмосферных форсингов. Наибольшие отрицательные значения модельных погрешностей  $\bar{E}_t$  получены для данных *SKIRON*, а наименьшие – для данных ВНИИГМИ-МЦД (рис. 3, *a*). Однако несмотря на последовательную переоценку толщины льда  $h_i$  моделями, построенными без учета осадков, они вполне адекватно воспроизводят (за исключением *SKIRON*, 2007/2008 г.) даты образования максимальной толщины льда (см. рис. 2). Кроме того, достаточно высокие коэффициенты корреляции свидетельствуют о сходном характере временных зависимостей измеренных  $h_{изм}(t)$  и расчетных  $h_i(t)$  значений толщины льда. Следует отметить, что хотя декадные значения метеорологических параметров (см. рис. 1) в приведенных массивах достаточно близки между собой (кроме количества атмосферных осадков, которые в данной серии расчетов не учитывались), отличия в прогнозе максимальной толщины льда для одного и того же сезона в зависимости от вида атмосферного форсинга могут достигать 40–70% от средней за сезон толщины льда  $\bar{h}_{изм}$ .



**Р и с. 3.** Средние за сезон модельные погрешности  $\bar{E}_t$ , полученные при определении сезонного хода толщины льда с использованием метеорологических данных из массивов *SKIRON*, *ERA-Interim* и ВНИИГМИ-МЦД без учета (*a*) и с учетом (*b*) атмосферных осадков

**F i g. 3.** Season-average model errors  $\bar{E}_t$  resulted from determining the ice thickness seasonal variation using meteorological data from the arrays *SKIRON*, *ERA-Interim* and *RIHMI – WDC* with no regard for atmospheric precipitation (*a*) and with regard for atmospheric precipitation (*b*)

Сравнение результатов модельных расчетов толщины льда  
с данными натурных наблюдений  
Comparison of the ice thickness model calculations  
with the data of *in situ* observations

Сезон / Season	$\bar{h}_{изм}$ , см / $\bar{h}_{change}$ , cm	Учет осадков / Tak- ing account of precipita- tion	Форсинг / Forcing	$\bar{h}_i$ , см / $\bar{h}_i$ , cm	$\sigma$ , см / $\sigma$ , cm	$R^2$	$U$	$K$
2007/2008	23,1	Нет / No	SKIRON	40,4	18,1	-	0,26	0,93
			ERA-Interim	29,4	7,1	0,66	0,12	0,97
			ВНИИГМИ / RINMI	25,5	3,1	0,93	0,06	0,98
		Есть / Yes	SKIRON	29,8	8,6	0,50	0,15	0,89
			ERA-Interim	10,0	15,1	-	0,40	0,86
			ВНИИГМИ / RINMI	<b>22,7</b>	<b>1,9</b>	<b>0,98</b>	<b>0,04</b>	<b>0,98</b>
2008/2009	15,3	Нет / No	SKIRON	34,9	20,8	-	0,40	0,74
			ERA-Interim	32,3	17,4	-	0,35	0,88
			ВНИИГМИ / RINMI	26,8	12,1	-	0,30	0,89
		Есть / Yes	SKIRON	25,4	11,9	-	0,27	0,62
			ERA-Interim	14,9	7,1	0,04	0,22	0,26
			ВНИИГМИ / RINMI	<b>17,0</b>	<b>4,6</b>	<b>0,59</b>	<b>0,13</b>	<b>0,83</b>
2009/2010	14,4	Нет / No	SKIRON	20,4	7,9	0,37	0,19	0,95
			ERA-Interim	17,8	6,1	0,62	0,16	0,92
			ВНИИГМИ / RINMI	17,6	4,7	0,78	0,12	0,96
		Есть / Yes	SKIRON	11,5	7,7	0,40	0,25	0,71
			ERA-Interim	12,9	8,9	0,19	0,28	0,51
			ВНИИГМИ / RINMI	<b>14,0</b>	<b>4,7</b>	<b>0,77</b>	<b>0,14</b>	<b>0,88</b>
2010/2011	10,9	Нет / No	SKIRON	23,1	13,2	-	0,35	0,89
			ERA-Interim	20,4	9,9	-	0,29	0,92
			ВНИИГМИ / RINMI	15,4	5,4	0,41	0,18	0,94
		Есть / Yes	SKIRON	17,6	7,7	-	0,24	0,87
			ERA-Interim	4,7	7,3	-	0,38	0,87
			ВНИИГМИ / RINMI	<b>9,4</b>	<b>3,9</b>	<b>0,68</b>	<b>0,15</b>	<b>0,90</b>

Для проведения численных экспериментов с учетом накопления снега на поверхности морского льда необходимо выбрать критерий, по которому определяется фаза выпадающих осадков. В качестве одного из таких критериев может использоваться температура воздуха вблизи поверхности моря. Критерием деления осадков на жидкие и твердые может выступать пороговая температура воздуха [19], ниже которой все осадки классифицируются как снег, а выше – как дождь. В некоторых исследованиях [20] приводятся эмпирические зависимости процентного содержания дождя и снега от поверхностной температуры и предполагается, что существует диапазон значений температуры, при которых наблюдаются смешанные осадки. Такие зависимости не являются универсальными и носят выраженный региональный характер. Условие деления общего количества прогностических осадков на жидкие и твердые является в известной степени настроечным. В данной работе принималось, что при температуре воздуха ниже  $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  все осадки находятся в твердой фазе, при температуре воздуха выше  $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  – только в жидкой. В диапазоне значений температуры воздуха  $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C} \leq T_a \leq 0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  содержание снега в осадках определялось следующим образом: в интервале температур  $-0,5 \dots -0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  процентное содержание снега изменялось линейно от 100 до 95%, в интервале  $-0,2 \dots 0\text{ }^{\circ}\text{C}$  – от 95 до 60%, а в интервале  $0 \dots 0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  – от 60 до 0%.

Расчеты показали, что учет осадков уменьшает модельную погрешность  $\bar{E}_t$  (рис. 3, *b*), однако в большинстве рассмотренных случаев при использовании массива *SKIRON* модель остается заметно переоценивающей, а при использовании данных *ERA-Interim* – недооценивающей. Из трех рассмотренных массивов *ERA-Interim* дает наибольшее, а *SKIRON* – наименьшее количество прогностических осадков как в сезонном, так и межгодовом цикле. Следует также отметить, что при моделировании термической эволюции толщины льда для условий зимы 2009/2010 г. (которая была самой обильной на осадки: их суммарное месячное количество превышало климатические нормы в 1,5 – 2 раза) все три модели оказались несколько недооценивающими. Наиболее адекватные значения сезонного хода толщины льда при выбранных параметризациях в термодинамической модели были получены с использованием данных ВНИИГМИ-МЦД (рис. 2, 3, таблица). В этой серии расчетов достаточно правдоподобно воспроизведены длительность ледового периода, время наблюдений максимальной толщины льда и ее значение, ошибка в определении которого не превышала 3 см.

### Заключение

Результаты моделирования термодинамической эволюции толщины льда в ледовые сезоны 2007–2011 гг., полученные при использовании в качестве внешнего форсинга различных метеорологических данных, показали, что при одних и тех же параметризациях физических процессов в термодинамической модели снежно-ледяного покрова расчетные величины толщины снежно-ледяного покрова могут существенно различаться между собой. Наибольшее сходство воспроизведенного сезонного хода толщины льда в северо-восточной части Таганрогского залива с данными о толщине морского льда, снятыми с ледовых карт ЕСИМО, получено при использовании в модели массива

восьмисрочных наблюдений за основными метеорологическими параметрами на метеостанции Таганрог (ВНИИГМИ-МЦД). Модель, построенная на данных *SKIRON*, оказывается, как правило, переоценивающей, а на данных *ERA-Interim* – недооценивающей. В значительной степени это связано с определением количества осадков, прогностические значения которых в *ERA-Interim* больше, чем в *SKIRON*. Однако даже в расчетах без учета атмосферных осадков (или в ледовые сезоны с малым их количеством) модель с использованием данных *SKIRON* дает большие значения толщины льда, чем с использованием данных *ERA-Interim*. Анализ результатов моделирования показал, что для адекватного воспроизведения характеристик ледового режима в Азовском море необходимо проведение предварительной настройки термодинамической модели в зависимости от выбранного массива данных, используемого в качестве атмосферного форсинга.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас льдов Черного и Азовского морей / Н. Н. Дьяков [и др.]. Севастополь : НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2015. 219 с.
2. Думанская И. О., Федоренко А. В. Анализ связи ледовых характеристик неарктических морей европейской части России с макроциркуляционными атмосферными процессами // Метеорология и гидрология. 2008. № 12. С. 82–95.
3. Букатов А. Е., Завьялов Д. Д., Соломаха Т. А. Анализ зависимости ветрового дрейфа льда в Азовском море от изменений коэффициентов трения на границе раздела воздух-лед и лед-вода // Процессы в геосредах. 2016. № 1(5). С. 28–36.
4. Hunke E. C., Holland M. M. Global atmospheric forcing data for Arctic ice-ocean modeling // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2007. Vol. 112, iss. C4. C04S14. <https://doi.org/10.1029/2006JC003640>
5. Кулаков М. Ю., Макитас А. П., Шутилин С. В. Верификация данных реанализа NCEP/NCAR по результатам наблюдений на дрейфующих станциях «Северный Полюс» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 1(95). С. 88–96.
6. Федоренко А. В. Похолодания на Азовском море и общая циркуляция атмосферы над северным полушарием // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. М. : Триада ЛТД, 2009. Вып. 354. С. 138–154. URL: <http://method.meteorf.ru/publ/tr/354/fedor.pdf> (дата обращения: 10.05.2019).
7. Боровская Р. В., Клапань С. Н. Особенности ледовых условий Керченского пролива зимой 2008-2009, 2009-2010, 2010-2011 годов // Труды Южного научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии. Керчь : ЮгНИРО, 2011. Т. 49. С. 123–129. URL: [https://yugniro.github.io/files/YugNIRO\\_proceedings\\_2011-vol.49.pdf](https://yugniro.github.io/files/YugNIRO_proceedings_2011-vol.49.pdf) (дата обращения: 10.05.2019).
8. The regional weather forecasting system SKIRON: An overview / G. Kallos [et al.] // Proceedings of the Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments (15–17 October 1997, Athens, Greece) / G. Kallos, V. Kotroni, K. Lagouvardos, eds. Athens, 1997. P. 9.
9. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system / D. P. Dee [et al.] // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2011. Vol. 137, iss. 656. P. 553–597. doi:10.1002/qj.828
10. Semtner Jr. A. J. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate // Journal of Physical Oceanography. 1976. Vol. 6, no. 3. P. 379–389. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1976\)006<0379:AMFTTG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1976)006<0379:AMFTTG>2.0.CO;2)
11. 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

12. *Богородский П. В., Марченко А. В., Пнюшков А. В.* Особенности формирования припайного льда в береговой зоне замерзающих морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 3(77). С. 17–27.
13. *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
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. doi:10.22449/0233-7584-2017-5-21-34
15. A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO Model. Part II: Physical Parameterization / G. Doms [et al.]. Offenbach, Germany : Deutscher Wetterdienst, 2011. 154 p. URL: <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/cosmoPhysParamr.pdf> (date of access: 10.05.2019).
16. *Казакова Е. В., Чумаков М. М., Розинкина И. А.* Алгоритм расчета высоты свежевыпавшего снега, предназначенный для постпроцессинга систем атмосферного моделирования (на примере COSMO) // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. М., 2013. Вып. 350. С. 164–179. URL: <http://method.meteorf.ru/publ/tr/tr350/kazakova.pdf> (дата обращения: 10.05.2019).
17. *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/KZI1560-7496-2017-3(60-68)
18. The atmospheric general circulation model ECHAM 5. Part I: model description / E. Roeckner [et al.]. Max-Planck-Institut für Meteorologie. Hamburg : Max-Planck-Institut für Meteorologie, 2003. Report № 349. 140 p. URL: [https://www.researchgate.net/publication/258437837\\_The\\_atmospheric\\_general\\_circulation\\_model\\_ECHAM\\_5\\_PART\\_I\\_model\\_description](https://www.researchgate.net/publication/258437837_The_atmospheric_general_circulation_model_ECHAM_5_PART_I_model_description) (date of access: 10.05.2019).
19. 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>
20. *Anderson E.* Snow Accumulation and Ablation Model – SNOW-17. URL: [http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/nwsrfs/users\\_manual/part2/\\_pdf/22snow17.pdf](http://www.nws.noaa.gov/oh/hrl/nwsrfs/users_manual/part2/_pdf/22snow17.pdf) (date of access: 10.05.2019).

*Об авторе:*

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