

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2023-3-75-92>

УДК 551.465

Влияние короткопериодных вариаций атмосферных воздействий на крупномасштабную структуру океанографических полей

***Ю.Д. Реснянский, А.А. Зеленко,
В.Н. Степанов, Б.С. Струков***

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации, г. Москва, Россия
resny@mail.ru*

Исследована зависимость крупномасштабной структуры океанографических полей от короткопериодных вариаций атмосферных воздействий (АВ) на поверхности океана. Оценки такой зависимости получены путем сопоставления результатов двух численных экспериментов с моделью NEMO в конфигурации ORCA1, используемой в качестве вычислительного ядра в системе усвоения данных в Гидрометцентре России. Аналогичные во всех прочих отношениях эксперименты различались лишь дискретностью задания АВ: 3–24 часа в основном эксперименте и 1 месяц в эксперименте с осредненными по времени АВ. Сопоставлены крупномасштабные характеристики: осредненная по крупным регионам кинетическая энергия, атлантическая меридиональная циркуляция, меридиональный перенос тепла, толщина верхнего перемешанного слоя, объемы морского льда. Показано, что исключение высокочастотной изменчивости АВ может существенно исказить воспроизводимую океанскими моделями долговременную эволюцию океанских полей и тем самым влиять на качество составляемых с помощью моделей прогнозов.

Ключевые слова: океанографические поля, крупномасштабная структура, модель NEMO, атмосферные воздействия, короткопериодные вариации

The influence of short-term variations in atmospheric forcing on the large-scale structure of oceanographic fields

***Resnyanskii Yu.D., Zelenko A.A.,
Stepanov V.N., Strukov B.S.***

*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia
resny@mail.ru*

The dependence of the large-scale structure of oceanographic fields on short-term variations in atmospheric forcing (AF) at the ocean surface has been studied. Estimates of this dependence were obtained by comparing the results of two numerical experiments with the NEMO model in the ORCA1 configuration used as a computational core in the data assimilation system at the Hydrometeorological Center of Russia. The experiments similar in all other respects differed only in the discreteness of the AF data: 3–24 hours in the main experiment and 1 month in the experiment with time-averaged AF. Large-scale characteristics were compared: kinetic energy averaged over large regions, Atlantic Meridional Overturning Circulation, meridional heat transport, mixed layer depth, sea ice volume. It is shown that neglecting high-frequency AF variability can significantly

distort the long-term evolution of oceanographic fields reproduced by ocean models and thereby affect the quality of model forecasts.

Keywords: oceanographic fields, large-scale structure, NEMO model, atmospheric forcing, short-term variations

Введение

Становящаяся все более популярной концепция так называемого бесшовного прогноза основывается на представлении о том, что в атмосфере не существует искусственных временных границ между различными временными масштабами [20, 26, 33, 42]. В силу нелинейности атмосферы процессы различных временных масштабов оказываются взаимосвязанными, так что для воспроизведения эволюции атмосферы необходимо учитывать явления всех временных масштабов.

Аналогичная ситуация имеет место и в морской среде [37, 43], включающей морские льды [39]. Изменчивость этой среды контролируется атмосферными воздействиями (АВ) на ее поверхности и собственной динамикой морских вод и льдов. При воспроизведении морских и океанских процессов в качестве атмосферных воздействий обычно задаются потоки тепла F_T , пресной воды F_Q и количества движения (касательное напряжение ветра $|\tau| \sim u_*^2$ или поток механической энергии $M \sim u_*^3$; u_* – скорость трения в воздухе, в первом приближении пропорциональная скорости ветра U). Метеорологические величины, от которых зависят F_T , F_Q и τ или M , испытывают колебания в широком диапазоне частот – суточные, синоптические, сезонные, межгодовые. Одной из выраженных мод в непрерывном спектре изменчивости АВ, наряду с сезонными изменениями, являются синоптические вариации с максимумом в частотном спектре на периодах около четырех суток [6].

При воспроизведении изменчивости океана с помощью численных моделей не всегда удавалось учесть весь спектр этих колебаний. Из-за недостаточной точности АВ в первых версиях атмосферных реанализов, использовавшихся в численных экспериментах с океанскими моделями, или по соображениям вычислительного характера текущие значения метеорологических переменных иногда заменялись осредненными по времени, в результате чего отфильтровывались более высокие частоты, например, суточный ход и синоптические вариации при расчете сезонных или межгодовых изменений.

Одним из следствий такого осреднения является искажение средних потоков, задаваемых в качестве атмосферных воздействий. Из-за нелинейности формул для F_T , F_Q , τ и M средние по времени потоки \bar{F}_T ,

\bar{F}_Q , $\bar{\tau}$ и \bar{M} отличаются от \hat{F}_T , \hat{F}_Q , $\hat{\tau}$ и \hat{M} , получаемых подстановкой осредненных метеорологических переменных в формулы для этих потоков (при месячном осреднении на $\sim 10\%$ и более; см. [5, 7, 21, 30]). Так, на масштабах времени свыше одного месяца источники отличий связаны с непропорционально большим вкладом в $\bar{\tau}$ и \bar{M} относительно небольшого числа штормовых эпизодов, сопровождающихся сильными ветрами: $|\bar{\tau}|/|\hat{\tau}| \sim 1,5 \div 10,0$ [2]; $\bar{M}/\hat{M} \sim 1,7 \div 2,5$ [28]; $(\bar{M} - \hat{M})/\bar{M} \sim 0,4$ [21].

Из-за временного осреднения, сопровождающегося исключением высокочастотной части АВ, теряются также некоторые результирующие эффекты высокочастотных вариаций на более длинных временных масштабах. Поскольку АВ приложены к поверхности океана, наиболее заметные проявления таких эффектов прослеживаются в его верхнем слое. Одно из показательных проявлений такого рода эффектов – реакция океана на интенсификацию ветрового перемешивания во время штормов. Характерное время развития штормовых ситуаций составляет несколько суток, так что по отношению к сезонному ходу эпизодические прохождения штормов суть короткопериодные колебания [9, 29].

Эффекты короткопериодных вариаций атмосферных воздействий исследовались как на основе анализа рядов наблюдений, так и в численных экспериментах с одномерными моделями верхнего перемешанного слоя [10, 11, 21, 29, 40]. Влияние суточного хода, в частности, обсуждалось в [1, 14, 15, 31, 45, 46].

Хотя вариации АВ сказываются в первую очередь на верхнем слое океана, их эффекты могут проявляться и в толще воды. Для анализа таких эффектов требуются уже более полные модели, воспроизводящие изменчивость океанографических полей на всех глубинах наряду с эволюцией его верхнего слоя. С использованием одной из таких моделей [12] в работе [13] показано, что эффекты накопленных воздействий на больших глубинах возникают вследствие зависимости процессов плотностной конвекции от непродолжительных эпизодов сильного охлаждения поверхности океана. Величина этих эффектов зависит от географического положения и от сезона. В поле температуры поверхности океана в средних широтах эти эффекты накапливаются преимущественно в течение теплого сезона, тогда как в холодную половину года отмечается тенденция к их затуханию.

Влияние суточного хода температуры воды на прогрев верхнего слоя моря с использованием достаточно полной циркуляционной модели NEMO исследовалось также в работах [14, 15].

Сходные эффекты, связанные с влиянием суточного хода атмосферных воздействий на эволюцию верхнего слоя океана, отмечены в трехмерной модели океанского пограничного слоя, основанной на численном интегрировании уравнений гидродинамики с высоким пространственным разрешением [44], а также в модели общей циркуляции NUCOM [35].

Влияние короткопериодных вариаций может прослеживаться на очень длительных масштабах, таких как интердекадные колебания, исследовавшиеся в работе [4] с помощью модели общей циркуляции океана с сезонно меняющимися климатическими атмосферными воздействиями с добавлением короткопериодных случайных возмущений типа «белого шума».

Подобного рода эффекты отмечаются и в изменениях других океанографических параметров, таких как характеристики морских льдов. Так, в работе [32] на основе сопоставления результатов экспериментов с одномерной термодинамической моделью льда получено, что учет суточных изменений поверхностных потоков, влияющих на толщину снега, альбедо и поверхностную температуру, в конечном итоге сказываются и на сезонной эволюции. Ежечасные изменения потоков при сохранении среднесуточных величин приводят к более раннему началу снеготаяния и увеличению продолжительности безледного периода на 21 день.

Перечисленные свидетельства служат указанием на то, что реалистичное воспроизведение эволюции океана (особенно важной в связи с его ролью как основного носителя "тепловой памяти" климатической системы), да и климатической системы в целом, даже на очень больших временных масштабах зависит и от высокочастотной изменчивости АВ, вплоть до самых коротких масштабов. Поэтому остаются актуальными оценки эффектов короткопериодных вариаций АВ на основе численных экспериментов с современными моделями общей циркуляции океана, используемыми в исследованиях климатической системы и в разнообразных практических приложениях, включая диагноз и прогнозирование состояния гидрофизических полей океана, а также распространения загрязняющих веществ [8, 22, 23].

В данной статье такие оценки получаются для модели NEMO/LIM3, входящей в состав системы усвоения океанографических данных в Гидрометцентре России [3, 17–19].

Схема численных экспериментов

Для проведения описываемых здесь численных экспериментов использовалась версия 3.6 модели NEMO в конфигурации ORCA1 [36], совмещенная с ледовой моделью LIM3 [41]. В этой конфигурации расчеты осуществляются на трехполусной сетке, имеющей горизонтальное разрешение $1^\circ \times 1^\circ$ в средних широтах ($1/3^\circ$ по широте в приэкваториальном поясе) и особым отличающимся от широтно-долготного расположением узлов в северной приполярной области (шаг сетки здесь ≈ 50 км).

Интересующие нас оценки эффектов короткопериодных вариаций оценивались путем сопоставления результатов двух экспериментов. Каждый из них представлял собой численное интегрирование модели NEMO/LIM3 на интервале времени 2001–2014 гг., отправляясь от начального состояния покоя с январскими климатическими распределениями

температуры и солености воды. Все опции, относящиеся к выбору параметризаций подсеточных процессов и модельных параметров, в обоих экспериментах были одинаковыми (такими как в [16]), за исключением параметров атмосферных воздействий. В обоих случаях для задания АВ использовался набор DFS5.2 (DRAKKAR Forcing Sets) [27]. Различия касались лишь временной дискретности метеорологических данных, подаваемых на вход расчетной модели. В первом эксперименте, в дальнейшем обозначаемом как ESyn, температура и влажность воздуха на высоте 2 м, зональная и меридиональная компоненты скорости ветра на высоте 10 м изменялись через каждые 3 часа, а нисходящие потоки коротковолновой и длинноволновой радиации и скорость выпадения осадков, включая жидкую и твердую фазы бюджета пресной воды, с дискретностью в одни сутки. Во втором эксперименте, далее обозначаемом как EMon, подаваемые на вход океанской модели атмосферные воздействия задавались в виде среднемесячных полей.

Турбулентные составляющие потока тепла и пресной воды (разности осадков и испарения), а также поток количества движения (касательное напряжение ветра) на поверхности океана рассчитывались по интегральным аэродинамическим формулам (англ. bulk formulae) с использованием алгоритма CORE (Coordinated Ocean Research Experiments) [34]. Поступление пресной воды на боковых границах с речным, материковым и ледниковым стоками определялось по климатическим данным из [24, 25] за каждый из 12 месяцев климатического годового цикла.

Для предотвращения дрейфа солености, возникающего при выбранном способе определения поверхностных потоков вследствие отсутствия обратной связи между поверхностной соленостью и задаваемым извне потоком пресной воды, в ходе расчетов осуществлялась релаксация поверхностных значений солености к климатическим данным WOA13 [47] с коэффициентом релаксации $\alpha_{relax} = 166,67$ мм/сут.

Результаты расчетов в обоих экспериментах выводились в виде осредненных по времени 5-суточных полей.

Результаты расчетов

Интенсивность циркуляции

Наиболее показательной мерой интенсивности циркуляции является кинетическая энергия океанских движений. Из сопоставления результатов численных экспериментов с двумя типами атмосферных воздействий следует, что фильтрация короткопериодных вариаций в эксперименте EMon приводит к недооценке осредненной по Мировому океану кинетической энергии $KE = \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$ (u и v – осредненные за 5-днев компоненты горизонтальной скорости, черта сверху – знак осреднения по площади и глубине) в сравнении с ESyn примерно на 20% ($4,5 \pm 0,3$ и $5,6 \pm 0,3$ см²/с² в экспериментах EMon и ESyn соответственно). Основной вклад в разность

между глобально осредненными KE вносит экваториальная область (со средними величинами $15,9 \pm 2,2$ и $20,3 \pm 2,5$ $\text{см}^2/\text{с}^2$ для EMon и ESyn соответственно). В Северном полушарии разность между ESyn и EMon составляет около 13 % (соответственно, $3,3 \pm 0,3$ и $2,9 \pm 0,3$ $\text{см}^2/\text{с}^2$).

Еще сильнее влияние короткопериодной изменчивости АВ сказывается на кинетической энергии меняющихся со временем течений $EKE = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2)$, где $(u', v') = (u, v) - (\langle u \rangle, \langle v \rangle)$, $\langle u \rangle, \langle v \rangle$ – компоненты горизонтальной скорости, осредненные по времени за 2001–2014 гг. Осредненная по всему Мировому океану EKE в эксперименте ESyn оказывается на ~35 % выше, чем в EMon (соответственно, 2,3 и 1,6 $\text{см}^2/\text{с}^2$). Как и для KE , основной вклад в разность между средними по Мировому океану EKE вносит экваториальная область (со средними величинами 15,1 и 10,1 $\text{см}^2/\text{с}^2$ для ESyn и EMon соответственно).

Другой часто рассматриваемый показатель крупномасштабной структуры течений – это функция тока Атлантической меридиональной циркуляции (АМЦ), характеризующая меридиональное обращение вод и связанное с ним межширотное перераспределение тепла. Средние за 2009–2014 гг. функции тока АМЦ качественно похожи в обоих экспериментах, но в ESyn верхняя ячейка АМЦ получилась интенсивнее, чем в EMon, почти во всей Атлантике с наибольшими разностями между ESyn и EMon к югу от 20° с. ш. ($2\text{--}5$ Св, 1 Св = 10^6 $\text{м}^3/\text{с}$). Приповерхностная циркуляционная ячейка, обусловленная прямым ветровым воздействием между 30° с. ш. и 60° с. ш., в ESyn получается тоже интенсивнее примерно на 2 Св.

Исключение короткопериодных вариаций АВ приводит также к ослаблению ячейки Дикона (Deacon cell) в Южном океане. В EMon она оказывается примерно на 15 Св слабее, чем в ESyn. Поскольку образование этой ячейки в основном обусловлено действием западных ветров над Антарктическим циркумполярным течением, то можно полагать, что ослабление ячейки Дикона вызвано ослаблением ветра за счет месячного осреднения данных DFS5.

Еще одним следствием фильтрации короткопериодной изменчивости АВ является уменьшение меридионального переноса тепла (МПТ) от 35° ю. ш. до $\sim 30^\circ$ с. ш. почти на 30 %. Это уменьшение происходит в основном за счет ослабления АМЦ. Севернее $\sim 45^\circ$ с. ш. МПТ уменьшается на $\sim 15\text{--}20$ % за счет уменьшения вклада океанского круговорота в EMon. Исключением является регион от $\sim 37^\circ$ с. ш. до $\sim 45^\circ$ с. ш. (на границе океанских круговоротов), где величина МПТ из EMon превышает величину из ESyn и разность величин МПТ на $\sim 40^\circ$ с. ш. достигает почти 40 %. Очевидно, что задание более гладких полей атмосферного воздействия на океанском фронте фильтрует возмущения, которые могут приводить к существенным флуктуациям МПТ на границе океанских круговоротов.

Верхний перемешанный слой и термохалинные поля

Как отмечалось в [13], исключение короткопериодных вариаций ослабляет развитие глубокой конвекции в отдельных непродолжительных эпизодах сильного охлаждения поверхности океана и, как следствие, приводит к уменьшению расчетных значений толщины верхнего перемешанного слоя.

На рис. 1 показаны разности между толщинами верхнего перемешанного слоя (ВПС) в экспериментах ESyn и EMon, осредненные за март (а) и сентябрь (б) периода 2009–2014 гг. В течение летнего океанографического сезона (сентябрь и март, соответственно, в Северном и Южном полушариях) в умеренных и высоких широтах обоих полушарий ВПС в ESyn оказывается на ~25 м глубже в сравнении с EMon.

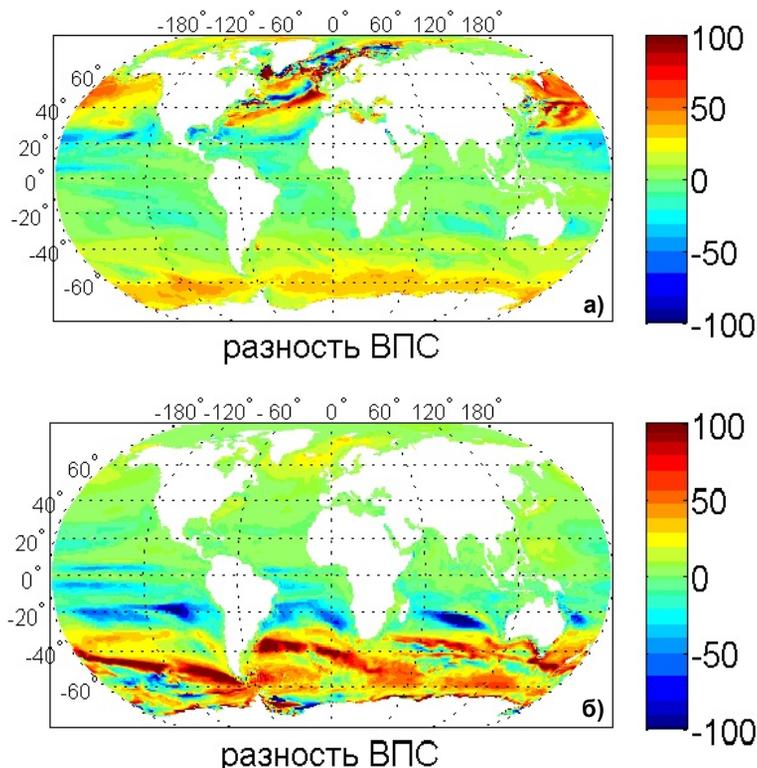


Рис. 1. Разности между толщинами верхнего перемешанного слоя (м) в экспериментах ESyn и EMon, осредненные за март (а) и сентябрь (б) периода 2009–2014 гг. Толщина ВПС определяется по положению глубины, на которой плотность воды отличается от приповерхностной на $0,01 \text{ кг/м}^3$.

Fig. 1. Differences between the thicknesses of the upper mixed layer (UML) (m) in the ESyn and EMon experiments, averaged for March (a) and September (б) over the 2009–2014. The thickness of the UML is determined by the position of the depth at which the density of water differs from the surface density by 0.01 kg/m^3 .

Более сложная картина имеет место в течение зимнего сезона, когда во внутритропической зоне конвергенции и в регионе $20\text{--}30^\circ$ обоих полушарий (зона пассатов) ВПС в EMon оказывается на ~ 25 м глубже в сравнении с ESyn. В Северной же Атлантике и в Южном океане, наоборот, более глубокий ВПС отмечается в ESyn. Наличие областей с отрицательными значениями разности ВПС между ESyn и EMon в этот период обусловлено различиями в расположении зон интенсивной конвекции в ESyn и EMon: они слегка сдвинуты относительно друг друга в ESyn и EMon.

Другим следствием воздействия короткопериодных колебаний атмосферных воздействий, отмеченным в работе [13], является уменьшение амплитуды сезонных изменений температуры воды в приповерхностном слое, отчетливее всего выраженное в средних и высоких широтах (рис. 2а).

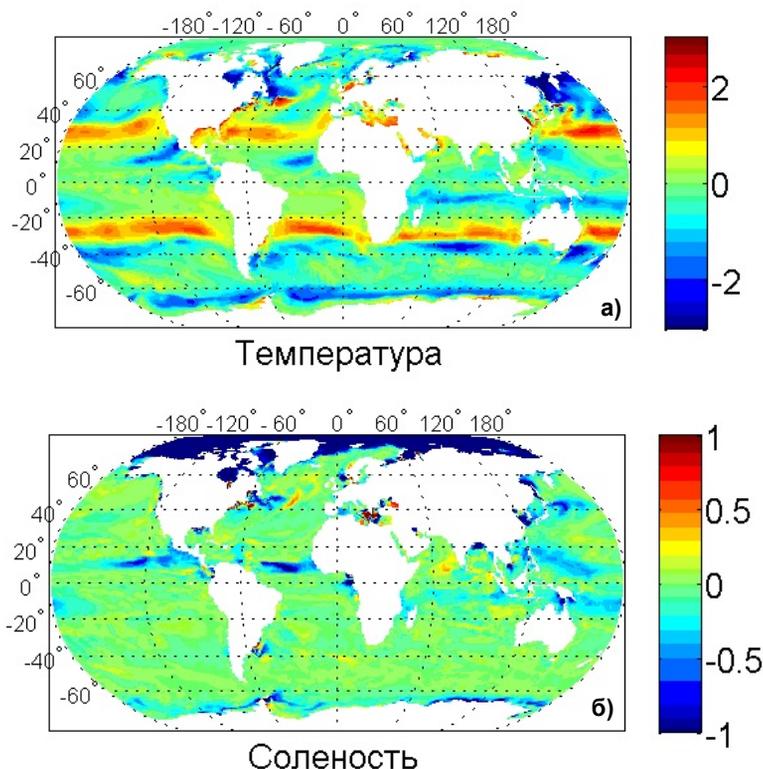


Рис. 2. Разности амплитуд осредненных за 2009–2014 гг. сезонных изменений поверхностной температуры воды (а) и ее солености (б) в экспериментах ESyn и EMon. Амплитуда определена как модуль разности среднемесячных величин в сентябре и марте.

Fig. 2. Differences in amplitudes of averaged over the 2009–2014 seasonal changes of surface water temperature (a) and salinity (б) in the ESyn and EMon experiments. The amplitude is defined as the modulus of the difference between the monthly averages in September and March.

Однако в широтных зонах между 20° и 30° обоих полушарий амплитуда сезонных изменений в приповерхностном слое в ESyn оказывается большей, чем в EMon, – вследствие перераспределения сезонного прогрева в более глубоком ВПС в эксперименте EMon.

В географическом распределении разности амплитуд сезонных изменений для приповерхностной солености между ESyn и EMon максимальные значения отмечаются в полярных районах, в западной части Тихого океана, в регионе северных пассатов и в энергоактивных районах (Гольф-стрим и Куро시오) (в ESyn более, чем на 1 епс ниже, чем в EMon, рис. 2б). Разности амплитуд сезонной изменчивости для солености максимальны там, где высока сама сезонная изменчивость.

В зонально осредненных вертикальных распределениях температуры и солености воды отмечается чередование положительных и отрицательных разностей между ESyn и EMon на разных глубинах с максимальными различиями в поверхностном слое и на глубинах 300–500 м в широтных поясах от $\sim 50^\circ$ до $\sim 30^\circ$ обоих полушарий и около 60° с. ш. Для температуры воды значения этих разностей, осредненных за период 2009–2014 гг., достигают 2°C для температуры и 1 епс для солености.

Из сопоставления расчетных полей температуры с данными атласа WOA13 следует, что результаты расчетов в ESyn лучше согласуются с данными WOA13, нежели в EMon. За счет более сильной экмановской накачки в ESyn соленость в области субтропических океанских круговоротов оказывается выше. Поле солености немного лучше воспроизводится в EMon до $\sim 45^\circ$ с. ш., однако севернее модельное поле солености в ESyn ближе к данным наблюдений. Таким образом, учет короткопериодной изменчивости АВ позволяет точнее воспроизводить поле температуры во всех районах Мирового океана и поле солености в высоких широтах.

Ледовые характеристики

Для оценки результатов воспроизведения характеристик морского льда в двух экспериментах использовались спутниковые данные о сплоченности льдов, представляющие собой совместный продукт Национального управления океанических и атмосферных исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration, USA) и Национального центра данных по снегу и льду (National Snow and Ice Data Center, USA) [38]. Эти данные представлены для обеих полярных областей на сетках с размером ячейки 25 км (далее данные NOAA/NSIDC).

Как видно из рис. 3, на котором показаны распределения разностей сплоченности морских льдов между расчетами и данными NOAA/NSIDC вместе с самими данными NOAA/NSIDC, географическое распределение сплоченности в Северном полушарии в конце зимнего сезона (март месяц) не сильно различается между двумя экспериментами и неплохо согласуется с данными NOAA/NSIDC (рис. 3 а–в), за исключением периферийной области.

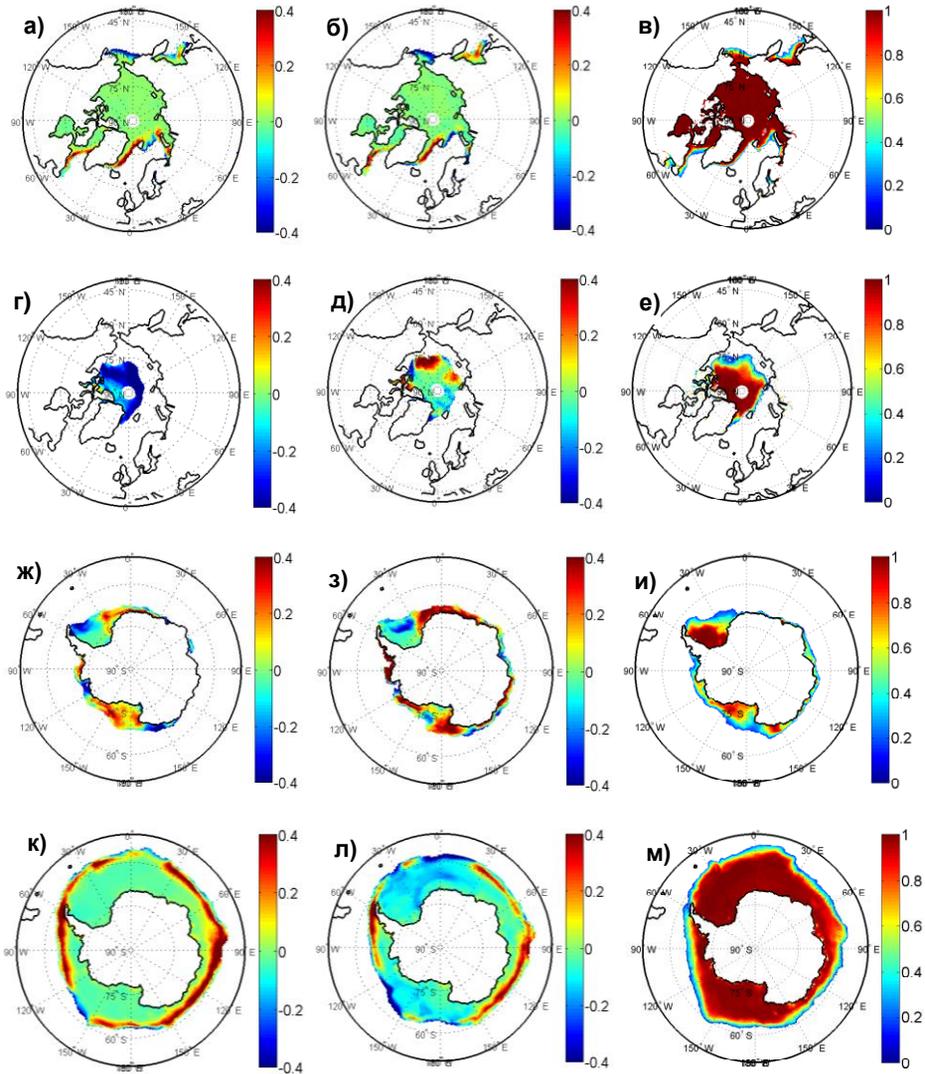


Рис. 3. Разности сплоченности морского льда между расчетами в эксперименте ESyn и данными NOAA/NSIDC (левая колонка панелей), между расчетами в эксперименте EMon и данными NOAA/NSIDC (средняя колонка), а также данные NOAA/NSIDC (правая колонка) в Арктике (а–е) и Антарктике (ж–м), осредненные за март (а–в, ж–и) и сентябрь (г–е; к–м) в период 2009–2014 гг.

Fig. 3. Differences in sea ice concentration between calculations in the ESyn experiment and NOAA/NSIDC data (left column), between calculations in the EMon experiment and NOAA/NSIDC data (middle column), as well as NOAA/NSIDC data (right column) in the Arctic (а–е) and Antarctica (ж–м), averaged for March (а–в, ж–и) and September (г–е; к–м) over the period 2009–2014.

В обоих экспериментах получается завышенное значение сплоченности (на ~50 %) на краю ледового покрытия в Атлантике у побережья Гренландии и в Охотском море (рис. 3 а, б), хотя для ESyn это расхождение немного ниже.

В сентябре для Северного полушария сплоченность льда в Центральной Арктике в ESyn недооценивается на ~50 % (рис. 3г). Расхождение между наблюдениями и модельным расчетом сплоченности в EMon в Центральной Арктике ниже, но в районе от моря Бофорта к Евразийскому побережью расчетная сплоченность оказывается завышенной более чем на 50 % (рис. 3д).

Положение границы морского льда в ESyn/EMon в Южном полушарии для марта и сентября находится в хорошем соответствии со спутниковыми данными, географическое распределение сплоченности морского льда также хорошо согласуется с данными наблюдений (рис. 3 ж–м), но снова за исключением периферийной области для зимнего сезона (в сентябре). Однако расхождение между наблюдениями и модельным расчетом для сплоченности льда в ESyn ниже, чем для EMon. Оба расчета в основном дают для зимнего сезона завышенное значение сплоченности (>50 %) на краю ледового покрытия в Антарктике (рис. 3к, л), но для ESyn это расхождение ниже.

В марте модельный морской лед в основном приурочен к западному побережью моря Уэдделла, к южному побережью морей Беллингаузена и Амундсена и в юго-восточной части моря Росса. В марте также имеются некоторые различия со спутниковыми наблюдениями. В расчетах ESyn и EMon недооценивается сплоченность морского льда в юго-западной части моря Уэдделла и к югу от Австрало-Антарктической котловины (~30 %). Оба расчета дают завышенную сплоченность в восточной части моря Уэдделла и в морях Амундсена и Росса, но для ESyn эти различия существенно меньше (~10–20 %), чем для EMon (~20–40 %).

Более тесное согласование результатов эксперимента ESyn с данными ледовых реанализов PIOMAS и GIOMAS отмечается и для расчетов сезонной изменчивости объема морского льда. В Северном полушарии среднемесячный объем морского льда в ESyn/EMon ($14,3 \times 10^3 / 15,3 \times 10^3$ км³) меняется от минимума $4,1 \times 10^3 / 7,8 \times 10^3$ км³ в августе-сентябре до максимума $25,1 \times 10^3 / 22,9 \times 10^3$ км³ в апреле (по данным PIOMAS минимум $4,2 \times 10^3$ км³). В Южном полушарии среднемесячный объем морского льда в ESyn достигает своего максимума в октябре ($18,9 \times 10^3$ км³) и затем уменьшается до $2,7 \times 10^3$ км³ в феврале (по данным GIOMAS максимум в сентябре-октябре $18,7 \times 10^3$ км³, минимум в феврале $1,9 \times 10^3$ км³).

Заключение

На основе численных экспериментов с моделью NEMO/LIM3 исследована зависимость крупномасштабной динамики океана и морских льдов от короткопериодной изменчивости атмосферных воздействий (AB) с характерными периодами в несколько суток.

Показано, что короткопериодная изменчивость АВ существенно влияет на крупномасштабные характеристики. При учете такой изменчивости повышаются средние уровни кинетической энергии океанских течений (на ~25 %) и меридионального переноса тепла (на 20–35 % в зависимости от широты). Изменяются поля температуры и солёности воды, как в приповерхностном слое, так и на больших глубинах. В поверхностных слоях амплитуда сезонных изменений температуры воды, как правило, уменьшается.

Короткопериодные вариации АВ способствуют уменьшению сплошности арктических льдов в период наименьшего развития ледяного покрова (сентябрь).

В целом, результаты моделирования, полученные с учетом короткопериодной изменчивости АВ, лучше согласуются с фактическими данными по температуре и солёности в сравнении с отсутствием такого учета. Лучшее согласование с данными наблюдений отмечается и для ледовых характеристик в обоих полушариях – сезонных изменений площади, занимаемой морским льдом, и объема льда.

Таким образом, исключение короткопериодной изменчивости АВ может существенно искажать воспроизводимые океанскими моделями крупномасштабные характеристики океана и морских льдов и тем самым влиять на качество прогнозов, составляемых с помощью таких моделей.

Необходимо отметить, что приведенные результаты относятся к циркуляционной модели с невысоким (~1 градус) сеточным разрешением, при котором большинство мезомасштабных океанских вихрей параметризовано. В моделях с высоким разрешением эти эффекты могут быть выражены еще сильнее.

Работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУ «Гидрометцентр России».

Список литературы

1. Арсеньев С.А. Численное моделирование деятельного слоя океана // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1977. Том 13, № 12. С. 1325-1329.
2. Гаврилин Б.Л., Монин А.С. О расчете климатических корреляций по численным моделям атмосферы // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1970. Т. 6, № 7. С. 659-665.
3. Думанская И.О., Зеленько А.А., Мысленков С.А., Нестеров Е.С., Попов С.К., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С. Морские гидрологические прогнозы и оперативная океанология в Гидрометцентре России // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2019. № 4 (374). С. 149-183.
4. Залесный В.Б., Мошонкин С.Н. Влияние аномалий температуры поверхности океана и ветра на изменчивость характеристик Мирового океана с периодами от одного до нескольких десятилетий // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38, № 2. С. 226-240.
5. Зилитинкевич С. С., Монин А. С., Чаликов Д. В. Взаимодействие океана и атмосферы // Физика океана. Т. 1. Гидрофизика океана. М.: Наука, 1978. С. 208-339.
6. Колесникова В.Н., Монин А.С. О спектрах микрометеорологических, синоптических и климатических колебаний метеорологических полей // Метеорологические исследования. 1968. № 16. С. 30-56.

7. Ланно С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабной тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 336 с.

8. Марчук Г.И., Патон Б.Е., Коротаев Г.К., Залесный В.Б. Информационно-вычислительные технологии – новый этап развития оперативной океанографии // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49, № 6. С. 629-642.

9. Нестеров Е.С. О влиянии штормов на формирование температурных аномалий в океане в осенний период // Метеорология и гидрология. 1984. № 5. С. 111-114.

10. Реснянский Ю.Д. Прогрев верхнего слоя океана при циклических атмосферных воздействиях // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1990. Т. 26, № 3. С. 227-233.

11. Реснянский Ю.Д. Моделирование реакции верхнего слоя океана на короткопериодные колебания атмосферных воздействий // Метеорология и гидрология. 1992. № 10. С. 68-76.

12. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Численная реализация модели общей циркуляции океана с параметризацией верхнего перемешанного слоя // Труды Гидрометцентра России. 1992. Вып. 323. С. 3-31.

13. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Эффекты синоптических вариаций атмосферных воздействий в модели общей циркуляции океана: прямые и косвенные проявления // Метеорология и гидрология. 1999. № 9. С. 66-77.

14. Рубакина В.А., Кубряков А.А., Станичный С.В., Мизюк А.И. Влияние суточных колебаний температуры на особенности термического прогрева верхнего слоя моря // Комплексные исследования Мирового океана: Материалы VI Всероссийской научной конференции молодых ученых, Москва, 2021. С. 170-171.

15. Рубакина В.А., Кубряков А.А., Станичный С.В. Суточный ход температуры приповерхностного слоя вод и его влияние на прогрев глубинных слоев по результатам расчета одномерной гидродинамической модели POM // Моря России: Вызовы отечественной науки: Тезисы докладов Всероссийской научной конференции. Севастополь, 2022. С. 248-249.

16. Степанов В.Н., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зеленько А.А. Крупномасштабная циркуляция океана и характеристики ледового покрова по данным численных экспериментов с использованием модели NEMO // Метеорология и гидрология. 2019. № 1. С. 50-66.

17. Степанов В.Н., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зеленько А.А. Оценка эффектов усвоения данных наблюдений в модели общей циркуляции океана методом ансамблевого фильтра Калмана: численные эксперименты с имитацией наблюдений // Метеорология и гидрология. 2021. № 2. С. 50-66.

18. Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Структура внутригодовой изменчивости гидрофизических полей океана в глобальной версии модели NEMO с системой усвоения данных // Океанологические исследования. 2019. Т. 47, № 3. С. 139-151. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(3).12.

19. Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Релаксационный метод усвоения данных по сплоченности морского льда в модели NEMO-LIM3 с несколькими категориями ледяного покрова // Метеорология и гидрология. 2020. № 2. С. 65-77.

20. Толстых М.А., Шапкин В.В., Фадеев Р.Ю., Шляева А.В., Мизяк В.Г., Розутов В.С., Богословский Н.Н., Гойман Г.С., Махнорылова С.В., Юрова А.Ю. Система моделирования атмосферы для бесшовного прогноза. М.: Триада лтд, 2017. 166 с.

21. Adamec D., Elsberry R.L. The use of mean atmospheric forcing in an ocean mixed layer model // J. Phys. Oceanogr. 1984. Vol. 14 (10). P. 1670-1676.

22. Barker C.H., Kourafalou V.H., Beegle-Krause C., Boufadel M., Bourassa M.A., Buschang S.G., Androulidakis Y., Chassignet E.P., Dagestad K.-F., Danmeier D.G., Dissanayake A.L., Galt J.A., Jacobs G., Marcotte G., Özgökmen T., Pinardi N., Schiller R.V., Socolofsky S.A., Thrift-Viveros D., Zelenke B., Zhang A., Zheng Y. Progress in Operational Modeling in Support of Oil Spill Response // J. Mar. Sci. Eng. 2020. Vol. 8. <https://doi.org/10.3390/jmse8090668>.

23. Bell M.J., Schiller A., Le Traon P.-Y., Smith N.R., Dombrowsky E., Wilmer-Becker K. An introduction to GODAE OceanView // Journal of Operational Oceanography. 2015. Vol. 8, no. S1. P. s2–s11. <http://dx.doi.org/10.1080/1755876X.2015.1022041>.
24. Dai A., Trenberth K.E. Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations // J. Hydrometeorol. 2002. Vol. 3. P. 660–687.
25. Dai A., Qian T., Trenberth K.E., Milliman J.D. Changes in continental freshwater discharge from 1948–2004 // J. Climate. 2009. Vol. 22. P. 2773–2791.
26. Dirmeyer P.A., Ford T.W. A Technique for Seamless Forecast Construction and Validation from Weather to Monthly Time Scales // J. Climate. 2020. Vol. 148. P. 3589–3603. DOI: 10.1175/MWR-D-19-0076.1.
27. Dussin R., Barnier B., Brodeau L., Molines J.-M. The Making of the DRAKKAR Forcing Set DFS5. DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16. April 2016. 34 p. https://www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf
28. Elsberry R.L., Camp N.T. Oceanic thermal response to strong atmospheric forcing. I. Characteristics of forcing events // J. Phys. Oceanogr. 1978. Vol. 8, no. 2. P. 206–214.
29. Elsberry R.L., Garwood R.W. Sea-surface temperature anomaly generation in relation to atmospheric storms // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1978. Vol. 59, no. 7. P. 786–789.
30. Esbensen S.K., Reynolds R.W. Estimating monthly averaged air-sea transfers of heat and momentum using the bulk aerodynamic method // J. Phys. Oceanogr. 1981. Vol. 11, no. 4. P. 457–465.
31. Garwood R.L., Halpern D. Numerical simulation of the long-period response of the upper ocean to diurnal-period fluctuations of wind-stress and surface buoyancy flux // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1976. Vol. 57, no. 1. P. 134.
32. Hanesiak J.M., Barber D.G., Flato V. Role of diurnal processes in the seasonal evolution of sea ice and its snow cover // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104, no. C6. P. 13593–13603.
33. Hoskins B. The potential for skill across the range of the seamless weather-climate prediction problem: a stimulus for our science // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2013. Vol. 139. P. 573–584. DOI:10.1002/qj.1991.
34. Large W.G., Yeager S.G. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea ice models: the data sets and flux climatologies. Technical Report NCAR/TN460+STR, CGD Division of the National Centre for Atmospheric Research (NCAR), 2004.
35. Li Y., Han W., Shinoda T., Wang C., Lien R.-C., Moum J. N., Wang J.-W. Effects of the diurnal cycle in solar radiation on the tropical Indian Ocean mixed layer variability during wintertime Madden-Julian Oscillations // J. Geophys. Res. Oceans. 2013. Vol. 118. P. 4945–4964. DOI: 10.1002/jgrc.20395.
36. Madec G. and the NEMO team. NEMO ocean engine. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, no. 27. 2008. 386 pp.
37. Mathis, M., Logemann, K., Maerz, J., Lacroix, F., Hagemann, S., Chegini, F. et al. Seamless integration of the coastal ocean in global marine carbon cycle modeling // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2022. Vol. 14. e2021MS002789. <https://doi.org/10.1029/2021MS002789>.
38. Meier W., Fetterer F., Savoie M., Mallory S., Duerr R., Stroeve J. NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration, Version 2, National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado, USA. DOI: 10.7265/N55M63M1, updated 2016, 2013.
39. Mu L., Nerger L., Tang Q., Loza S. N., Sidorenko D., Wang Q. et al. Toward a data assimilation system for seamless sea ice prediction based on the AWI Climate Model // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2020. Vol. 12. e2019MS001937; <https://doi.org/10.1029/2019MS001937>
40. Polonsky A.B., Baev S.A., Diakite A. On the response of the ocean upper layer to synoptic variability of the atmosphere // Dynamics of Atmospheres and Oceans. 1992. Vol. 16. P. 225–248.
41. Rousset C., Vancoppenolle M., Madec G., Fichefet T., Flavoni S., Barthélemy A., Benschila R., Chanut J., Levy C., Masson S., Vivier F. The Louvain-La-Neuve sea ice model LIM3.6: global and regional capabilities // Geosci. Model Dev. 2015. Vol. 8. P. 2991–3005; <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2991-2015>.

42. Ruti P.M., Tarasova O., Keller J.H., Carmichael G.I., Hov Ø., Jones S.C., Terblanche D., Anderson-Lefale C., Barros A.P., Bauer P., Bouchet V., Brasseur G., Brunet G., DeCola P., Dike V., Kane M.D., Gan C., Gurney K.R., Hamburg S., Hazeleger W., Jean M., Johnston D., Lewis A., Li P., Liang X., Lucarini V., Lynch A., Manaenkova E., Jae-Cheol N., Ohtake S., Pinnardi N., Polcher J., Ritchie E., Sakya A.E., Saulo C., Singhee A., Sopaheluwakan A., Steiner A., Thorpe A., and Yamaji M. Advancing Research for Seamless Earth System Prediction // Bull. Amer. Meteorol. Soc.2020. Vol. 101(1). P. E23-E35; <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0302.1>.

43. She J., Murawski J. Towards seamless ocean modelling for the Baltic Sea – In: Operational Oceanography serving Sustainable Marine Development // Proceedings of the Eight EuroGOOS International Conference. 3-5 October 2017, EuroGOOS. Brussels, Belgium. 2018. D / 2018 / 14.040 / 1. 516 pp. P. 233-241.

44. Wang D., Large W.G., McWilliams J.C. Large-eddy simulations of the equatorial ocean boundary layer: Diurnal cyclinlf, eddy viscosity, and horizontal rotations // J. Geophys. Res. 1996. Vol. 101, no. C2. P. 3649-3662.

45. Woods J.D. Diurnal and seasonal variation of convection in the wind-mixed layer of the ocean // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 1980. Vol. 106, no. 449. P. 379-394.

46. Woods J.D., Barkmann W. The response of the upper ocean to solar heating. I. The mixed layer // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.1986. Vol. 112, no. 471. P. 1-27.

47. Zavala-Garay J., Zhang C., Moore Andrew M., Wittenberg A. T., Harrison M. J., Rosati A., Vialard J., Kleeman R. Sensitivity of Hybrid ENSO Models to Unresolved Atmospheric Variability // J. Climate. 2008. Vol. 21. P.3704–3721. DOI: 10.1175/2007JCLI1188.1

48. Zweng M.M., Reagan J.R., Antonov J.I., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Boyer T.P., Garcia H.E., Baranova O.K., Johnson D.R., Seidov D., Biddle M.M. World Ocean Atlas 2013. Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 74, 2012, 39 pp.

References

1. Arsen'ev S.A. Chislennoe modelirovanie deyatelnogo sloya okeana. *Izvestiya AN SSSR. FAO [Izvestiya of the Academy of Sciences of the USSR. Atmospheric and Oceanic Physics]*, 1977, vol. 13, no. 12, pp. 1325-1329 [in Russ.].

2. Gavrilin B.L., Monin A.S. O raschete klimaticheskikh korrelyaciy po chislenным modelyam atmosfery. *Izvestiya AN SSSR. FAO [Izvestiya of the Academy of Sciences of the USSR. Atmospheric and Oceanic Physics]*. 1970, vol. 6, no. 7, pp. 1325-1329 [in Russ.].

3. Dumanskaya I.O., Zelenko A.A., Myslenkov S.A., Nesterov E.S., Popov S.K., Resnyansky Yu.D., Strukov B.S. Marine hydrological forecasts and operational oceanology in the Hydrometeorological Center of Russia. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2019, vol. 374, no.4, pp. 149-183 [in Russ.].

4. Zalesnyy V.B., Moshonkin S.N. Vliyaniye anomalii temperatury poverhnosti okeana i veta na izmenchivost' harakteristik Mirovogo okeana s periodami ot odnogo do neskol'kih desyatiletiy *Izvestiya AN SSSR. FAO [Izv., Atmos. Oceanic Phys.]*, 2002, vol. 38, no. 2, pp. 226-240 [in Russ.].

5. Zilitinkevich S.S., Monin A.S., Chalikov D.V. Vzaimodeystvie okeana i atmosfery. *Fizika okeana. T. 1. Gidrofizika okeana*. Moscow: Nauka publ., 1978, pp. 208-339 [in Russ.].

6. Kolesnikova V.N., Monin A.S. O spektrah mikrometeorologicheskikh, sinopticheskikh i klimaticheskikh kolebaniy meteorologicheskikh poley. *Meteorologicheskie issledovaniya*, 1968, no. 16, pp. 30-56 [in Russ.].

7. Lappo S.S., Gulev S.K., Rozhdestvenskiy A.E. Krupnomasshtabnoy teplovoe vzaimodeystvie v sisteme okean-atmosfera i energoaktivnye oblasti Mirovogo okeana. Leningrad: Gidrometeoizdat publ., 1990, 336 p. [in Russ.].

8. Marchuk G.I., Paton B.E., Korotaev G.K., Zalesny V.B. Data-computing technologies: a new stage in the development of operational oceanography. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2013, vol. 49, no. 6, pp. 579-591. DOI: 10.1134/S000143381306011X.

9. Nesterov E.S. O vliyaniy sh tormov na formirovaniye temperaturnykh anomaliiy v okeane v osenniy period. *Meteorologiya i gidrologiya* [Russ. Meteorol. Hydrol.], 1984, no. 5, pp. 111-114 [in Russ.].

10. Resnyanskiy Yu.D. Heating of the upper layer of the ocean by cyclical atmospheric factors. *Izvestiya, Academy of Sciences, USSR. Atmospheric and Oceanic Physics*, 1990, vol. 26, no. 3. pp. 163-167.

11. Resnyanskiy Yu.D. Modeling of the response of the upper ocean layer to short-term oscillations of atmospheric forcing. *Soviet Meteorology and Hydrology*, 1992, no. 10, pp. 55-61.

12. Resnyanskiy Yu.D., Zelenko A.A. Chislennaia realizatsiia modeli obshchei tsirkulatsii okeana s parametrizatsiei verhnego peremeshannogo sloia. *Trudy Gidromettsentra Rossii* [Proceedings of the Hydrometcentre of Russia], 1992, vol. 323, pp. 3-31 [in Russ.].

13. Resnyanskiy Yu.D., Zelenko A.A. Effects of Synoptic Variations of Atmospheric Forcing in an Ocean General Circulation Model: Direct and Indirect Manifestations. *Russian Meteorology and Hydrology*, 1999, no.9, pp. 42-50.

14. Rubakina V.A., Kubryakov A.A., Stanichnyy S.V., Mizyuk A.I. Vliyanie sutochnykh kolebaniiy temperatury na osobennosti termicheskogo progrena verhnego sloya moray. Kompleksnyye issledovaniya Mirovogo okeana: Materialy VI Vserossiyskoj nauchnoj konferencii molodykh uchennyh. Moskva, 2021, pp. 170-171 [in Russ.].

15. Rubakina V.A., Kubryakov A.A., Stanichnyy S.V. Cutochnyy hod temperatury pripovernhnostnogo sloya vod i ego vliyanie na progrenv glubinnnykh sloev po rezul'tatam rascheta odnomernoy gidrodinamicheskoy modeli POM. Morya Rossii: Vyzovy otechestvennoy nauki: Tezisy dokladov Vserossiyskoj nauchnoj konferencii. Sevastopol', 2022, pp. 248-249 [in Russ.].

16. Stepanov V.N., Resnyanskiy Y.D., Strukov B.S., Zelenko A.A. Large-scale Ocean Circulation and Sea Ice Characteristics Derived from Numerical Experiments with the NEMO Model. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2019, vol. 44, no. 1, pp. 33-44. DOI: 10.3103/S1068373919010047.

17. Stepanov V.N., Resnyanskiy Y.D., Strukov B.S. et al. Evaluating Effects of Observational Data Assimilation in General Ocean Circulation Model by Ensemble Kalman Filtering: Numerical Experiments with Synthetic Observations. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2021, vol. 46, pp. 94-105. DOI: 10.3103/S1068373921020047.

18. Strukov B.S., Resnyanskiy Yu.D., Zelenko A.A. The structure of intra-annual variability of hydrophysical fields of the ocean in the global version of the nemo model with a data assimilation system. *Journal of Oceanological Research*, 2019, vol. 47, no. 3, pp. 139-151. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(3).12 [in Russ.].

19. Strukov B.S., Resnyanskiy Y.D., Zelenko A.A. Relaxation Method for Assimilation of Sea Ice Concentration Data in the NEMO-LIM3 Multicategory Sea Ice Model. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2020, vol. 45, pp. 96-104. DOI: 10.3103/S1068373920020053.

20. Tolstyh M.A., SHashkin V.V., Fadeev R.YU., Slyayeva A.V., Mizyuk V.G., Rogutov V.S., Bogoslovskiy N.N., Gajman G.S., Mahnorylova S.V., Yurova A.Yu. Sistema modelirovaniya atmosfery dlya besshovnogo prognoza. Moscow: Triada LTD publ., 2017, 166 p. [in Russ.].

21. Adamec D., Elsberry R.L. The use of mean atmospheric forcing in an ocean mixed layer model. *J. Phys. Oceanogr.*, 1984, vol. 14, no. 10, pp. 1670-1676.

22. Barker C.H., Kourafalou V.H., Beegle-Krause C., Bouffadel M., Bourassa M.A., Buschang S.G., Androulidakis Y., Chassignet E.P., Dagestad K.-F., Danmeier D.G., Dissanayake A.L., Galt J.A., Jacobs G., Marcotte G., Özgökmen T., Pinaridi N., Schiller R.V., Socolofsky S.A., Thrift-Viveros D., Zelenko B., Zhang A., Zheng Y. Progress in Operational Modeling in Support of Oil Spill Response. *J. Mar. Sci. Eng.*, 2020, vol. 8, 668 p. DOI: 10.3390/jmse8090668.

23. Bell M.J., Schiller A., Le Traon P.-Y., Smith N.R., Dombrowsky E., Wilmer-Becker K. An introduction to GODAE OceanView. *Journal of Operational Oceanography*, 2015, vol. 8, no. S1, pp. s2-s11. DOI: 10.1080/1755876X.2015.1022041.

24. Dai A., Trenberth K.E. Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations. *J. Hydrometeorol.*, 2002, vol. 3, pp. 660-687.

25. Dai A., Qian T., Trenberth K.E., Milliman J.D. Changes in continental freshwater discharge from 1948-2004. *J. Climate*, 2009, vol. 22, pp. 2773-2791.

26. Dirmeyer P.A., Ford T.W. A Technique for Seamless Forecast Construction and Validation from Weather to Monthly Time Scales. *J. Climate*, 2020, vol. 148, pp. 3589-3603. DOI: 10.1175/MWR-D-19-0076.1.
27. Dussin R., Barnier B., Brodeau L., Molines J.-M. The Making of the DRAKKAR Forcing Set DFS5. DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16. April 2016. 34 p. Available at: www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf.
28. Elsberry R.L., Camp N.T. Oceanic thermal response to strong atmospheric forcing. I. Characteristics of forcing events. *J. Phys. Oceanogr.*, 1978, vol. 8, no. 2, pp. 206-214.
29. Elsberry R.L., Garwood R.W. Sea-surface temperature anomaly generation in relation to atmospheric storms. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 1978, vol. 59, no. 7, pp. 786-789.
30. Esbensen S.K., Reynolds R.W. Estimating monthly averaged air-sea transfers of heat and momentum using the bulk aerodynamic method. *J. Phys. Oceanogr.*, 1981, vol. 11, no. 4, pp. 457-465.
31. Garwood R.L., Halpern D. Numerical simulation of the long-period response of the upper ocean to diurnal-period fluctuations of wind-stress and surface buoyancy flux. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 1976, vol. 57, no. 1, 134 p.
32. Hanesiak J.M., Barber D.G., Flato V. Role of diurnal processes in the seasonal evolution of sea ice and its snow cover. *J. Geophys. Res.*, 1999, vol. 104, no. C6, pp. 13593-13603.
33. Hoskins B. The potential for skill across the range of the seamless weather-climate prediction problem: a stimulus for our science. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2013, vol. 139, pp. 573-584. DOI: 10.1002/qj.1991.
34. Large W.G., Yeager S.G. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea ice models: the data sets and flux climatologies. Technical Report NCAR/TN460+STR, CGD Division of the National Centre for Atmospheric Research (NCAR), 2004.
35. Li Y., Han W., Shinoda T., Wang C., Lien R.-C., Moum J. N., Wang J.-W. Effects of the diurnal cycle in solar radiation on the tropical Indian Ocean mixed layer variability during wintertime Madden-Julian Oscillations. *J. Geophys. Res. Oceans.*, 2013, vol. 118, pp. 4945-4964. DOI: 10.1002/jgrc.20395.
36. Madec G. and the NEMO team. NEMO ocean engine. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, no. 27. 2008, 386 p.
37. Mathis M., Logemann K., Maerz J., Lacroix F., Hagemann S., Chegini F. et al. Seamless integration of the coastal ocean in global marine carbon cycle modeling. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2022, vol. 14, e2021MS002789. DOI: 10.1029/2021MS002789.
38. Meier W., Fetterer F., Savoie M., Mallory S., Duerr R., Stroeve J. NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration, Version 2, National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado, USA, 2016, 2013. DOI: 10.7265/N55M63M1
39. Mu L., Nerger L., Tang Q., Loza S. N., Sidorenko D., Wang Q. et al. Toward a data assimilation system for seamless sea ice prediction based on the AWI Climate Model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2020, vol. 12, pp. e2019MS001937. DOI: 10.1029/2019MS001937.
40. Polonsky A.B., Baev S.A., Diakite A. On the response of the ocean upper layer to synoptic variability of the atmosphere. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 1992, vol. 16, pp. 225-248.
41. Rousset C., Vancoppenolle M., Madec G., Fichet T., Flavoni S., Barthélemy A., Benschila R., Chanut J., Levy C., Masson S., Vivier F. The Louvain-La-Neuve sea ice model LIM3.6: global and regional capabilities. *Geosci. Model Dev.*, 2015, vol. 8, pp. 2991-3005. DOI: 10.5194/gmd-8-2991-2015.
42. Paolo M. Ruti, Oksana Tarasova, Julia H. Keller, Greg Carmichael, Øystein Hov, Sarah C. Jones, Deon Terblanche, Cheryl Anderson-Lefale, Ana P. Barros, Peter Bauer, Véronique Bouchet, Guy Brasseur, Gilbert Brunet, Phil DeCola, Victor Dike, Mariane Diop Kane, Christopher Gan, Kevin R. Gurney, Steven Hamburg, Wilco Hazeleger, Michel Jean, David Johnston, Alastair Lewis, Peter Li, Xudong Liang, Valerio Lucarini, Amanda Lynch, Elena Manaenkova, Nam Jae-Cheol, Satoru Ohtake, Nadia Pinardi, Jan Polcher, Elizabeth Ritchie, Andi Eka Sakya, Celeste Saulo, Amith Singhee, Ardhasena Sopaheluwakan, Andrea Steiner, Alan Thorpe and Moeka Yamaji Advancing Research for Seamless Earth System Prediction. *BAMS*. 2020, vol. 101, no. 1, pp. E23-E35. DOI: 10.1175/BAMS-D-17-0302.1.

43. She J., Murawski J. Towards seamless ocean modelling for the Baltic Sea – In: Operational Oceanography serving Sustainable Marine Development. *Proceedings of the Eight EuroGOOS International Conference*. 3-5 October 2017, EuroGOOS. Brussels, Belgium. 2018, D/2018/ 14.040/ 1. 516, pp. 233-241.

44. Wang D., Large W.G., McWilliams J.C. Large-eddy simulations of the equatorial ocean boundary layer: Diurnal cyclinf, eddy viscosity, and horizontal rotations. *J. Geophys. Res.*, 1996, vol. 101, no. C2, pp. 3649-3662.

45. Woods J.D. Diurnal and seasonal variation of convection in the wind-mixed layer of the ocean. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 1980, vol. 106, no. 449, pp. 379-394

46. Woods J.D., Barkmann W. The response of the upper ocean to solar heating. I. The mixed layer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 1986, vol. 112, no. 471, pp. 1-27.

47. Zavala-Garay J., Zhang C., Moore Andrew M., Wittenberg A.T., Harrison M.J., Rosati A., Vialard J., Kleeman R. Sensitivity of Hybrid ENSO Models to Unresolved Atmospheric Variability. *J. Climate*, 2008, vol. 21, pp. 3704-3721. DOI: 10.1175/2007JCLI1188.1

48. Zweng M.M., Reagan J.R., Antonov J.I., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Boyer T.P., Garcia H.E., Baranova O.K., Johnson D.R., Seidov D., Biddle M.M. World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 74, 2012, 39 p.

*Поступила 11.09.2022; одобрена после рецензирования 20.09.2023;
принята в печать 06.10.2023.*

*Submitted 11.09.2022; approved after reviewing 20.09.2023;
accepted for publication 06.10.2023.*